

Original Research Paper

Petrographical and geochemical evidences of magma mixing in the Chahargonbad granitoid rocks, southwest of Kerman

Abdolhamid Ansari^{1*}

¹ Department of Petroleum Engineering, Faculty of Engineering, Lamerd Branch, Islamic Azad University, Lamerd, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 March 15

Accepted: 2022 November 17

Available online: 2023 June 22

Keywords:

Magma mixing

Mafic microgranular enclaves

Chahargonbad granitoid mass

Calcalkalan

Mafic dykes

ABSTRACT

The Chahargonbad batholite is located close to Sirjan and southeast of Urumieh-Dokhtar magmatic zone. The batholite's composition is acidic to intermediate that is intruded into the Eocene volcanic rocks. Although the main volume of these rocks consisted of granodiorite and monzogranite, this mass contains numerous mafic microgranular enclaves with a combination of diorite and monzodiorite. Also, microgranular dykes have cut the mafic mass. Existence of field evidence such as mafic microgranular enclaves with spherical to oval shapes, bell and rod shaped mafic microgranular enclaves, the presence of synplutonic mafic dykes, as well as textural disequilibrium evidences indicate the absence of plagioclase with oscillatory zoning and repeated analytical levels, and Osley quartz in the presence of enclaves. As they grow, they are minerals and evidence for magmatic mixing. Enclaves show higher values than the host rock in most of the basic elements, such as Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 . The elements (REE), host granite rocks and associated enclaves show relatively differentiated REE patterns with sloping LREE patterns and flat MREE and HREE patterns. Based on the tectonomagmatic environment determination diagrams, all samples from the Chahargonbad (studied area) are located in the arc island setting due to subduction and show the characteristic of active continental margin setting.

1. Introduction

I and S type granites (Chappell and White, 1974, 2011) and epirogenic granites of A type (Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007) have been identified in the world. S type granite melts are magmas that are in the presence of produced fluid and in terms of composition and physical properties, they are different from type I granites that are formed under conditions of water saturation (Castro, 2013; Garcia et al., 2015). Different models and many hypotheses have been proposed for geochemical diversity in type I granites.

Experimental melts and geochemical and isotopic data, as well as the presence of mafic microgranular enclaves in type I intrusive masses, suggest that type I calc-alkaline granitic magma can be formed from the mixing of mafic and felsic magma (Collins, 1996; Kemp et al., 2007). The high content of iron and magnesium in most granodiorite and tonalitic magmas is also due to the entry of peri-tectic minerals from the source of these magmas, and the type and abundance of these minerals has an important impact on the nature of granites (Clemens and Stevens, 2012).

* Corresponding author: Abdolhamid Ansari; E-mail: abdolhamida61@gmail.com

Citation:

Ansari, A. H., 2023. Petrographical and geochemical evidences of magma mixing in the Chahargonbad granitoid rocks, Southwest of Kerman. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 111-134. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.334175.1987>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.334175.1987

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.6.5



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

Among the different types of enclaves in granitoid rocks, mafic microgranular enclaves are considered the most abundant and controversial type (Barbarin, 2005; Silva et al., 2012). They are observed with different compositions, shapes, sizes and degrees of cooling in granitoid intrusive masses (Barbarin and Didier, 1991). Investigating the origin of mafic microgranular enclaves is considered a unique opportunity to understand the petrogenesis and source of granitoid magmas (Barbarin, 2005; Ventura et al., 2006).

Mafic microgranular enclaves also provide evidence for mantle-crustal interaction and mixing of mantle-crustal-derived magmas (Zhao et al., 2012). Although there are considerable differences regarding the origin of microgranular enclaves, three main petrogenic hypotheses are more popular: 1- The origin of restite or the remaining source materials that remained unmelted (Chappell et al., 1987). 2- The origin of cumulate or preferential accumulation of mafic materials in enclaves (Clemens and Wall, 1988). 3- Magmatic mixing or injection of globules from mafic magma into host felsic magma (Vernon, 1990).

The Chahargonbad granitoid mass is located at longitudes $56^{\circ} 10'$ and $56^{\circ} 21'$ and latitudes $29^{\circ} 34'$ and $29^{\circ} 42'$ and at a distance of 80 km northeast of Sirjan and 32 km northwest of Balward district in Kerman province. According to the structural-sedimentary divisions of Iran (Stockelin, 1968) is located in the southeast of Urmia-Dakhter magmatic belt. Figure 1 shows the location of the study area. Most of the granitoids in the southwest of Kerman have granitic to granodiorite composition and are metaaluminous and calc-alkaline (Dargahi, 2007).

Also, Fazlnia and Moradian (2001), Saffar Heydari et al. (2016) have introduced granitoid mass, metaaluminous, calc-alkaline and its tectonic setting as a volcanic arc type in their research.

2. Research methodology

Petrographic provides very useful information about the nature of lithology and magmatic evolutions. So, very accurate sampling of the studied masses and also from different parts of the studied area was done. During the sampling, 130 samples were taken, including all types of igneous rocks and enclaves, which are due to color changes and the amount of holes. Out of this number, 65 samples were selected according to non-repetitiveness and strength, and thin sections were prepared.

After microscopic studies, 20 fresh and fresh samples were selected and sent to ALS-Cemex Canada laboratory for chemical analysis. The main and rare elements were analyzed by ICP-MS and ICP-ES, and the results are presented in Table 1. In order to determine the composition of the minerals that make up these rocks, 4 samples of the rocks including the host rocks, enclaves and dykes were selected and plagioclase, amphibole, biotite and chlorite minerals were found in them, were subject to point analysis (EPMA). Point-chemical analysis of 90 points, in the Iranian Mineral Processing Research Center by Cameca Sx-100.

3. Discussion

The field evidences of the effects of magmatic mixing are: 1. Mafic microgranular enclaves (MME) with spherical to oval, bell-shaped and rod-shaped enclaves, which are abundant in different sizes within the intrusive mass. The morphology of these enclaves is largely determined by the composition of the host granitoid (Balk, 1937; Pabst, 1928). The lenticular microgranular enclaves indicate lamellar or linear deformation, and the bell-shaped microgranular enclaves indicate the viscosity of the enclaves that have been able to show plastic deformation (Figure 4-A and B) (Didier, 1987). It should be noted that the microgranular enclaves of the Chahargonbad mass are mostly spherical in shape.

Larger mafic microgranular enclaves are more common at the contact of mafic dykes and host granitoids, and the contact surfaces of these enclaves in granitoids are crenulation and dental, which is the result of rapid cooling of the enclaves' edges (Figure 4-C; Didier, 1987). The mafic microgranular enclaves that have an irregular shape and jagged contact surfaces are usually formed near where the magma mixing process has been active (central and southern part), while the mafic microgranular enclaves that have a rounded shape and distinct contact surfaces. There are enclaves that were carried during the replacement of granitic magma (Didier, 1987). Therefore, the shapes and contact surfaces between the mafic microgranular enclaves and their host rock indicate the degree of proximity to the reactive process zone.

2. The presence of mafic synplutonic dykes that can be observed in the interference zone of mafic dykes that are fragmented and some of them have been dislocated along their length (Figure 4-D). These dykes can be seen especially in the west of Takht village in the granitoid mass. 3. The presence of alkaline feldspars from the host rock into the mafic enclaves or MME (Figure 4-G,F): in some parts of the mass, mafic enclaves contain megacrysts of alkaline feldspar, and these enclaves are closer to the mafic rocks. (Pitcher, 1993; Vernon et al., 1988), considered the formation of such large crystals as the result of mixing mafic and felsic magma. These megacrysts, both in the enclaves and in the granitoids, are the same in terms of microscopic fabric such as zoning and inclusions, so that the coarse alkali feldspar crystals in the granitoids can be considered the same as the xenocrysts of the alkali feldspar in the MME enclaves. The major minerals forming granitoid rocks are quartz, alkali feldspar and plagioclase, hornblende, biotite and pyroxene, minor minerals are apatite, zircon, sphene and opaque minerals. Chlorite, epidote and clay minerals are also present as secondary minerals. Plagioclases are euhedral to subhedral and are observed in different sizes. More common characteristics of plagioclases are oscillatory zoning, reverse zoning (microprobe analysis data), corroded edges, and alteration from the center (Figure 5-A).

Quartz crystals have two types of inclusions: fine quartz crystals are the result of quench and megacrysts are the result of calm stage and slow growth. Another characteristic of quartz is the presence

of a bay texture in them, which can be seen in dykes (Figure 5-C). Also, graphic texture (quartz intergrowth with alkali feldspar) can be seen in granitoid rocks. Anhedra alkali feldspars have poikilitic and perthitic textures. Amphibole is observed in anhedra shapes and euhedral state and in the form of different size. Some amphiboles have lost their primary shape and have been decomposed into chlorite, epidote and opaque minerals (Figure 5-D). Biotites have two generations, both euhedral and subhedral, so that they were created both magmatically (Figure 5-E) and secondary as a result of the decomposition of amphibole and pyroxenes. (Figure 5-F). Pyroxenes are often anhedra lto subhedral and urallitization can also be seen in them.

Plagioclase with the composition of oligoclase to andesine (based on optical characteristics and microprobe analysis) is observed in a form to subhedral with twinning albite-Carlsbad and Prikline albite with oscillatory zoning. Based on the presence and absence of oscillatory zoning, these plagioclase are divided into two different generations: Plagioclase of the first generation (Pl-1): One of the characteristics of these plagioclase is the lack of oscillatory zoning texture.

These plagioclase are more abundant than the plagioclase of the second generation. Plagioclases of the second generation (Pl-2): One of the characteristics of this generation of plagioclase is the existence of oscillatory zoning. These plagioclases are often seen as single crystals. The existence of these two occurrences of plagioclases indicates the transformations of the magma reservoir caused by the phenomenon of mixing and contamination of magma (Nixon and Pearce, 1987). Hornblende-type amphiboles are subhedral to anhedra, often transformed into chlorite, biotite, epidote and opaque minerals.

Biotite is scattered in the rock texture in the form of scales and rarely in the form of blades. These minerals have been replaced by chlorite and opaque minerals in some cases. One of the main inclusions in these biotites is zircon with burnt edges.

Based on the nomenclature diagram of intrusive rocks (TAS) (Cox et al., 1979), the compositional range of the granitoid mass of the host region varies from quartzdiorite to granite (Figure 6). Ofcourse, as it is clear in Figure 6, most of the samples of this mass have granitic composition and only a limited number of them show more mafic compositions. The enclaves inside the mass also show gabbrodiorite and diorite compositions (based on this diagram, the magmatic series are divided into alkaline and sub-alkaline categories; Figure 7-A). As can be seen from this figure, the samples of the studied area are in the sub-alkaline range. In the AFM pattern of Irwin and Baragar (1971), which was used to separate the two magma series of tholeiitic and calc-alkaline, the studied samples show a tendency towards calc-alkaline (Figure 7-B).

In terms of the main elements, the enclaves inside the mass show

higher values in most of these elements, such as Al_2O_3 , CaO, MgO, Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , compared to the host rock. While the amounts of K₂O and Na₂O elements in the enclaves are lower compared to the host rock. The range of changes of the most important main elements in the host rock samples of the area as Al_2O_3 (14.16-16.4 wt.%), Fe_2O_3 (0.73-8.24 wt.%), MgO (44.44 wt.%) 0/3-26), Cao (2-48/19%wt), Na_2O (3-39/25%wt) and K_2O (0-3-2/14%wt) it is possible that the vast range of K₂O is related to magmatic alteration and crystallization (Table 1).

Petrological observations show that mafic microgranular enclaves are globules of mafic magmas that initially cooled rapidly and crystallized in the host felsic magma.

The presence of disequilibrium textures such as poikilitic textures in feldspar megacrysts, the presence of small plagioclase in large plagioclase crystals, plagioclase with sieve texture, compositional zoning and analytical surfaces, oseli quartz in enclaves, as chemical or thermal changes of the melt. During crystal growth, they are considered evidence of magmatic mixing (Baxter and Feely, 2003). A large number of enclaves contain megacrysts of potassium feldspar and quartz, which originated from the host granites, and this issue strengthens the emergence of enclaves due to the mixing/contamination process (Griffin et al., 2002).

4. Conclusion

The Chahargonbad batholith is located close to Sirjan and in southeast of Urmia-Dakhtar magmatic belt. This complex has lithological diversity from relatively basic to acidic rocks (syenogranite, monzogranite, granodiorite, tonalite, quartzdiorite). All the mentioned units are type I intrusives with metaluminous and calc-alkaline. Petrographic studies and evidence of magmatic mixing indicate their I type.

The existence of linear and continuous trends of elements in Harker's diagrams (Harker, 1909) and similar trends of rare elements in spider diagrams indicate the relationship of intrusive masses with each other. The enrichment of the studied samples in LILE and LREE elements, as well as their depletion in HFSE and HREE elements, indicate their formation from an enriched mantle source in subduction zones.

Also, their depletion of HFSE and HREE elements indicates their formation from an enriched mantle source in subduction zones. Also, depletion of elements such as Nb and Ta and enrichment of Th, Rb, K in the studied intrusive masses can also occur as a result of contamination with crustal materials. Therefore, as a result of the oblique subduction of the Neotethys ocean under Central Iran, at the beginning of the basic magma, it has emerged from an enriched or metasomatized mantle. This magma has undergone digestion and fractional crystallization during rising to the upper horizons, and finally intermediate and acidic magmas have been derived from it.

بررسی شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی اختلاط ماگمایی در سنگ‌های گرانیتیویدی چهارگنبد جنوب باختر کرمان

عبدالحمید انصاری*

۱ گروه مهندسی نفت، دانشکده فنی و مهندسی، واحد لامرد، دانشگاه آزاد اسلامی، لامرد، ایران

چکیده

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در بخش جنوب‌خاوری پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این توده نفوذی با ترکیب اسیدی تا کمی حد واسط به داخل واحدهای آتشفشانی انوسن تزریق شده است. گرچه بیشتر حجم ترکیبات سنگی، گرانودیوریت و مونزوگرنیت می‌باشد، با این حال، ترکیبات دیگر سنگی نیز شامل کوارتزیدیوریت، تونالیت و سینوگرنیت موجود بوده و مرز تبدیل سنگ‌ها به یکدیگر تدریجی می‌باشد. ترکیب عمده سنگ میزبان گرانودیوریت و مونزوگرنیت است. این توده حاوی انکلاوهای میکروگرنولار مافیک متعدد با ترکیب دیوریت و مونزودیوریت می‌باشد. همچنین دایک‌های میکروگرنولار، توده مافیک را قطع کرده‌اند. انکلاوها عموماً تماس ناگهانی با سنگ‌های میزبان دارند و از مجموعه کانی‌های آذرین تشکیل شده‌اند. وجود شواهد صحرایی مانند انکلاوهای میکروگرنولار مافیک با اشکال کروی تا بیضی، زنگوله‌ای و میله‌ای، وجود دایک‌های مافیک سین پلوتونیک و همچنین شواهد بافتی نشان‌دهنده عدم تعادل از قبیل حضور پلاژیوکلازهایی با منطقه‌بندی ترکیبی و سطوح تحلیلی مکرر و کوارتزهای اوسلی در انکلاوها، نشانه تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در حین رشد بلور و شاهدهی برای رخداد اختلاط ماگمایی هستند. انکلاوهای موجود در داخل توده گرانیتیویدی منطقه، در بیشتر عناصر اصلی همچون Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 مقادیر بالاتری نسبت به سنگ میزبان نشان می‌دهند. از دید عناصر نادر خاکی (REE)، سنگ‌های گرانیتیوید میزبان و انکلاوهای همراه، الگوهای REE نسبتاً تفریق یافته با الگوهای LREE شب‌دار و MREE و HREE تخت به نمایش می‌گذارند. همچنین در الگوهای REE سنگ‌های مورد مطالعه، بی‌هنجاری منفی خفیفی در Eu مشاهده می‌شود که گویای دخالت پلاژیوکلاز در تشکیل و تحول سنگ‌های منطقه و یا تبلور آنها در شرایط فوق‌اسیته کم اکسیژن است. بر اساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی-ماگمایی، کلیه نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه چهارگنبد، در محدوده کمان‌های قوسی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند و ویژگی محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

اختلاط ماگمایی

انکلاوهای میکروگرنولار مافیک

توده گرانیتیویدی چهارگنبد

کالک‌آلکالن

دایک‌های مافیک

۱- پیش‌نوشتار

آهن و منیزیم در بیشتر ماگمای گرانودیوریتی و تونالیتی نیز ناشی از ورود کانی‌های پری‌تکتیک از منبع سازنده این ماگماها است و نوع و فراوانی این کانی‌ها تأثیر مهمی در ماهیت گرانیت‌ها بر جای می‌گذارد (Clemens and Stevens, 2012). در میان انواع مختلف انکلاوها در سنگ‌های گرانیتیویدی، انکلاوهای میکروگرنولار مافیک فراوان‌ترین و بحث‌انگیزترین نوع در نظر گرفته می‌شود (Barbarin, 2005; Silva et al., 2012). آنها با ترکیبات، اشکال، اندازه‌ها و درجات سرد شدن متفاوت در توده‌های نفوذی گرانیتیویدی مشاهده می‌شوند (Barbarin and Didier, 1991). بررسی منشأ انکلاوهای میکروگرنولار مافیک یک فرصت منحصر به فرد برای شناخت پتروژنز و منبع ماگماهای گرانیتیویدی به‌شمار می‌رود (Barbarin, 2005; Ventura et al., 2006). انکلاوهای میکروگرنولار مافیک همچنین شواهدی برای

گرانیت‌های نوع I و S (Chappell and White, 1974, 2011) و گرانیت‌های غیر کوهرزایی نوع A (Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007) در جهان شناسایی شده‌اند. مذاب‌های گرانیتی نوع S ماگماهایی هستند که در حضور سیال تولید شده و از نظر ترکیب و خواص فیزیکی با گرانیت‌های نوع I که در شرایط تحت اشباع از آب به وجود می‌آیند، متفاوت هستند (Castro, 2013; Garcia et al., 2015). مدل‌های متفاوت و فرضیه‌های زیادی برای گوناگونی ژئوشیمی در گرانیت‌های نوع I مطرح شده است. مذاب‌های تجربی و داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و همچنین حضور انکلاوهای میکروگرنولار مافیک در توده‌های نفوذی نوع I، پیشنهاد می‌کند که ماگمای گرانیتی نوع I کالک‌آلکالن می‌تواند از اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک به وجود آمده باشد (Collins, 1996; Kemp et al., 2007). محتوای بالای

* نویسنده مسئول: عبدالحمید انصاری؛ E-mail: abdolhamida61@gmail.com

ماخذنگاری:

انصاری، ع. ح.، ۱۴۰۲، بررسی شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی اختلاط ماگمایی در سنگ‌های گرانیتیویدی چهارگنبد جنوب باختر کرمان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۲)، ۱۲۸، ۱۱۱-۱۳۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.334175.1987>

doi: 10.22071/GSJ.2022.334175.1987

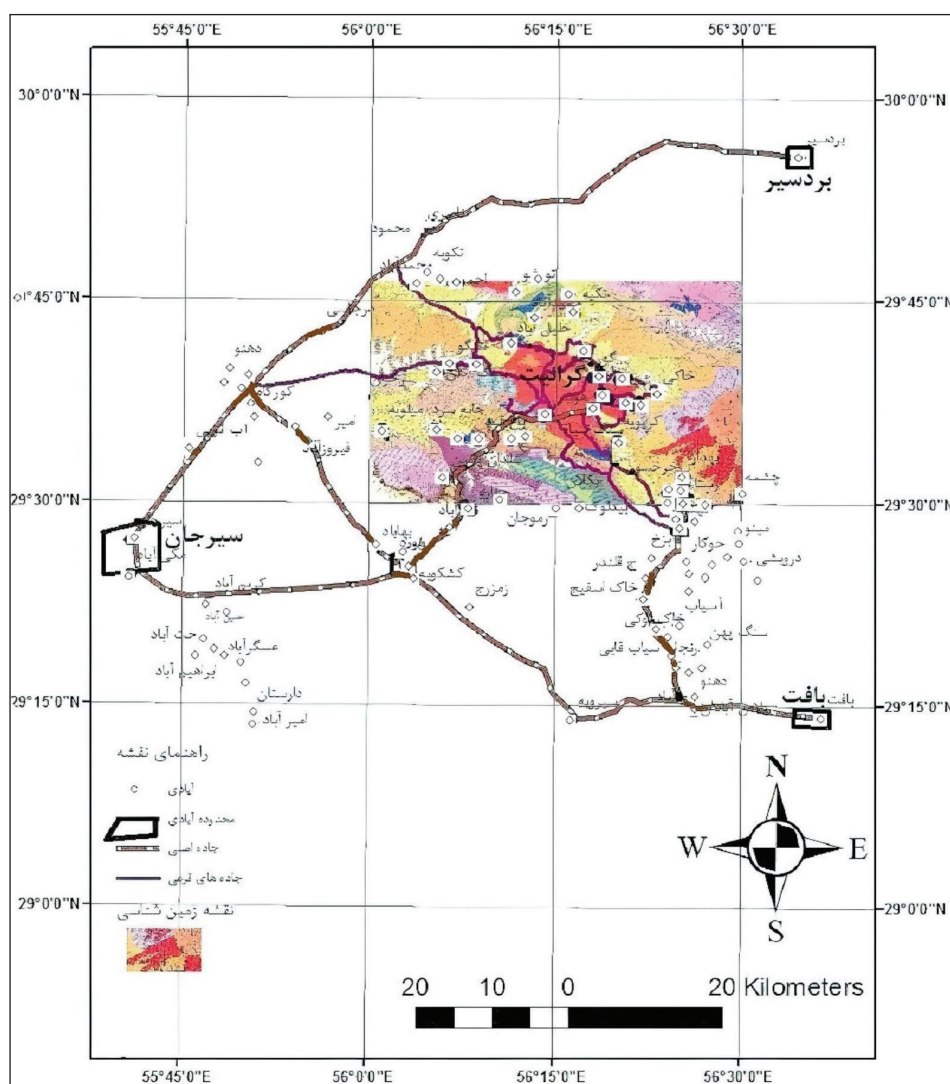
dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.6.5

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.


 This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

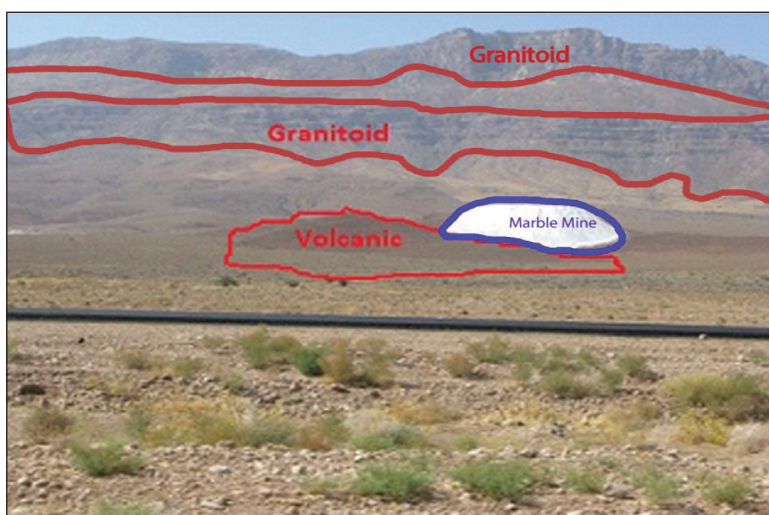
چهارگنبد را از نوع I، کالکوآلکان، متاآلومینوس و محیط زمین‌ساختی آن را VAG معرفی کرده‌اند. سنگ‌های در برگیرنده این توده گرانیتی، شامل کمپلکس آتشفشانی -رسوبی ائوسن است (شکل ۲) که قدیم‌ترین واحد سنگی در منطقه بوده و در جنوب و خاور منطقه به خوبی دیده می‌شود. با توجه به این که سنگ‌های گرانیتی فقط سنگ‌های ائوسن را قطع کرده‌اند، از نظر سنی این سنگ‌ها را حداقل به ماگماتسم پس از ائوسن می‌توان نسبت داد که در اثر عملکرد گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند. دایک‌های متعدد این توده نفوذی را قطع کرده‌اند که امتداد آنها مجموعه آتشفشانی -رسوبی ائوسن را نیز قطع کرده است. سنگ‌های مطالعه شده در منطقه چهارگنبد به چهار گروه آذرین بیرونی و درونی، انکلاوها و آذرآواری تقسیم شدند. سنگ‌های گروه آذرین بیرونی عبارتند از: (۱) آندزیت، (۲) ریولیت و (۳) دولریت، سنگ‌های گروه آذرین درونی عبارتند از: (۱) دیوریت کوارتزدار، (۲) تونالیت، (۳) گرانودیوریت و (۴) گرانیت (موزو و سینوگرانیت)، سنگ‌های گروه انکلاوها و سنگ‌های گروه آذرآواری عبارتند از: توف‌ها. در ادامه به بررسی شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی، این منطقه خواهیم پرداخت. هدف از این مطالعه، بررسی شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی اختلاط ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی چهارگنبد و تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های این منطقه است.

تعامل گوشته - پوسته و اختلاط ماگماهای مشتق از گوشته و پوسته فراهم می‌کنند (Zhao et al., 2012). اگر چه اختلاف‌های قابل ملاحظه‌ای در مورد منشأ انکلاوهای میکروگرانولار وجود دارد، سه فرضیه پتروژنیکی اصلی از طرفداران بیشتری برخوردار است: ۱- منشأ رستیت یا مواد باقی‌مانده منبع که به صورت ذوب نشده باقی مانده‌اند (Chappell et al., 1987). ۲- منشأ کومولیت یا تجمع ترجیحی مواد مافیک در انکلاوها (Clemens and Wall, 1988). ۳- اختلاط ماگمایی یا تزریق گلبول‌هایی از ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک میزبان (Vernon, 1990). توده گرانیتی چهارگنبد در طول‌های جغرافیایی ۵۶° ۲۱' و ۵۶° ۲۹' و عرض‌های جغرافیایی ۲۹° ۳۴' و ۲۹° ۴۲' و در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال خاور سیرجان و ۳۲ کیلومتری شمال باختر بخش بلورد در استان کرمان واقع شده است و با توجه به تقسیمات ساختاری -رسوبی ایران، اشتوکلین (Stocklin, 1968) در جنوب خاور کمربند ماگمایی ارومیه -دختر قرار دارد. در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. بیشتر گرانیتویدهای جنوب باختر کرمان ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی داشته و متاآلومینوس و کالکوآلکان هستند (درگاهی، ۱۳۸۶). همچنین فضل‌نیا و مرادیان (۱۳۸۰)، صفار حیدری و همکاران (۱۳۹۶) در پژوهش خود توده گرانیتی



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (گوگل ارت و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگنبد (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵)).

Figure 1. Geographical location and access roads to the studied area (Google Earth and map 1:100000 Chahargah (Khannazer and Emami, 1996)).



شکل ۲- نمایی از منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاور).

Figure 2. A view of the studied area (view towards the northeast).

۲- روش مطالعه

برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Cemex کانادا ارسال شد. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و ICP-ES مورد تجزیه واقع شدند که نتایج در جدول ۱ ارائه شده است. به منظور تعیین ترکیب کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها، تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های منطقه شامل سنگ‌های میزبان، انکلاو و دایک‌های منطقه انتخاب گردید و کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کلریت در آنها مورد آنالیز نقطه‌ای (EPMA) قرار گرفتند. آنالیز شیمی نقطه‌ای به تعداد ۹۰ نقطه، در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران توسط دستگاه Cameca مدل SX-100 انجام پذیرفت.

بررسی سنگ‌نگاری اطلاعات بسیار سودمندی را در خصوص ماهیت سنگ‌شناسی و تحولات ماگمایی در اختیار ما می‌گذارد. بر این اساس، نمونه‌برداری بسیار دقیق از توده‌های مورد مطالعه و همچنین از بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه انجام پذیرفت. در طی نمونه‌برداری، تعداد ۱۳۰ نمونه سنگی شامل انواع سنگ‌های آذرین و انکلاوها که با توجه به تغییرات رنگ و میزان حفرات می‌باشند، برداشت شد. از میان این تعداد، ۶۵ نمونه با توجه به عدم تکراری بودن و استحکام انتخاب و مقطع نازک تهیه شد. محل برداشت نمونه‌ها بر روی نقشه پایه مشخص شده است (شکل ۳). پس از مطالعات میکروسکوپی، ۲۰ نمونه تازه و غیردگرسان انتخاب و

جدول ۱- نتایج آنالیز سنگ‌های منطقه به روش ICP-MS و ICP-ES

Table 1. The results of the analysis of rocks in the area by ICP-MS and ICP-ES methods.

VA15043542 – Finalized PO NUMBER: " " PROJECT: " "		CLIENT: «Abdolhamid Ansari» DATE RECEIVED: 2015-03-26 CERTIFICATE COMMENTS: " "						# of SAMPLES: 50 DATE FINALIZED: 2015-04-03			
		ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81	ME- MS81
SAMPLE		Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	101.5	27.4	100	0.61	2.48	1.63	0.68	15.5	2.21	4.4
A.H-A9	گرانیت	464	41.9	90	2.3	3.2	2.06	0.8	15.7	3.24	4.5
A.H-C12	گرانیت	84.5	22.4	120	0.24	1.65	1.13	0.54	13.9	1.83	3.5
A.H-A13	دایک	153	24.1	60	1.55	3.96	2.34	0.96	18.9	3.69	3
A.H-C8	دایک	136	16.4	50	4.61	2.54	1.62	0.84	18.8	2.39	2.1
A.H-D1	دایک	181.5	21.2	40	1.92	3.23	2.04	0.82	18.4	3.36	2.3
A.H-C4	دایک	287	24.3	120	0.65	2.27	1.45	0.73	16.5	2.38	2.8
A.H-F3	گرانیت	374	24.7	80	1.94	1.65	1.16	0.54	15.3	1.77	3.3
A.H-H7	گرانیت	529	34.5	100	1.27	2.63	1.8	0.7	16.4	2.82	4.6
A.H-F8	گرانیت	301	20.5	100	1.53	2.08	1.26	0.78	18.5	2.2	3.7

Continued from Table 1

A.H-A2	گرانیت	248	25.9	40	4.46	3.99	2.35	1.1	19.1	3.99	3.3
A.H-C9	دایک	192.5	16.2	40	5.61	2.86	1.59	0.96	20.5	2.84	2.2
A.H-A14	دایک	566	26.9	60	1.09	3.71	2.12	0.99	18.7	3.61	3.5
A.H-D4	دایک	221	16.2	90	1.22	2.69	1.56	0.8	19.2	2.65	1.8
A.H-F4	گرانیت	374	24.4	120	1.21	1.68	1.02	0.59	14.9	1.97	3.2
A.H-C15	انکلاو	228	24.3	50	1.66	3.82	2.26	0.98	19	3.89	2.6
A.H-A11	گرانیت	421	22.3	110	1.11	3.43	2.4	0.77	16.1	3.48	4.7
A.H-C11	گرانیت	294	25.2	80	4.36	3.7	2.3	0.82	18.1	3.57	4.2
A.H-F7	گرانیت	111	21.5	130	0.47	2.58	1.77	0.81	16.9	3	5
A.H-C14	انکلاو	235	26.4	20	3.03	4.22	2.73	1.02	21.6	4.03	1.8

VA15043542 – Finalized		CLIENT: «Abdolhamid Ansari»						# of SAMPLES: 50			
PO NUMBER: " "		DATE RECEIVED: 2015-03-26						DATE FINALIZED: 2015-04-03			
PROJECT: " "		CERTIFICATE COMMENTS: " "									
		ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE		Ho	La	Lu	Nb	Nd	Ni	Pr	Rb	Sm	Sn
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	0.52	11	0.31	5.6	12.9	14	3.38	4.9	2.75	3
A.H-A9	گرانیت	0.71	21	0.36	4.6	17.9	15	4.78	101.5	3.77	2
A.H-C12	گرانیت	0.33	8.2	0.2	4	10.7	16	2.79	3.3	2.03	1
A.H-A13	دایک	0.84	10.7	0.37	2.9	14.4	24	3.19	36.3	3.81	1
A.H-C8	دایک	0.55	7.3	0.24	2.4	9.5	15	2.09	66.8	2.44	2
A.H-D1	دایک	0.69	8.7	0.31	3.9	12.7	7	2.77	77.8	3.1	2
A.H-C4	دایک	0.5	12.4	0.22	3.9	10.4	28	2.76	50.4	2.3	1
A.H-F3	گرانیت	0.35	13.7	0.23	4.6	9.7	<5	2.66	97.5	1.73	1
A.H-H7	گرانیت	0.59	17.3	0.32	4.9	14.7	11	3.86	88.3	3.09	1
A.H-F8	گرانیت	0.45	10.7	0.22	3.4	9.8	24	2.21	68.8	2.16	1
A.H-A2	گرانیت	0.85	11.9	0.33	4.1	15.3	32	3.27	68.2	4.04	1
A.H-C9	دایک	0.56	7.4	0.23	2.9	10.3	29	2.02	84.6	2.35	2
A.H-A14	دایک	0.71	12.6	0.32	7.1	15.4	6	3.33	48.8	3.45	1
A.H-D4	دایک	0.51	7.5	0.21	3	9.6	14	1.98	62	2.3	2
A.H-F4	گرانیت	0.38	13.2	0.21	3.9	9.6	14	2.61	83.3	2.04	1
A.H-C15	انکلاو	0.86	11.2	0.36	4.1	14.6	18	3.18	68.4	3.62	1
A.H-A11	گرانیت	0.75	10.8	0.34	4.7	12.3	18	2.63	78.8	3.08	2
A.H-C11	گرانیت	0.77	12.3	0.35	4.6	13.5	18	3.15	66.2	4.22	2
A.H-F7	گرانیت	0.56	9	0.29	5	12.6	17	2.87	5.8	2.19	4
A.H-C14	انکلاو	0.94	11	0.44	4.3	16.5	12	3.41	99.4	3.95	2

Continued from Table 1

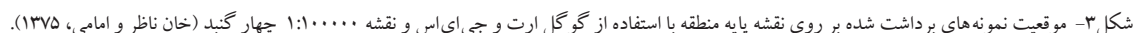
VA15043542 – Finalized		CLIENT: «Abdolhamid Ansari»						# of SAMPLES: 50			
PO NUMBER: " "		DATE RECEIVED: 2015-03-26						DATE FINALIZED: 2015-04-03			
PROJECT: " "		CERTIFICATE COMMENTS: " "									
		ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE		Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	403	0.5	0.39	11.3	0.27	1.37	37	1	15.9	1.85
A.H-A9	گرانیت	226	0.4	0.49	9.06	0.34	1.22	49	1	19.3	2.34
A.H-C12	گرانیت	251	0.3	0.25	13.45	0.17	1.28	24	<1	10.3	1.23
A.H-A13	دایک	324	0.2	0.6	4.24	0.39	1	229	1	23	2.35
A.H-C8	دایک	346	0.2	0.42	3.3	0.23	0.61	171	3	14	1.67
A.H-D1	دایک	306	0.2	0.52	4.3	0.34	0.7	150	1	17.8	2.1
A.H-C4	دایک	353	0.2	0.41	6	0.21	1.15	139	2	13.4	1.59
A.H-F3	گرانیت	209	0.4	0.28	10.8	0.17	1.54	41	1	10.1	1.26
A.H-H7	گرانیت	244	0.3	0.45	10	0.27	1.48	50	1	15.6	1.93
A.H-F8	گرانیت	263	0.3	0.31	6.27	0.22	0.88	90	1	11.7	1.48
A.H-A2	گرانیت	403	0.2	0.63	4.32	0.37	1.05	229	1	20.9	2.35
A.H-C9	دایک	354	0.2	0.37	3.67	0.25	0.61	166	2	13.9	1.6
A.H-A14	دایک	333	0.3	0.57	5.64	0.33	1.26	178	1	18.1	2.08
A.H-D4	دایک	334	0.2	0.42	4.3	0.24	0.79	183	1	12.7	1.5
A.H-F4	گرانیت	200	0.3	0.28	8.01	0.17	0.97	44	1	10	1.13
A.H-C15	انکلاو	249	0.3	0.57	5.29	0.32	0.74	180	1	20.7	2.56
A.H-A11	گرانیت	233	0.3	0.57	9.06	0.34	1.99	48	1	20.1	2.26
A.H-C11	گرانیت	247	0.3	0.6	5.92	0.31	0.88	164	1	20.1	2.46
A.H-F7	گرانیت	341	0.3	0.41	8.23	0.26	1.78	35	1	15	1.73
A.H-C14	انکلاو	244	0.3	0.67	4.94	0.38	1.17	240	1	22.2	2.52

VA15043542 – Finalized				CLIENT: «Abdolhamid Ansari»				# of SAMPLES: 50			
PO NUMBER: " "				DATE RECEIVED: 2015-03-26				DATE FINALIZED: 2015-04-03			
PROJECT: " "				CERTIFICATE COMMENTS: " "							
		ME-MS81	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
SAMPLE		Zr	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂
DESCRIPTION		ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A.H-F5	گرانیت	157	71.7	15.4	0.87	4.79	0.72	5.61	0.36	0.02	0.36
A.H-A9	گرانیت	172	68.9	14.8	3.47	2.98	1.04	3.81	3.14	0.01	0.38
A.H-C12	گرانیت	135	74.6	14.15	1.35	2.48	0.59	6.25	0.2	0.02	0.25
A.H-A13	دایک	108	54.6	17.9	8.51	8.72	4.33	2.65	1.09	0.01	0.78
A.H-C8	دایک	70	57	17.4	8.09	6.33	3.57	3.87	1.3	0.01	0.72
A.H-D1	دایک	80	58.7	17.25	7.24	5.45	2.86	4.2	1.37	0.01	0.66
A.H-C4	دایک	102	59.5	15.85	5.86	5.98	3.7	3.62	1.89	0.02	0.53
A.H-F3	گ انست	120	71.6	14.7	3.08	2.64	0.88	3.86	3.02	0.01	0.29

Continued from Table 1

A.H-H7	گرانیت	173	69.6	15.15	3.11	2.78	1.15	3.96	3	0.01	0.37
A.H-F8	گرانیت	126	65.1	16	4.81	4.25	1.72	3.8	2.05	0.01	0.44
A.H-A2	گرانیت	108	53.7	16.4	8.24	6.19	3.44	3.67	2.19	<0.01	0.82
A.H-C9	دایک	62	57.9	17.75	7.89	5.37	3.59	4.37	1.57	0.01	0.7
A.H-A14	دایک	125	59	17.45	7.32	6.69	2.01	3.18	2.09	0.01	0.75
A.H-D4	دایک	55	57.9	17.3	7.48	6.44	3.67	3.96	1.65	0.01	0.74
A.H-F4	گرانیت	104	70.9	14.65	3.21	3	0.96	3.76	2.6	0.02	0.3
A.H-C15	انکلاو	71	58.3	16.65	7.93	5.79	2.97	3.89	1.6	0.01	0.67
A.H-A11	گرانیت	159	71.1	15.1	2.72	3.21	1.01	4.43	2.67	0.01	0.37
A.H-C11	گرانیت	145	60.6	16.3	6.49	5.53	2.81	3.39	2.18	0.01	0.65
A.H-F7	گرانیت	173	72.4	15.65	0.73	3.73	0.26	5.39	0.35	0.02	0.35
A.H-C14	انکلاو	43	52.4	17.45	10.05	6.54	3.98	4.18	1.72	<0.01	0.82

VA15043542 – Finalized		CLIENT: «Abdolhamid Ansari»				# of SAMPLES: 50	
PO NUMBER: " "		DATE RECEIVED: 2015-03-26				DATE FINALIZED: 2015-04-03	
PROJECT: " "		CERTIFICATE COMMENTS: " "					
		ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	OA-GRA05	TOT-ICP06
SAMPLE		MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total
DESCRIPTION		%	%	%	%	%	%
A.H-F5	گرانیت	0.02	0.08	0.04	0.01	1.55	101.53
A.H-A9	گرانیت	0.06	0.09	0.03	0.05	1.34	100.1
A.H-C12	گرانیت	0.01	0.06	0.03	0.01	0.78	100.78
A.H-A13	دایک	0.2	0.14	0.04	0.02	0.84	99.83
A.H-C8	دایک	0.2	0.17	0.04	0.02	2.06	100.78
A.H-D1	دایک	0.18	0.16	0.04	0.02	2.01	100.15
A.H-C4	دایک	0.12	0.1	0.04	0.03	2.77	100.01
A.H-F3	گرانیت	0.05	0.08	0.02	0.04	1.26	101.53
A.H-H7	گرانیت	0.06	0.09	0.03	0.06	1.55	100.92
A.H-F8	گرانیت	0.1	0.1	0.03	0.03	1.46	99.9
A.H-A2	گرانیت	0.14	0.15	0.05	0.03	3.49	98.51
A.H-C9	دایک	0.22	0.17	0.05	0.02	1.96	101.57
A.H-A14	دایک	0.14	0.15	0.04	0.06	0.96	99.85
A.H-D4	دایک	0.19	0.13	0.04	0.03	1.94	101.48
A.H-F4	گرانیت	0.07	0.07	0.02	0.04	1.1	100.7
A.H-C15	انکلاو	0.17	0.12	0.03	0.03	1.6	99.76
A.H-A11	گرانیت	0.04	0.08	0.03	0.05	0.94	101.76
A.H-C11	گرانیت	0.11	0.12	0.03	0.03	1.59	99.84
A.H-F7	گرانیت	0.01	0.1	0.04	0.01	1.13	100.17
A.H-C14	انکلاو	0.23	0.14	0.03	0.03	2.17	99.74



۳- مطالعات صحرائی

شواهد صحرائی آثار امتزاج ماگمایی عبارتند از: ۱- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) با اشکال کروی تا بیضی، زنگوله‌ای و میله‌ای شکل، که در اندازه‌های متفاوت در داخل توده نفوذی به فراوانی مشاهده می‌شود. شکل‌شناسی این انکلاوها تا حد زیادی توسط ساخت گرانیتوید میزبان تعیین می‌گردد (Balk, 1937; Pabst, 1928). انکلاوهای میکروگرانولار عدسی‌گون نشان‌دهنده دگرشکلی از نوع ورقه‌ای یا خطی بوده و انکلاوهای میکروگرانولار زنگوله‌ای

باتولیت چهارگنبد از دید سنگ‌شناسی دارای گوناگونی ترکیبی است به‌طوری که شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، تونالیت و کوآرتزدیوریت می‌باشد. این گوناگونی ترکیبی، نشان از رخداد تبلور تفریقی در ماگمای مادر سازنده نفوذی‌های یاد شده دارد. مرز توده‌های فلسیک با مافیک تدریجی است، به‌طوری که سنگ‌های فلسیک در بخش مرکزی و سنگ‌های مافیک تر در حواشی باتولیت رخنمون یافته‌اند. با توجه به این که سنگ‌های گرانیتویدی فقط سنگ‌های اتوسن را قطع کرده‌اند، بر پایه شواهد چینه‌ای، زمان جایگیری توده‌های نفوذی منطقه پس از اتوسن خواهد بود. وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های میکروگرانولار مافیک در نفوذی‌های منطقه مورد مطالعه نشان از فرایند آمیختگی

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ میزبان‌شان نشان‌دهنده میزان نزدیکی به منطقه انجام فرایندهای واکنشی است (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

۲- وجود دایک‌های مافیک سین پلوتونیک که در منطقه تداخلی دایک‌های مافیکی دیده می‌شود که به صورت قطعه‌قطعه بوده که برخی از آن‌ها در امتداد طول خود جابه‌جا شده‌اند (شکل ۴- D). این دایک‌ها به ویژه در باختر روستای تخت در توده گرانیتیویدی مشاهده می‌شود. این دایک‌ها از تزریق مذاب مافیک به داخل فلسیک پدید می‌آیند. زمانی که ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک تزریق می‌شود، به سرعت سرد شده، و رفتار جسم جامد را از خود نشان می‌دهد. در این زمان به دلیل تحرک ماگمای فلسیک، دایک مافیک سخت شده خرد می‌شود و به وسیله ماگمای فلسیک که در اثر حرارت اضافی ماگمایی مافیک پرتحرک‌تر شده است، در بر گرفته می‌شود (Barbarin and Didier, 1991; Vernon, 1991). دایک‌های قطعه‌قطعه شده به نام دایک‌های همزمان با پلوتونیم مشهور هستند (Pitcher, 1993).

نشان‌دهنده گرانرو (ویسکوز) بودن انکلاوهاست که توانسته است دگرشکلی پلاستیکی نشان دهد (شکل ۴- A و B) (Didier, 1987). لازم به یادآوری است که انکلاوهای میکروگرانولار توده چهارگنبد بیشتر دارای اشکال کروی هستند.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بزرگ‌تر در محل تماس دایک‌های مافیک و گرانیتیوید میزبان بیشتر دیده می‌شوند و سطوح تماس این انکلاوها در گرانیتیویدها به صورت کنگره‌ای و دندان‌دار بوده که حاصل سردشدگی سریع حاشیه‌های انکلاوها است (شکل ۴- C) (Didier, 1987). انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که دارای شکل نامنظم و سطوح تماس دندان‌دار می‌باشند، معمولاً نزدیک به محلی تشکیل می‌شوند که در آنجا فرایند اختلاط ماگمایی فعال بوده است (قسمت مرکزی و جنوبی)، در حالی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی که دارای شکل گرد شده و سطوح تماس مشخص می‌باشند، انکلاوهایی هستند که در طی جایگزینی ماگمای گرانیتی توسط آن حمل شده‌اند (Didier, 1987). بنابراین، اشکال و سطوح تماس بین



شکل ۴- A) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک عدسی‌گون در توده گرانیتیویدی چهارگنبد؛ B) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زنگوله‌ای شکل میله‌ای موجود در توده گرانیتیویدی چهارگنبد؛ C) سطوح موج‌گون بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گرانیت؛ D) دایک‌های مافیک قطعه‌قطعه شده همزمان با پلوتونیم؛ E) راهیابی ماگمای میزبان به صورت رگه‌های فلسیک به درون دایک‌ها مافیک؛ F,G) حضور فلدسپات‌های آکالین از سنگ میزبان به داخل انکلاوهای مافیک.

Figure 4- A) lenticular mafic microgranular enclaves in the Chahargonbad granitoid mass; B) rode and bell-shaped microgranular mafic enclaves in the Chahargonbad granitoid mass; C) Wavy surfaces between the microgranular mafic enclaves and granite; D) Dykes Fragmented mafic rocks with synplutonic; E) The passage of host magma in the form of felsic veins into mafic dykes; F,G) The presence of alkaline feldspars from the host rock into the mafic enclaves.

از پلاژیوکلازها گویای تحولات مخزن ماگمایی ناشی از پدیده اختلاط و امتزاج ماگما است (Nixon and Pearce, 1987). آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل اغلب به کانی‌های کلریت، بیوتیت، اپیدوت و کانی‌های اوپاک تبدیل شده‌اند. بیوتیت به صورت پولکی و به ندرت به صورت تیغه‌ای در متن سنگ پراکنده‌اند. این کانی‌ها در برخی موارد توسط کلریت و کانی‌های اوپاک جانشین شده‌اند. از عمده‌ترین اذخال‌های موجود در این بیوتیت‌ها می‌توان به زیرکن با حاشیه‌های سوخته اشاره نمود.

مجموعه کانی‌های میزبان و انکلاوها مشابه هستند، اما در انکلاوها محتوای پلاژیوکلاز و اجزای مافییک مانند بیوتیت و هورنبلند فراوان‌تر است و کوارتز و فلدسپار پتاسیم کمتر دیده می‌شوند. اندازه کانی‌ها در انکلاوها از گرانیتوئیدهای میزبان کوچک‌تر است. در انکلاوها بافت‌های گرانولار تا میکروگرانولار، پویی‌کلیتی و غربالی مشاهده می‌شود. در سطح تماس انکلاو و میزبان، بلورهای پلاژیوکلاز به صورت مشترک در هر دو حضور دارند (شکل ۵-۵). انکلاو میکرودیوریتی دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های تشکیل‌دهنده آن عبارتند از: کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های فرعی. دو نوع کوارتز در انکلاوهای میکروگرانولار مافییک دیده می‌شوند: کوارتز نوع اول بی‌شکل و کوچک هستند و به صورت بینایی دیده می‌شوند. کوارتزهای نوع دوم به صورت بلورهای گردشده با حاشیه خورد شده دیده می‌شوند (شکل ۵-۵). بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل آلپیت-کارلسباد پریکلین بر اثر دگرسانی به کانی‌های رسی، کلسیت، سریست و کلریت تبدیل شده‌اند. احتمال می‌رود که برخی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز از توانالیت‌های دربرگیرنده وارد این انکلاوها شده باشند. چون بر اساس ساخت میکروسکوپی و ویژگی‌های نوری بسیار به هم شبیه هستند حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز در انکلاو دلالت بر این دارد که تنها یک تفاوت گرانروی (ویسکوزیته) کوچک بین دو ماگما وجود داشته که امکان انتقال مکانیکی بلورها فراهم بوده است (Chen et al., 2009). آمفیبول از نوع هورنبلند، به صورت تیغه‌ای تا بی‌شکل بوده که در بعضی موارد توسط کلریت و کانی‌های اوپاک جانشین شده‌اند. (شکل ۵-۵).

انکلاوها، دگرسانی کمی از فلدسپار به سریست، سوسوریت، کلسیت و اپیدوت را نشان می‌دهند. گاهی بلورهای آمفیبول به اکتیونولیت و کلریت، بلورهای پیروکسن به اکتیونولیت و بلورهای بیوتیت به کلریت دگرسان شده‌اند.

۵- ژئوشیمی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان داد که واحدهای سنگی منطقه از دید ترکیب و سنگ‌شناسی دارای گوناگونی خیلی وسیعی نیستند. بر پایه نمودار نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی (TAS) (Cox et al., 1979) دامنه ترکیبی توده گرانیتوئیدی میزبان منطقه، از کوارتز دیوریت تا گرانیت در تغییر است (شکل ۶). البته همان‌طور که در شکل ۶ نیز مشخص است، اغلب نمونه‌های این توده، ترکیب گرانیتی داشته و فقط تعداد محدودی از آنها ترکیبات مافییک‌تر نشان می‌دهند. انکلاوهای موجود در داخل توده نیز، ترکیبات گابرو دیوریتی و دیوریتی نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن این نکته می‌توان گفت که انکلاوهای موجود، نسبت به سنگ میزبان ترکیبات نسبتاً مافییک‌تری نشان می‌دهند. دایک‌های منطقه ترکیب عمده دیوریتی داشته و فقط یک نمونه ترکیب گابرو دیوریتی نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار، سری‌های ماگمایی به دو دسته آلکالن و ساب‌آلکالن تقسیم می‌شوند (شکل ۷-۸). همان‌گونه که از این شکل برمی‌آید، نمونه‌های منطقه مطالعاتی در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. در نمودار AFM ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) نیز که به منظور تفکیک دو سری ماگمایی توله‌ای و کالک آلکالن به کار رفته، نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به سمت کالک آلکالن نشان می‌دهند (شکل ۷-۸).

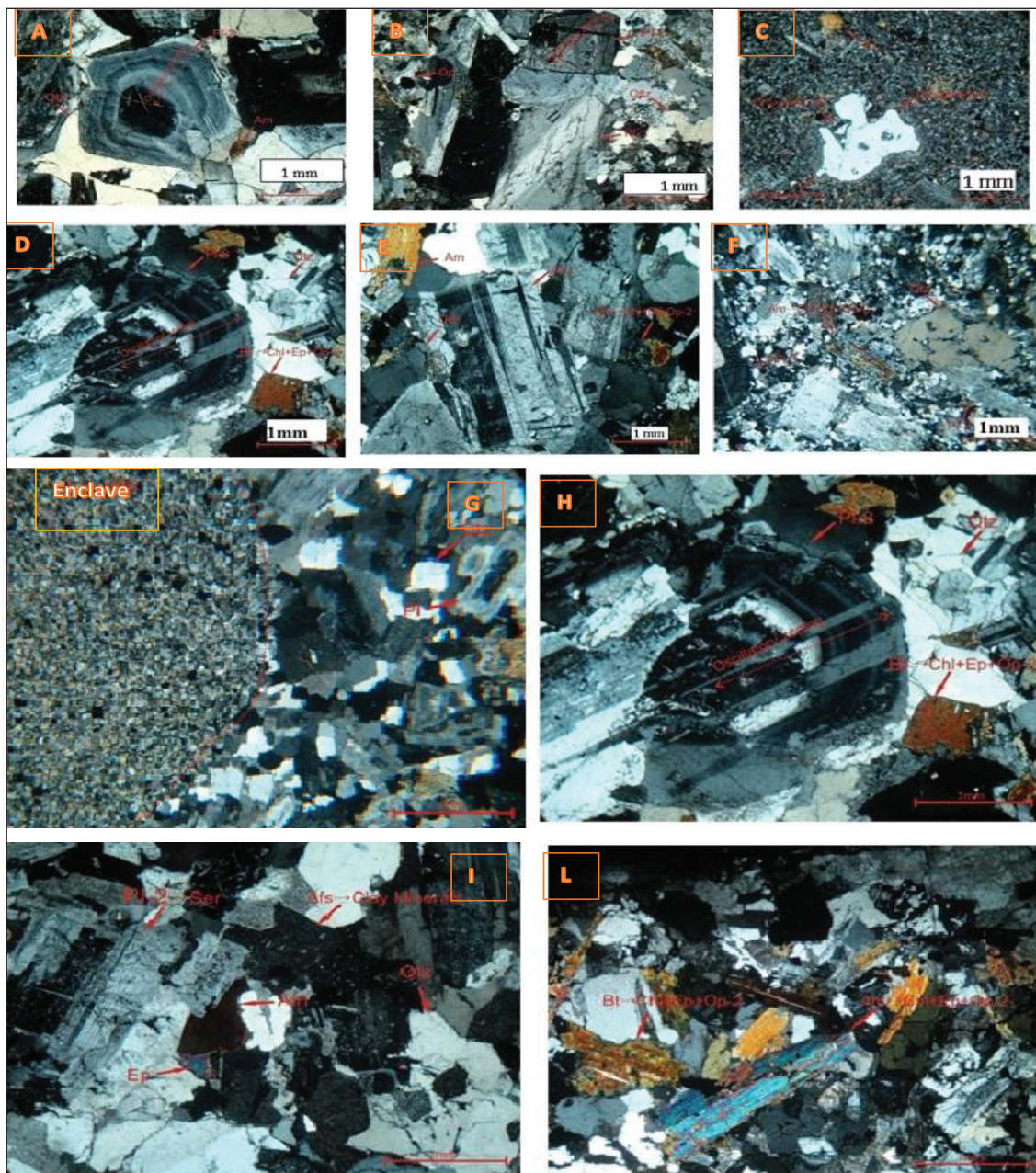
۳- حضور فلدسپات‌های آلکالن از سنگ میزبان به داخل انکلاوهای مافییک یا MME (شکل ۴-۴): در برخی از نقاط توده، انکلاوهای مافییک حاوی درشت‌بلورهایی از فلدسپات آلکالن می‌باشند که این انکلاوها با نزدیک شدن به سنگ‌های مافییک بیشتر می‌شوند (Pitcher, 1993; Vernon et al., 1988)، تشکیل این گونه درشت‌بلورها را نتیجه اختلاط ماگمای مافییک و فلسیک دانسته‌اند. این بلورهای درشت، هم در انکلاوها و هم در گرانیتوئیدها از نظر ساخت‌های میکروسکوپی مانند منطقه‌بندی و اذخال‌ها یکسان هستند، به‌طوری که می‌توان درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپات موجود در گرانیتوئیدها را همان بیگانه‌بلورهای (زنوکریست‌های) آلکالی فلدسپات در انکلاوهای MME دانست. واقعیت این است که ترکیب شیمیایی بیشتر انکلاوها برای تبلور بلورهای درشت پتاسیم مناسب نیست، این امر بیانگر آن است که بلورهای درشت موجود در انکلاوها باید از منشأ خارجی نشأت گرفته باشند. شواهدی که اغلب برای تأیید این ایده در نظر گرفته می‌شود، وجود بلورهای درشتی است که مرز بین انکلاوها و گرانیتوئیدی را قطع می‌نماید.

۴- سنگ‌نگاری

کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن، کانی‌های جزئی آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر می‌باشند. کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی نیز به‌عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های متفاوتی مشاهده می‌شوند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها، وجود منطقه‌بندی نوسانی، منطقه‌بندی معکوس (داده‌های آنالیز میکروپروپ)، حواشی خورده‌شده و نیز دگرسانی از مرکز می‌باشد (شکل ۵-۵). همچنین ماکل‌های تکراری، کارلسباد، زایش‌های متعدد از پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۵-۵).

بلورهای کوارتز دارای دو نوع اذخال هستند: ریزبلورهای کوارتز حاصل انجماد سریع و درشت‌بلورهای حاصل مرحله آرامش و رشد آرام و آهسته هستند. از دیگر ویژگی‌های کوارتزها وجود بافت خلیجی در آنهاست که در دایک‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-۵). همچنین، بافت گرافیک (همرشدی کوارتز با آلکالی فلدسپار) در سنگ‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شود. آلکالی فلدسپارها به‌صورت بی‌شکل دارای بافت پویی‌کلیتی و بافت‌های پرتیتی هستند. آمفیبول‌ها به‌حالت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و به‌صورت بلورهای درشت تا ریز مشاهده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت و اپیدوت و کانی‌های اوپیک تجزیه شده‌اند (شکل ۵-۵). بیوتیت‌ها هم به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دارای دو نسل هستند به طوری که هم به‌صورت ماگمایی (شکل ۵-۵) و هم به‌صورت ثانویه حاصل از تجزیه آمفیبول و پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۵-۵). پیروکسن‌ها نیز غالباً به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در آنها اورالیتی شدن نیز قابل مشاهده است.

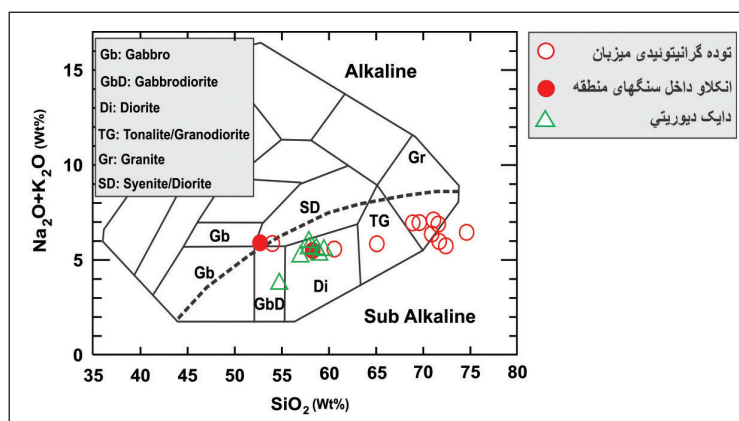
دیوریت کوارتزدار با بافت گرانولار دارای کانی‌های تشکیل‌دهنده کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های فرعی (کانی‌های اوپاک، اپیدوت، آلانیت) می‌باشد. پلاژیوکلاز با ترکیب اولیگوکلاز تا آندزین (بر اساس ویژگی‌های نوری و آنالیز میکروپروپ) به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل آلپیت-کارلسباد و آلپیت پریکلین و با منطقه‌بندی نوسانی مشاهده می‌شوند. براساس وجود و عدم وجود منطقه‌بندی نوسانی، این پلاژیوکلازها به دو زایش متفاوت تقسیم می‌شوند: پلاژیوکلازهای زایش اول (PI-1): از ویژگی‌های این پلاژیوکلازها می‌توان به عدم بافت منطقه‌بندی نوسانی اشاره نمود. این پلاژیوکلازها دارای فراوانی بیشتری نسبت به پلاژیوکلازهای زایش دوم هستند. پلاژیوکلازهای زایش دوم (PI-2): از ویژگی‌های این زایش از پلاژیوکلازها می‌توان به وجود منطقه‌بندی نوسانی اشاره نمود. این پلاژیوکلازها اغلب به صورت تک‌بلور دیده می‌شوند. وجود این دو زایش



شکل ۵- A) نمای از پلاژیو کلاز زایش دوم با منطقه‌بندی نوسانی (نقطه چین قرمز)، کوارتز بی شکل و آمفیبول نیمه شکل دار تشکیل شده در فضای بین پلاژیو کلازها. در وضعیت نوری XPL. B) نمای از کوارتز بی شکل، زایش‌های اول و دوم پلاژیو کلاز و کانی‌های اوپاک نیمه شکل دار. در وضعیت نوری XPL. C) نمای از بیگانه بلورهای کوارتز با حاشیه‌های انحلال یافته که به صورت بافت خلیجی دیده می‌شوند. در وضعیت نوری XPL. D) نمای از آمفیبول‌های شکل دار با دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های اوپاک. در وضعیت نوری XPL. E) نمای از کوارتز، پلاژیو کلاز زایش اول و تک بلورهای آمفیبول دگرسان شده. در وضعیت نوری XPL. F) بیوتیت دگرسان شده. در وضعیت نوری XPL. G) سطح تماس انکلاو و میزبان، بلورهای پلاژیو کلاز به صورت مشترک در هر دو حضور دارند. H) پلاژیو کلاز زایش دوم با منطقه‌بندی نوسانی (نقطه چین قرمز)، کوارتز بی شکل با ادخال‌هایی از پلاژیو کلاز و آمفیبول و بیوتیت دگرسان شده در وضعیت نوری XPL. I) نمای از کوارتز با ادخال‌هایی از پلاژیو کلاز، آلکالی فلدسپار، پلاژیو کلاز زایش دوم با دگرسانی سریسیت و کانی آلانیت و اپیدوت. در وضعیت نوری XPL.

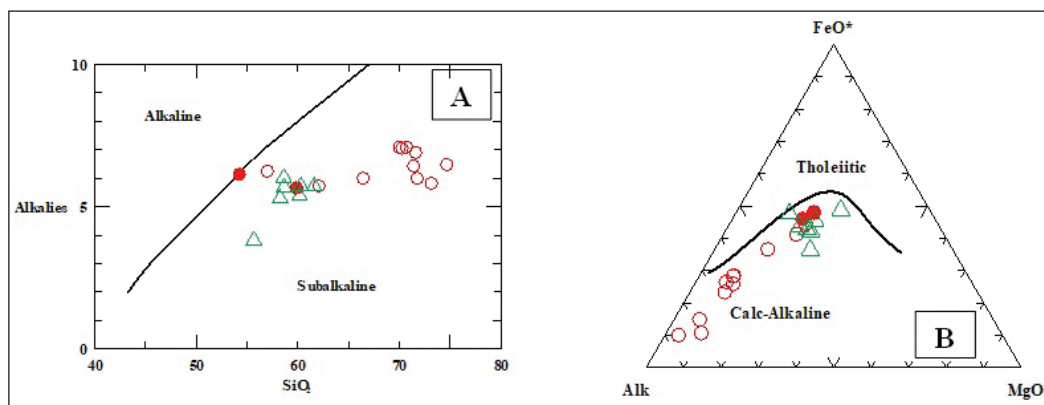
L) نمای از پلاژیو کلاز و کوارتز در گرانیتویدهای مورد مطالعه و مرز مشخص آن با انکلاو (نقطه چین قرمز) در وضعیت نوری XPL.

Figure 5-A) A view of plagioclase of the second generation with oscillatory zoning (red dotted line), anhedronal quartz and subhedronal amphibole formed in the space between plagioclase. B) A view of anhedronal quartz, first and second generations of plagioclase and subhedronal opaque minerals in XPL optical mode. C) A view of quartz crystals with dissolved edges that are seen as osley. In XPL optical mode. D) A view of euhedronal amphiboles with alteration to chlorite, epidote and opaque minerals. In XPL optical mode. E) A view of quartz, first-generation plagioclase and altered amphibole. In XPL optical mode. F) Altered biotite. In XPL optical mode. G) Contact surface of enclave and host, plagioclase crystals are present in both. H) The second generation plagioclase with oscillatory zoning (red dashed dot), anhedronal quartz with inclusions of plagioclase and amphibole and altered biotite. In XPL optical mode. I) A view of quartz with inclusions of plagioclase, alkali feldspar, plagioclase of the second generation with alteration of sericite and allanite and epidote. In XPL optical mode. L) A view of plagioclase and quartz in the studied granitoids and its distinct boundary with the enclave (red dotted line). In XPL optical mode.



شکل ۶- ترکیب توده نفوذی، انکلاوها و دایک‌های قاطع توده در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Cox et al, 1979).

Figure 6. The composition of the intrusive mass, enclaves and decisive mass dykes in the total alkali vs. silica diagram (Cox et al., 1979).



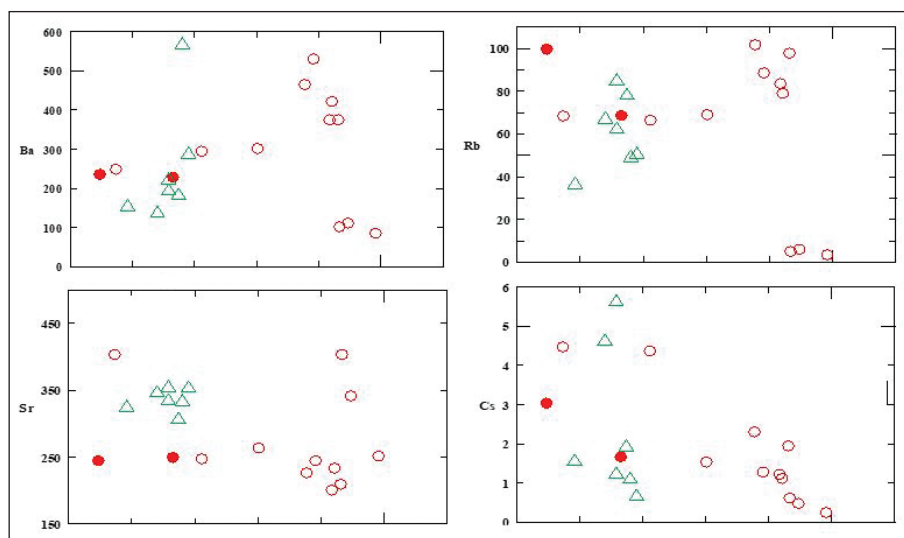
شکل ۷- A) نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس و B) نمودار AFM به منظور تفکیک سری‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکان. توضیح اینکه مرز بین دو سری منطبق با ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) می‌باشد (علائم مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 7-A) Alkali sum diagram against silica and B) AFM diagram to separate the tholeiitic and calc-alkaline series. The explanation that the boundary between the two series is in accordance with Irvine and Baragar (1971) (the symbols are according to Figure 6).

افزایش پیدا می‌نمایند. در واقع، این عناصر نیز با افزایش سیلیس رفتار سازگار نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر Sr و Cs با افزایش تفریق ماگمایی، روند کاهشی نشان می‌دهند. میزان تغییرات عناصر Ba و Rb برای گرانیتوئید میزبان به ترتیب بین ۵/۸۴-۲۹/۵ و ۳/۳-۱۰/۵ پی پی ام می‌باشد. روند افزایشی Rb و K_2O با افزایش SiO_2 نشان می‌دهد که فلدسپار قلیایی و بیوتیت فازهای اولیه تفریقی نبوده‌اند. عنصر Sr به دلیل این که به لحاظ خواص ژئوشیمیایی (شعاع یونی و بار یونی)، با Ca مشابهت دارد، از این رو، در حین تفریق ماگمایی، معمولاً از این عنصر پیروی می‌کند. عناصر با شعاع یونی بالا یا (HFSE) که شامل عناصر Ta, Nb, Hf, Zr به همراه U و Th می‌باشد، جزء عناصر ناسازگار به‌شمار می‌روند. از این رو، در طی تفریق ماگمایی، میزان آنها در ماگما به طور مستمر افزایش پیدا می‌کند. از بین عناصر یاد شده، روند تغییرات عناصر Hf, Zr, Th و U آمده است. همان‌طور که مشخص است، این عناصر در طی تفریق روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۹).

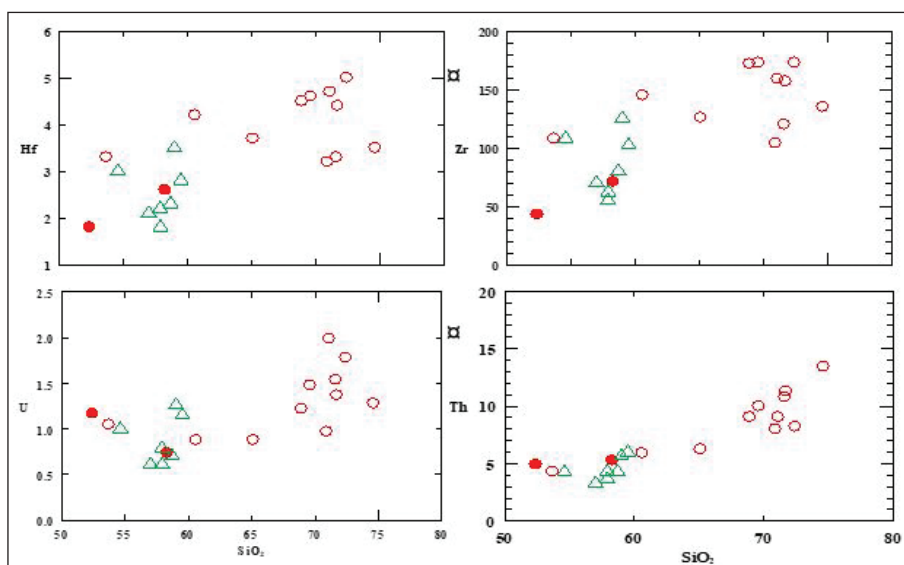
انکلاوهای موجود در داخل توده، به لحاظ عناصر اصلی، در بیشتر این عناصر، همچون Al_2O_3 , CaO, MgO, Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 نسبت به سنگ میزبان نشان می‌دهند. در حالی که مقادیر عناصر Na_2O و K_2O در انکلاوها نسبت به سنگ میزبان کمتر می‌باشند. دامنه تغییرات مهم‌ترین عناصر اصلی در نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه به صورت Al_2O_3 (۱۴/۱۵-۱۶/۴ wt.%)، Fe_2O_3 (۰/۷۳-۸/۲۴ wt.%)، MgO (۰/۲۶-۳/۴۴ wt.%)، CaO (۲/۴۸-۶/۱۹ wt.%)، Na_2O (۳/۳۹-۶/۲۵ wt.%) و K_2O (۰/۲-۳/۱۴ wt.%) می‌باشد که احتمالاً دامنه وسیع K_2O مربوط به دگرسانی و تفریق ماگمایی می‌باشد (جدول ۱).

از میان عناصر کمیاب، LILE یا عناصر با پتانسیل یونی پایین، عموماً در ماگماها با افزایش میزان SiO_2 افزایش پیدا می‌نمایند. این عناصر حداقل در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی بسیار ناسازگار هستند و در ماگمای باقیمانده تمرکز می‌یابند. همان‌طور که در نمودارهای هارکر برای عناصر LILE مشاهده می‌گردد (شکل ۸)، میزان عناصر Ba و Rb در سنگ‌های میزبان و انکلاوهای منطقه با افزایش میزان SiO_2



شکل ۸- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر LILE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm می‌باشند (علائم مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 8. Diagrams of changes of some LILE elements against silica for host granitoid rocks, dykes and enclaves of Chahargonbad region. The elements are in terms of PPM (symbols are according to Figure 6).



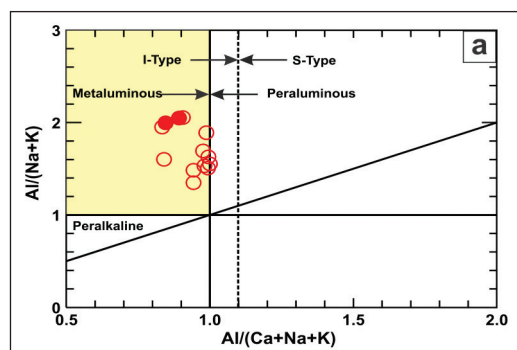
شکل ۹- نمودارهای تغییرات عناصر HFSE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm می‌باشند.

Figure 9. Diagrams of changes of HFSE elements against silica for the host granitoid rocks, dykes and enclaves of Chahargonbad region. Elements are in ppm.

مادون پوسته‌ای متناسب دانسته‌اند (Chappell and Stephens, 1988). افزون بر این، براساس نمودار K_2O در برابر Na_2O کلیه واحدهای مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های I-Type قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

براساس نمودار ضریب اشباع آلومین (White and Chappell, 1983; $(Al/Ca+Na+K) A/CNK$) که به صورت (Chappell and White, 1974) تعریف شده‌است، توده گرانیتوئیدی منطقه ویژگی متاآلومین نشان می‌دهند (شکل ۱۱).

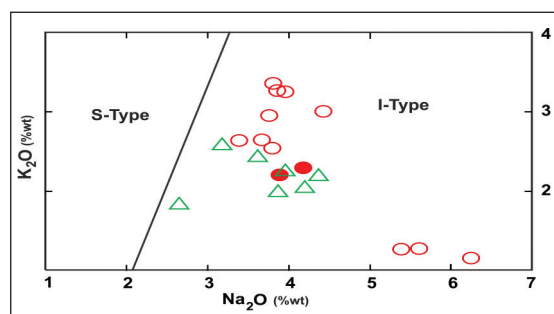
عناصر V, Cr, Co, Ni جزو عناصر سازگار به‌شمار می‌روند که در طی تفریق ماگمایی از میزان آنها کاسته می‌شود، چرا که این عناصر ترجیح می‌دهند وارد کانی‌های فرومینزین شوند. بنابراین، انتظار می‌رود همگام با تفریق ماگمایی از مقادیر این عناصر در مذاب‌های تفریق‌یافته کاسته شود (Rollinson, 1993; Zanetti et al., 2004). روند کاهشی عنصر P_2O_5 در برابر SiO_2 ، که ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای I-Type می‌باشد، (Bea et al., 1992; Chappell, 1999) به منشأ گرفتن ماگمای سازنده سنگ‌های اسیدی از بخش



شکل ۱۱- نمودار تعیین میزان اشباع از آلومین در گرانیت‌های منطقه بر اساس شاخص شاند (Maniar and Piccoli, 1989) مرز بین گرانیت‌های I و S (Chappell and White, 1974) می‌باشد (علائم مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 11. The diagram of determination of alumina saturation in the granites of the area based on Shand's index (Maniar and Piccoli, 1989) is the boundary between I and S granites (Chappell and White, 1974) (symbols are according to Figure 6).

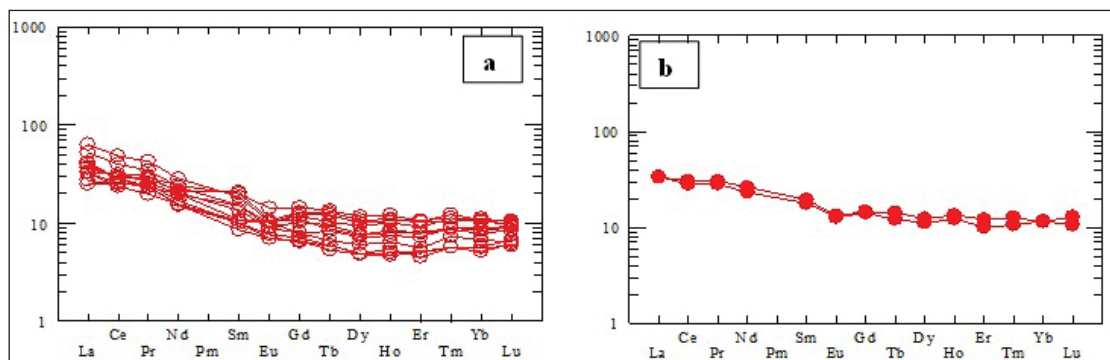
که مشخص است، سنگ‌های گرانیتوئید میزان و انکلاوهای همراه، الگوهای REE نسبتاً تفریق یافته با الگوهای LREE شیب‌دار و MREE و HREE تخت به نمایش می‌گذارند. در واقع انکلاوها و سنگ‌های میزان آنها غنی‌شدگی در عناصر LREE (بین حدود ۲۵ تا ۷۰ برابر کندریت) نسبت به HREE نشان می‌دهند به طوری که نسبت $(La/Yb)_n$ در آنها بین ۲/۳۴ تا ۹/۱۸ در تغییر است (شکل ۱۲- a, b و جدول ۱).



شکل ۱۰- مقادیر Na_2O نسبت به K_2O نشان‌دهنده ویژگی I-Type در گرانیت‌ها می‌باشد. نمودار Na_2O-K_2O از چپل و وایت (Chappell and White, 1974) (علائم مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 10. The values of Na_2O compared to K_2O show the I-TYPE feature in granites. Na_2O-K_2O diagram from Chappell and White (1974) (symbols are according to Figure 6).

عناصر نادر خاکی (REE) مفیدترین و مهم‌ترین عناصر کمیاب در مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین (و رسوبی و دگرگونی) هستند. برای ارزیابی تغییرات و رفتار REE و عناصر کمیاب طی تحولات ماگمایی، باید مقادیر این عناصر به ترتیب به مقادیر میانگین کندریت و گوشته اولیه بهنجار شود. نمودارهای عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه برای توده گرانیتوئیدی میزان و انکلاوهای همراه در شکل ۱۲ رسم شده است. همان گونه



شکل ۱۲- (a) الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی میزان و (b) انکلاوهای موجود در داخل آن که به کندریت بهنجار شده است (داده‌های کندریت از ناکامورا (Nakamura, 1974) می‌باشد).

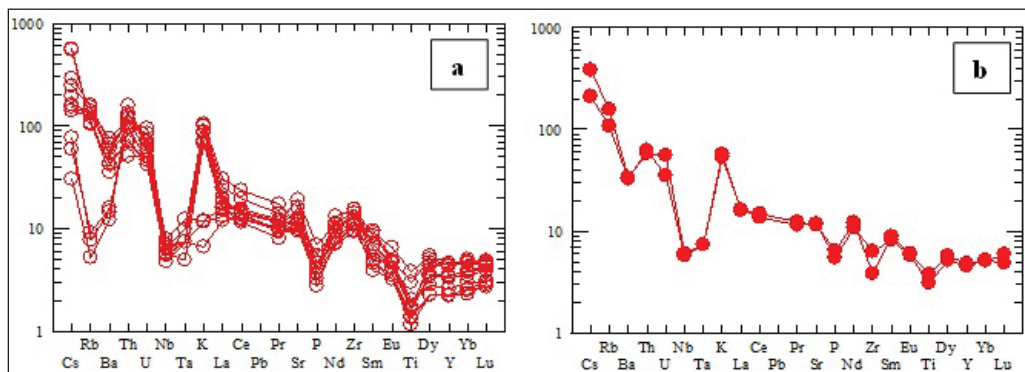
Figure 12-a) Distribution patterns of rare earth elements of host granitoid mass samples and b) enclaves inside it normalized to chondrite (chondrite data is from Nakamura, 1974).

بالا تر و TiO_2 پایین تر سوق خواهد داد (Davidson et al., 2007) که با روند مشاهده شده در سنگ‌های منطقه سازگار است. افزون بر این، حضور فازهای فرعی همچون اسفن، زیرکن و آپاتیت تأثیر زیادی روی الگوی REE گذاشته و ضرایب جدایش آنها را بالا می‌برند، هر چند که فراوانی این کانی‌ها کمتر از یک درصد باشد. از

این روندها می‌تواند توسط تفریق هورنبلند (MREE) و زیرکن (HREE) توضیح داده شود. تفریق آمفیبول می‌تواند ویژگی‌های عناصر اصلی را در مذاب‌های محیط‌های قوسی متأثر کند. آمفیبول حاوی مقادیر SiO_2 بالاتر و TiO_2 پایین‌تری است، از این رو، چنین تفریقی به طور مؤثری مذاب‌های باقیمانده را به سمت SiO_2

همراه به ترتیب بین ۰/۶۳ تا ۱/۰۹ و ۰/۷۸ تا ۰/۸۰ می‌باشد. در نمودار عناصر نادر و نادر خاکی بهنجار شده به گوشته اولیه، سنگ‌های میزبان منطقه در عناصر Ba, Cs, K, U, Th, Rb و در عناصر P, Nb, Ta, Ti بی‌هنجاری منفی داشته و در عناصر Zr و بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۳-ا). انکلاوهای منطقه نیز به لحاظ ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی، رفتاری مشابه سنگ‌های میزبان نشان داده و همانند آنها در عناصر Ba, Nb, Ta, Ti و P تهی‌شدگی داشته و در عناصر Cs, Th, Rb, K و U LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-ب).

سوی دیگر، روندهای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشانگر منشأ پوسته‌ای آنها باشد. بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین عناصر LREE می‌توانند وارد مذاب حاصل از ذوب گردند، در حالی که عناصر HREE تمایلی به وارد شدن به فاز مذاب نداشته و مذاب از این عناصر تهی می‌شود. همچنین سنگ‌های منطقه و انکلاوهای داخل آنها بی‌هنجاری منفی خفیفی در عنصر Eu نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه روند منفی Sr در نمودارهای تغییرات، به دلیل تفریق کانی پلاژیوکلز ناشی می‌شود. نسبت Eu/Eu^* در این سنگ‌ها و انکلاوهای



شکل ۱۳- (a) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه های توده گرانیتویدی میزبان و (b) انکلاوهای موجود در داخل آن، عادی شده به گوشته اولیه از سان و مکدونگ (Sun and McDonough, 1989).

Figure 13-a) Spider diagrams of rare and rare earth elements of host granitoid mass samples and b) enclaves within it, normalized to primitive mantle from Sun and McDonough (1989).

می‌رسد، بی‌هنجاری منفی خفیفی را نشان می‌دهد. آنگاه در بخش HREE شکل پهن و مسطح به خود می‌گیرد. این الگو، تا حدودی تفکیک و تفریق عناصر سبک و سنگین را آشکار می‌سازد، با این وصف که LREE تا حدودی غنی شده هستند. میزان غنی‌شدگی LREE نسبت به کندریت بین ۲۰ تا ۴۰ می‌باشد. به طوری که نسبت $(La/Yb)_n$ در آن‌ها بین ۲/۷۷ تا ۵/۲۱ در تغییر است (شکل ۱۴-ا، ب و جدول ۱). نسبت Eu/Eu^* در دایک‌های منطقه بین ۰/۷۷ تا ۱/۱۴ می‌باشد. مقایسه الگوهای عناصر نادر خاکی دایک‌های منطقه با سنگ‌های میزبان و انکلاوها نشان می‌دهد که این الگوها در همگی نمونه‌های منطقه مشابه یکدیگر بوده و تنها تفاوت آنها در فراوانی بیشتر LREE در سنگ میزبان منطقه نسبت به دایک‌ها می‌باشد. این تفاوت نیز به دلیل تفریق یافته بودن توده گرانیتویدی نسبت به دایک‌های منطقه می‌باشد.

۶- محیط زمین‌ساختی-ماگمایی

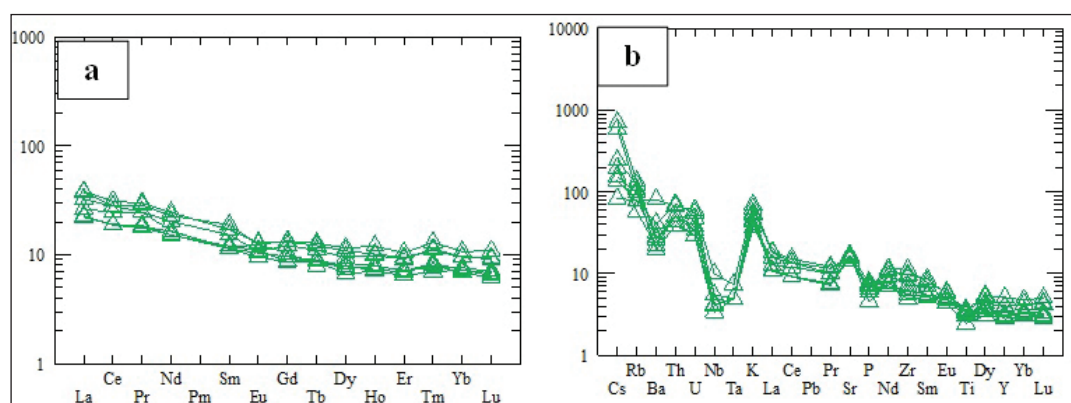
برای بررسی محیط زمین‌ساختی توده گرانیتویدی چهارگنبد و دایک‌های دیورتی منطقه، از داده‌های مختلفی شامل ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، اطلاعات صحرایی و سنگ‌نگاری استفاده شده است. برای این منظور، سعی گردیده تا شواهد ژئوشیمیایی، بیشتر به عنوان عوامل کمکی و مکمل همراه با شواهد سنگ‌نگاری و صحرایی به کار برده شود. زمین‌شناسان بسیاری موقعیت زمین‌ساختی-ماگمایی گرانیتویدها را بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار داده‌اند. در این زمینه، نمودارهای متعددی توسط پژوهشگران ارائه شده‌اند. در این نمودارها از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرایندهای ثانویه، غیر حساس بوده و اندازه‌گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، به وسیله روش‌های تجزیه به نسبت ساده و سریع، با دقت بالا امکان‌پذیر باشد (Rollinson, 1993) از این‌رو، استفاده

تنها تفاوت انکلاوها و سنگ‌های میزبان در تهی‌شدگی انکلاوها از عنصر Zr می‌باشد. این در حالی است که سنگ‌های میزبان آنها در این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل فراوانی کانی زیرکن در این سنگ‌ها باشد. ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر یاد شده در انکلاوها و سنگ‌های میزبان‌شان، با محیط ژئودینامیکی شامل ماگماتیسم زون فرورانس سازگار است (Foley and Wheller, 1990; Kessel et al., 2005; Willson, 1989). از سوی دیگر، بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb, Ta و Ti را نیز به دخالت مؤلفه‌های فرورانسی در پتروژنز توده گرانیتویدی منطقه یا آلاش پوسته‌ای منتسب می‌دانند. چرا که چنین بی‌هنجاری‌هایی در سنگ‌های مشتق از پوسته قاره‌ای هم دیده می‌شوند (Arculus, 1987; Van Wagoner et al., 2002). همچنین تهی‌شدگی در عناصر Nb و P که با عنوان بی‌هنجاری $Nb-P_2O_5$ شناخته شده، از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با قوس می‌باشد (Kharbush, 2010). مقادیر بالای عناصر K, Rb و پایین P, Sr و Ti با مذاب‌های شاخص پوسته‌ای سازگار می‌باشد (Chappell and White, 1992; Harris et al., 1986) که آلودگی نسبی با پوسته بالایی در طی تحول ماگمایی را به همراه فرایند هضم و تبلور بخشی (AFM) نشان می‌دهد. محتوای بالاتر MgO و CaO در انکلاوها در مقایسه با میزبان، ماهیت مافیک‌تر آنها را تأیید می‌کند که معمولاً متناظر با محتوای بالاتر کانی‌های مافیک در مودال انکلاوها نسبت به میزبان است (Kumar and Pieru, 2010). بی‌هنجاری منفی ضعیف تر Nb در انکلاوها نسبت به گرانیت‌های میزبان، درگیری کمتر پوسته در پیدایش آنها را بیان می‌کند (Clemens et al., 2009).

در شکل ۱۴ الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی مربوط به دایک‌های منطقه، ارائه شده است. شکل این الگو، در بخش LREE شیب کمی دارد و وقتی به Eu

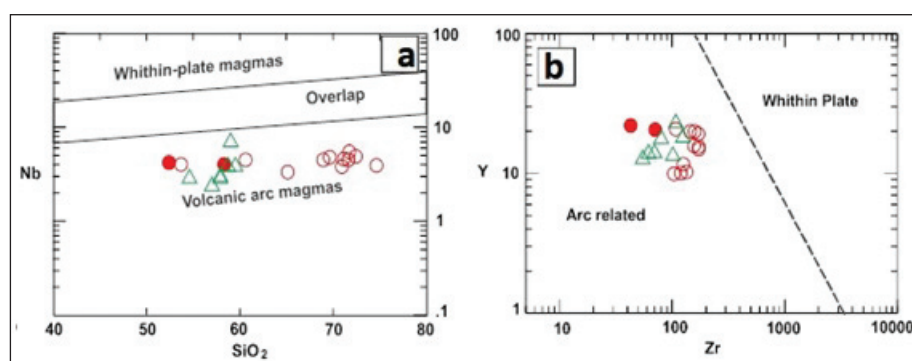
قوسی، از نمودارهای متعددی بهره گرفته شد. در نمودارهای Y در برابر Zr (Le Maitre et al., 1989) و Nb در برابر SiO_2 (Pearce and Gale, 1977)، که جهت تفکیک محیط‌های قوسی از محیط‌های درون صفحه‌ای ارائه شده‌اند، کلیه نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). نمودارهای ارائه شده توسط پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، که بر اساس عناصر کمیاب بوده، جهت تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها، شامل VAG، ORG، WPG و Syn-COLG می‌باشد. براساس این نمودارها، همگی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط کمان آتشفشانی VAG واقع می‌شوند (شکل ۱۶).

از عناصری چون فسفر، نیوبیم، ایتربیم، زیرکیم و تیتانیم که عناصر ناسازگار کم تحرک هستند، گسترش یافت. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های نفوذی، انکلاوها و دایک‌های منطقه ماهیت کالک‌آلکالن، I-Type و نیزیمی داشته (Frost et al., 2001) که با ویژگی‌هایی همچون غنی‌شدگی در LILE (K, Rb, Cs) و تهی‌شدگی در Nb-Th مشخص می‌شوند. پژوهشگران بر این باورند که ماگماهایی با چنین ویژگی‌هایی در محیط‌های فروانشی تشکیل می‌شوند (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1996). به منظور بررسی تشکیل نمونه‌های چهارگنبد در محیط



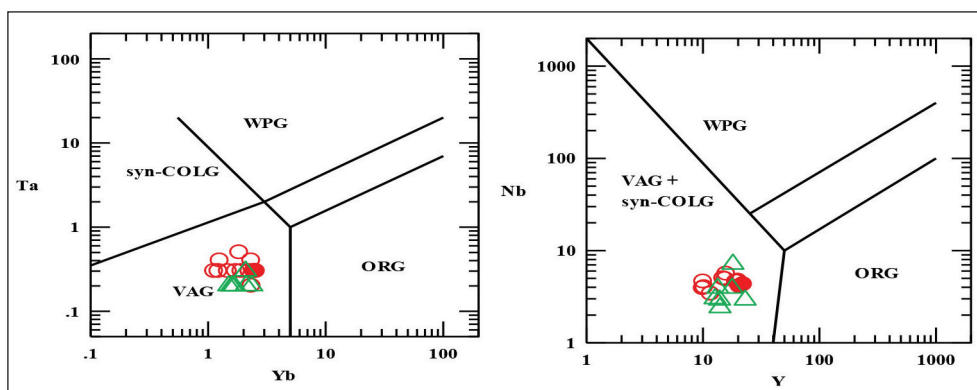
شکل ۱۴- (a) الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های دایک‌های منطقه که به کندریت بهنجار شده است (داده‌های کندریت از ناکامورا (Nakamura, 1974) می‌باشد). (b) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های دایک‌های منطقه عادی شده به گوشته اولیه از سان و مک دونگ (Sun and McDonough, 1989).

Figure 14-a) Distribution patterns of rare earth elements of dykes in the area normalized to chondrite (chondrite data from Nakamura, 1974). b) Spider diagrams of trace and rare-earth elements of dyke samples of the area normalized to primitive mantle from Sun and McDonough (1989).



شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه بر روی نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه: (a) نمودار Nb در برابر SiO_2 از پیرس و گیل (Pearce and Gale, 1977); (b) نمودار Y در برابر Zr از له مایتر و همکاران (Le Maitre, 1989)، تمامی نمونه‌ها ویژگی محیط‌های قوسی را نشان می‌دهند (علامت مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 15. Location of samples of intrusive masses of the area on tectonomagmatic diagrams to determine the tectonic environment of the intrusive masses of the area; a) diagram of Nb against SiO_2 from Pearce and Gale (1977); b) Diagram of Y against Zr from Le Maitre et al. (1989), all samples show the characteristics of arc environments. (The signs are according to Figure 6).



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه منطقه بر روی نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، نمونه‌های منطقه در محدوده کمان آتشفشانی واقع شده‌اند. سایر محدوده‌ها شامل ORG=گرانیت پشته اقیانوسی و WPG=گرانیت‌های درون صفحه‌ای می‌باشد (علائم مطابق شکل ۶ می‌باشند).

Figure 16. The location of the studied samples in the area on the diagrams of Pearce et al. (1984), the samples of the region are located in the volcanic arc. Other ranges include ORG = Ocean Ridge Granite and WPG = Within Plate Granites (symbols are according to Figure 6).

۷- شواهد اختلاط و امتزاج ماگمایی

بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز، پلاژیوکلازها با بافت غربالی، منطقه‌بندی ترکیبی و سطوح تحلیلی، کوارتزهای اوسلی در انکلاوها، به عنوان تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در طی رشد بلور و شاهدهی از وقوع اختلاط ماگمایی به‌شمار می‌روند (Baxter and Feely, 2003). تعداد زیادی از انکلاوها حاوی مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم و کوارتز هستند که از گرانیت‌های میزبان منشأ گرفته‌اند و این مسئله پیدایش انکلاوها در اثر فرایند اختلاط / آمیختگی تقویت می‌کند (Griffin et al., 2002). واقعیت این است که ترکیب شیمیایی بیشتر انکلاوها برای تبلور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم به ویژه در مراحل اولیه تبلور انکلاوها مناسب نیست. بنابراین دانه‌های اویدی فلدسپار پتاسیم محصول ناپایداری بلورهای از قبل موجود در یک محیط پرحرارت بوده و در شرایط ماگمایی از مذاب‌های اسیدی به داخل انکلاوها وارد شده‌اند (Hibbard, 1991). حضور تک‌بلورهای فلدسپار پتاسیم در مرز انکلاو و میزبان که نیمی از آن در داخل انکلاو و نیم دیگرش در داخل سنگ میزبان قرار گرفته، مذاب بودن دو محیط را در زمان تبلور کانی‌ها تأیید می‌کند. حضور برخی بلورها که یا در انکلاوها گنجانده شده‌اند و یا در امتداد مرز انکلاو و میزبان مرتب شده‌اند، نشانه‌ای از طرز رشد منشوری یا تیغه‌ای آنها در طی حادثه آمیختگی است (Perugini et al., 2003). حضور پیروکسن‌ها به صورت دانه‌های تحلیل رفته یا مستقل در انکلاوها و دایک‌های میکروگرانولار اشاره به ماهیت خشک و مافیک منبع ماگمای انکلاو و دایک‌های میکروگرانولار مافیک دارد، پیش از آن که با مذاب‌های فلسیک میزبان واکنش دهد. آمیختگی ماگماهای آب‌دار نسبتاً سردتر با مذاب‌های مافیک خشک و گرم، تولید مقادیر متنوعی فاز بخار می‌کند که باعث تولید فازهای فرومنیزین آب‌دار (آمفیول و بیوتیت) در نتیجه از بین رفتن فاز پیروکسن در انکلاوها می‌شود (Kumar, 2010). تبدیل شدن بلورهای پیروکسن به آمفیول در انکلاوها و دایک‌های میکروگرانولار مافیک پیشنهاد می‌کند که مهاجرت سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافیک در طی اختلاط ماگمایی مؤثر بوده است (Blundy and Sparks, 1992, Chen et al., 2009). حضور درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در انکلاوها دلالت بر این دارد که تنها یک تفاوت گرانیوی کوچک بین دو ماگما وجود داشته که امکان انتقال مکانیکی بلورها فراهم بوده است

همان‌طور که در پیش‌نویس در خصوص سه فرضیه منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گفته شد، مدل رستیت غیر اختلاط (Chappell et al., 1987) به ورود قطعات جامد سنگ منشأ به عنوان انکلاو به درون ماگما دلالت دارد. حضور فابریک‌های رسوبی برجای مانده با دگرگونی یکی از ویژگی‌های رستیت است (Chappell et al., 1987; White et al., 1999). در حالی که وجود بافت‌های آذرین در انکلاوهای توده نفوذی چهارگنبد و همچنین محتوی تقریباً یکسان بیشتر عناصر کمیاب و نادرخاکی در انکلاوها و سنگ‌های میزبان با مدل رستیت مغایرت دارد (Wang et al., 2015). منشأ هم‌جنس برای انکلاوهای توده نفوذی چهارگنبد به دلیل وجود مجموعه کانی‌های مشابه شاید امکان‌پذیر باشد اما کمبود بافت‌های کومولیتی در انکلاوها این منشأ را برای انکلاوها زیر سوال می‌برد. شایان ذکر است که همه انکلاوها و میزبان، محتوی نسبتاً مشابهی از REE دارند که با مدل اتولیتی ناسازگار است (Liu et al., 2013) از سوی دیگر، وجود حاشیه انجماد سریع و تفاوت اندازه دانه‌ها بین انکلاوها و میزبان، منشأ کومولیت یا اتولیت‌های میزبان را رد می‌کند (Kumar et al., 2004). مطالعات متعدد بیان می‌کند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیک هستند که در ماگمای فلسیک حاصل از پوسته تزریق شده‌اند.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نفوذی چهارگنبد عموماً گردشده و بیضوی هستند و انکلاوهای با اشکال پیچیده مانند پوسته‌های لایه لایه شده اشکال شیلرن در بین آنها دیده نمی‌شود. این مسئله پیشنهاد می‌کند که اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) بر روی انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان نسبتاً ضعیف بوده است. بعضی از انکلاوها حاوی انتهای نوک تیز یا زنگوله‌ای هستند که عموماً به عنوان شواهدی از جدا شدن انکلاوها از ماگمای مافیک و حرکت آنها به سمت ماگمای فلسیک تفسیر می‌شوند (Perugini et al., 2003).

مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از ماگماهای مافیک هستند که به طور اولیه سریع سرد شده و در ماگمای فلسیک میزبان متبلور شده‌اند. حضور بافت‌های عدم تعادل مانند بافت‌های پویی کلیتیک در مگاکریست‌های فلدسپار، حضور پلاژیوکلازهای کوچک در

(Zhao et al., 2012).

۸- نتیجه‌گیری

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در جنوب خاور کمربند ماگمایی ارومیه-دختر جای گرفته است. این مجموعه دارای گوناگونی سنگ‌شناختی از سنگ‌های به نسبت بازیک تا اسیدی است (سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزادیوریت). همه واحدهای یاد شده از نوع نفوذی‌های نوع I با ماهیت متآلومینوس و کالک‌آلکان هستند. مطالعات سنگ‌نگاری و نیز وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان‌دهنده ماهیت I آنهاست. وجود روندهای خطی و پیوسته عناصر در نمودارهای هارکر و نیز روند مشابه عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نشان از ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر دارد. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE و LREE، همچنین فقیرشدگی آنها از عناصر HFSE و HREE نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها از یک منبع گوشته غنی‌شده در پهنه‌های فرورانشی است. همچنین تهی‌شدگی از عناصری مانند Nb و Ta و غنی‌شدگی از Th, Rb, K در توده‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند در نتیجه آلایش با مواد پوسته‌ای نیز رخ دهد. بنابراین در اثر فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در ابتدای ماگمای مادر بازیک از یک گوشته غنی یا متاسوماتیسم شده پدید آمده است. این ماگما در طی بالا آمدگی به افق‌های بالایی دچار هضم و تبلور تفریقی شده است و در نهایت ماگماهای حدواسط و اسیدی از آن مشتق شده‌اند.

(Chen et al., 2009). حضور کوارتزهای خلیجی در داخل انکلاوها و دایک‌ها نتیجه انتقال مکانیکی بیگانه‌بلورهای کوارتز از مذاب اسیدی به مذاب مافیک داغ‌تر است (Bussy and Ayrton, 1990). به علت ناپایداری کوارتز در ماگمای مافیک، لبه‌های بیگانه‌بلور حل می‌شود و گرمای لازم برای انجام این عمل از گرمای نهان تبلور مواد مذاب موجود در مجاورت بلافصل بیگانه‌بلور تأمین می‌شود. سرد شدن سریع سطح دانه کوارتز به عنوان بستری مناسب برای هسته‌بندی کانی‌های مافیک مانند بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن عمل می‌کند (Vernon, 1990). بافت دانه‌ریز انکلاوهای مافیک و دایک‌های مافیک در کنار شواهدی مانند آپاتیت‌های سوزنی، حاشیه انجماد سریع و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها، به احتمال زیاد نتیجه سرد شدن سریع آنهاست (Barbarin, 1990) که خود نتیجه تضاد حرارتی بین ماگماهای مافیک گوشته و ماگمای فلسیک گرانیتویدی در زمان آمیختگی آنها است حضور سوزن‌های آپاتیت در انکلاوها نتیجه‌ای از آمیختگی حجم‌های کوچک مذاب مافیک داغ با یک ماگمای فلسیک سردتر است (Hibbard, 1991) و نشانه اشباع شدن ماگما از P_2O_5 می‌باشد (Chen et al., 1989). سنگ‌های میزبان، انکلاوها و دایک‌های مافیک چهار گنبد دارای محتویات متفاوت در برخی عناصر اصلی و محتوای تقریباً یکسان در ترکیبات عناصر فرعی هستند. الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه در انکلاوها و دایک‌های مافیک با سنگ‌های میزبان تقریباً یکسان است. تشابه در ترکیب عناصر کمیاب بین انکلاوها، دایک‌ها و میزبان ناشی از انتشار و تعادل مجدد نسی به عنوان یک نتیجه طبیعی از مدل اختلاط/آمیختگی است (Xiong et al., 2011).

کتابنگاری

- خان ناظر، ن. و امامی، ه.، ۱۳۷۵، نقشه چهارگنبد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درگاهی، س.، ۱۳۸۶، آنالیز پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده‌های گرانیتویدی و نقش ماگماتیسیم آداکتی در کانی‌سازی مس در ماگماتیسیم میوسن بعد از برخورد در ناحیه سرچشمه-شهربابک شمال غرب کرمان، رساله دکترا، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص ۳۱۰.
- صفار حیدری، ر.، قربانی، م.، مرادیان، ع. و شیخ فخرالدین، س.، ۱۳۹۶، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی محدوده چهار گنبد (شمال شرق سیرجان)، سومین همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، کرمان، <https://civilica.com/doc/642125>.
- فضل‌نیا، ع. و مرادیان، ع.، ۱۳۸۰، محیط تکتونوماگمایی گرانیتویدهای چهار گنبد سیرجان، پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، <https://civilica.com/doc/14975>.
- ولی‌زاده، م. و، صادقیان، م. و اکرمی، م. ع. (مترجمان)، ۱۳۸۰، انکلاوها و پتروژنی گرانیت نوشته دیده و باربارن (۱۹۷۳) انتشارات دانشگاه تهران، ص ۸۲۳.

References

- Arculus, R. J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1), p. 1-12, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90033-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90033-3).
- Balk, R., 1937. The structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 5:177pp. <https://www.abebooks.com/STRUCTURAL-BEHAVIOR-IGNEOUS-ROCKS-SOCIETY-MEMOIR/30805465854/bd>.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17747-17756. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17747>.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80, 155-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>.
- Barbarin, B., and Didier, J., 1991. Review of the main hypothesis proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 367-373. <https://rimag.ricest.ac.ir/ar/Article/9507>.
- Baxter, S., and Feely, M., 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76 (1-2), 63-74. <https://doi.org/10.1007/s007100200032>.
- Bea, F., Fershtater, G., and Corretge, L.G., 1992. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29, p. 43-56. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90033-U](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90033-U).

- Blundy, J.D., and Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology*, 33, 1039-1104. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.5.1039>.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>.
- Broska, I., William, C.T., Uher, P., Konecny, P., and Leichmann, J., 2004. The geochemistry of phosphorous in different suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar. *Chemical Geology* 205, p. 1-15, <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.46769>.
- Bussy, F., and Ayrton, S., 1990. Quartz 524-542. textures in dioritic rocks of hybrid origin. <https://rimag.ricest.ac.ir/fa/Article/9507/rimag.ricest.ac.ir>.
- Castro, A., 2013. The off-crust origin of Transactions of the Royal Society of Edinburgh granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5, 63-75. *Earth Sciences*, 87, 171-181. <https://www.redalyc.org/journal/505/505558534002/html/>.
- Chappell, B. W., Stephens, W. E. 1988. Origin of infracrustal(I-type) granite magmas. *Transactions of the royal Sosity of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2-3), 71-86. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014139>.
- Chappell, B.W. , 1999. Aluminium Saturation in I and S-Type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. *Lithos*, 46, 535-551. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3).
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, p. 173-174, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0040195177900038>.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 83,p. 1-26. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 2011. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australiuan Journal of EarthSciences*, 48(4), 489-500. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Chappell, B.W., White, A. J.R., and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of petrology*, 28. 1111-1138. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.6.1111>.
- Chen, B., Chen, Z.C., and Jahn, B.M., 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton, *Lithos*, V. 110, Issues 1-4, June 2009, P. 343-358. doi:10.1016/j.lithos.2009.01.015.
- Chen, Y.D., Price, R.C., and White, A.J.R., 1989. Inclusions in three S-Type granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, V. 30, Issue 5, 1181-1218. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.5.1181>.
- Clemens, J. D., Darbyshire, D. P. F., and Flinders, J., 2009. Sources of post- orogenic calkalkaline magma; The Arrochar and Garabal Hill- Glen Fyne complex. *Scotland, Lithos*, V. 112, Issues 3-4, 524-542. doi:10.1016/j.lithos.2009.03.026.
- Clemens, J.D., and Stevens, G., 2012. What weizerische mineralogische und petrographische controls chemical variation in granitic magmas ? *Mitteilungen*, 70, 223-235. doi.10.1016/j.lithos.2012.01.001.
- Clemens, J.D., and Wall, V.J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type plutonic and volcanic Rocks. *Lithos*, 21, 53-66. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90005-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90005-9).
- Collins, W.J., 1996. Lachlan Fold Belt specialist, University of Grenoble, France. granitoids: products of three-component mixing. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006581>.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R., 1979. The interpretation of igneous rocks, London, George Allen and Unwin,p. 450. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>.
- Dargahi, 2007. *Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Istopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusive and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar of University Kerman, 310p. (In Persian).*
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Mcpherson, C., and Dosseto, A., 2007. Amphilobe “Sponage” in arc crust? , *Geology* 35 (9), p. 787-790, <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>.
- Didier, J., 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76: 41-50. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01820572>.
- Fazlnia, A., and Moradian, A., 2001. *Tectonomagmatic environment of the four domes of Sirjan granitoids, the 5th conference of the Geological Society of Iran, Tehran. https://civilica.com/doc/14975. (In Persian).*
- Floyd, P. A., and Winchester, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*,27(2), p.211-218, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X).

- Foley, S. F., and Wheller, G. E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* V. 85, Issues 1-2, p. 1–18, doi:10.1016/0009-2541(90)90120-V.
- 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*, V. 42, Issue 11, P. 2033–2048, <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Garcia- Arias, M., Corretgé, L.G., Fernandez, C., and Castro, A., 2015. Water-present melting in the middle crust: The case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). *Chemical Geology*, 419, 176-191. DOI:10.1016/j.chemgeo.2015.10.040.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X.S., and Zhou, X.M., 2002. Zircon chemistry and magma- mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, V. 61, Issues 3-4, 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks: Macmillan, Newyork.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications V. 19, p. 67-81, DOI:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J. and Barbarin, B., Eds., *Developments in Petrology*, 13, 431-444.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548, <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kemp, A.I., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt J.M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814), 980-983. DOI:10.1126/science.1136154.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., and Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437(7059), p. 724-727, DOI: 10.1038/nature03971.
- Khan Nazer, N., and Emami, H., 1996. *Geological map of Chahargonbad, scale 1:100000, Geological Survey of Iran.(In Persian)*.
- Kharbish, S., 2010. Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 70(3), p.257-266, DOI:10.1016/j.chemer.2009.12.007.
- Kumar, S., 2010. Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwest Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of Geological Society of India*, 76(1), 5-25. DOI:10.1007/s12594-010-0080-2.
- Kumar, S., and Pieru, T., 2010. Petrography and major element geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya; evidence of magma mixing and alkali diffusion. *Journal of Geological Society India*, 76 (4), 345-360. DOI:10.1007/s12594-010-0106-9.
- Kumar, S., Rino, V., and Pal, A.B., 2004. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, v. 7, Issue 2, 539-548. DOI:10.1016/S1342-937X(05)70804-2.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. J., and Keller, M. J., Lameyre Le Bas, Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zanetti, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193.
- Liu, Z., Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Zhao, P., and Zhou, Q., 2013. Origin of Middle Cambrian and Late Silurian potassic granitoids from the western Kunlun orogen, northwest China: a magmatic response to the Proto-Tethys evolution. *Mineralogy and Petrology*, 108, 91-110. DOI:10.1007/s00710-013-0288-0.
- Loiselle, M.C., and Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites, In: *Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies*, San Diego, California, 468.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101. Issue 5, p. 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).
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K carbonaceous in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 (5), p.757–775, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- Nixon, G. T., and Pearce, T. H., 1987. Laser- interferometry study of oscillatory zoning in Plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in alkali-mag ma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *Am. Min.*, 72.1144.62.
- Pabst, A., 1928. Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ., Dep Geol. Sci.*, 17:325-386. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70016094>.
- Pearce, J. A., and Gale, G. H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host

- rocks. Geological Society, London, Special Publications, 7(1), p.14-24, <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1977.007.01.03>.
- 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*, V. 25, Issue 4, P. 956-983, <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., and Eleftheriadis, G., 2003. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 78(3), 173-200. DOI:10.1007/s00710-002-0225-0.
- Pitcher, W. S., 1993. The nature and origin of granite. London: Blackie, 32:pp.
- Rogers, G., and Hawkesworth, C. J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3-4), p. 271-285, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4).
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data, evolution, Presentation interpretation, Longman Scientific and Technical, England, <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Saffar Heydari, R., Ghorbani, M., Moradian, A., and Sheikh Fakhreddin, S., 2016. *Petrography, geochemistry and petrogenesis of igneous rocks of Chahar Gonbad area (northeast of Sirjan), the third national conference of geology and mineral exploration, Kerman*. <https://civilica.com/doc/642125>. (In Persian).
- Sajona, F. G., Mayry, R. C., Bellon, H., Cotten, J., and Defant, M., 1996. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37(3), p. 693-726, <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.693>.
- Silva, M. M. V. G., Nevia, A. M. R. and Whitehouse, M. J., 2012. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area. Central Portugal. *Lithos*, 50, 153-170. DOI:10.1016/S0024-4937(99)00053-5.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 52:p. 1229-1258.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42(1), p. 313-345, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Valizadeh, M. V., Sadeghian, M., and Akrami, M. A. (translators), 2001, *granite enclaves and petrology*, written by Didier and Barbaren (1973), Tehran University Press, p. 823. (In Persian).
- Van Wagoner, N. A., Leybourne, M. I., Dadd, K. A., Baldwin, D. K., and McNeil, W., 2002. Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension. *Geological Society of America Bulletin*, 114(4), p. 400-418, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<0400:LSBVOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<0400:LSBVOS>2.0.CO;2).
- Ventura, G., Del Gaudio, P., and Lezzi, G., 2006. Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: a case study from Salina Island (Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 243(1-2). 128-140. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.004>.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds) *Enclaves and granite petrology*, Elsevier (1991) 277-291.
- Vernon, R. H., Etheridge, M.A., and Wall, V. J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22:1-11. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90024-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90024-2).
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural Evidence. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11), 17849-17859. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17849>.
- Wang, H.Z., Chen, P.R., Sun, L.Q., Ling, H.F., Zhao, Y.D., and Lan, H. F., 2015. Magma mixing and crust-mantle interaction in Southeast China during the Early Cretaceous: Evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 72-78. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.010>.
- White, A. J. R., and Chappell, B. W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society American Memoir* V. 159: 21-34, <https://doi.org/10.1130/MEM159-p21>.
- White, A. j. R., Chappell, B. W., and Wyborn, D., 1999. Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves- a reinterpretation of the observations and data of Maas, R., Nichollas, I. A. and Legg, C., 1992. *Journal of Petrology*, 40, 413-421. <https://doi.org/10.1093/ptro/40.3.413>.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*, Unwin Hyman, 466 p., <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>.
- Xiong, F.H., Ma, C.Q., Zhang, J.Y., and Liu, B., 2011. The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from East Kunlun, Northern Qinghai-Tibet Plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo-Tethyan Lithosphere. *Mineralogy and Petrology*, 104(3-4), 211-224. DOI:10.1007/s00710-011-0187-1.

- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., and Vannucci, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt, *Lithos* 75(1-2), P. 39-54, DOI:10.1016/j.lithos.2003.12.022.
- Zhao, K.D., Jiang, S.Y., Yang, S.Y., Dai, B. Z., and Lu, J.J., 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr\Nd\Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Research*, 22, 310-324. DOI:10.1016/j.gr.2011.09.010.