



## Research Article

OPEN ACCESS

## Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.knu.ac.ir>

## U-Pb dating and geodynamics of mafic bodies at the southern margin of Lake Urmia, an evidence of Cretaceous magmatism in northwest Iran

Mohammad Najari<sup>1\*</sup>, Ahmad Jahangiri<sup>2</sup>, Ryo Anma<sup>3</sup>

1. PhD student, Geology Department, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

2. Professor, Geology Department, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

3. Professor, Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, Tokushima, Japan.

**Article info****Article history**

Received: 8 July 2024

Accepted: 10 September 2024

**Keywords:**

U-Pb dating, REE, calc-alkaline, subduction, Sanandaj-Sirjan Zone.

**Abstract**

In the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone, mafic intrusive bodies are aligned with the trend of the Zagros orogenic belt. In this part of the Iranian lithosphere, magmatic activity occurred during three main periods: Cretaceous, Eocene, and Miocene-Quaternary. In the first of two stages, the magmatic activity was associated with subduction-related magmatism at the active continental margin, whereas the last phase was characterized by calc-alkaline magmatism related to post-collision regime. The intrusive mafic bodies of Qobadlo, Chupankareh, and Qaraqoshun at the southern margin of Lake Urmia in the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone intruded within the complex of Cretaceous shale, shale-sandstone, and siltstone. U-Pb dating on zircon performed on these bodies indicates an age of 99 Ma. The SiO<sub>2</sub> content of these bodies ranges from 46.17 to 53.35%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.1 to 18.49 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.11 to 5.8%, and their TiO<sub>2</sub> content ranges from 1.9 to 4.0%. Positive anomalies of large ion lithophile elements and LREE compared with negative anomalies of elements such as Nb, P, Zr, and Ta (HFSE), the La/Nb, Ba/Nb ratios, and the REE pattern show a good correlation with the magmatic rocks of subduction zones.

**Introduction**

The Sanandaj-Sirjan zone has been divided into three parts. The northern part includes a series of Cadomian igneous-metamorphic rocks. The central part includes (I) Precambrian basement and, (II) Middle-to-Upper Jurassic high-temperature metamorphic rocks. The southern part composed mainly of Paleozoic metamorphic rocks (Azizi et al., 2017). Triassic-Jurassic deposits, and calc-alkaline granites associated with the Neotethys subduction. The main magmatic activities were centralized in the central part of the Sanandaj-Sirjan zone. Rock units in this part of the magmatic zone are younger in age than those in the northwestern and southeastern parts. There are two magmatic belts in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone (Azizi and Moinevaziri, 2009): the first belt indicates the Sanandaj volcanism in the Cretaceous period, and the second belt is the Pliocene-Quaternary Hamedan-Tabriz volcanic

zone, both of which are related to the Neotethys spreading and the collision of the Arabian and Iranian plates (Jahangiri, 2007; Torkian et al., 2019). According to (Azizi and Jahangiri, 2008), the units of the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone can also be divided into three main groups: the first group includes a thick sequence of basalt, shale, and sandstone, along with thick volcanic units. The second group, the Cretaceous Sanandaj volcanic sequence, consists of acidic and andesite lavas and alternating layers of sediments. The third group includes granitic and rhyolitic units. The Qobadlu and Chupankareh intrusive bodies on the 1:100000 scale map of the Azarshahr sheet, and the Qobadlu and Qaraqoshun mafic intrusive bodies on the 1:100000 scale map of Maragheh have a general north-northwest to south-southeast trend (Fig. 1). These bodies, along with acidic volcanic and spilitic basalts, have penetrated the Cretaceous units, including black shales,

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371>

\*Corresponding author: Mohammad Najari; E-mail: Najary2006@gmail.com

**How to cite this article:** Najari, M., Jahangiri, A., Anma, R., 2024. U-Pb dating and geodynamics of mafic bodies at the southern margin of Lake Urmia are evidence of Cretaceous magmatism in northwest Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 278- 306.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371>



sandstones, and sandy shales. The most abundant and widespread Cretaceous units are located in the southeast of Lake Urmia.

## Materials and Methods

For geochemical analysis, 18 samples of three gabbroic bodies were selected and, the major element contents of whole rocks were determined by conventional X-ray fluorescence (XRF) at the Zarazma Company (Iran).

One fresh sample, AGD-5, was selected for zircon dating and analyzed at Tokushima university in Japan. The images of AGD-5 sample reveal that the zircons are colorless to light gray and euhedral to subhedral where transparent zircon grains are 80 – 200 microns in length and exhibit prism-like shapes and internal alteration textures.

Prismatic minerals with no defects or alteration textures/domains and their points for the U-Pb dating were selected based on the CL observations. U-Pb dating was obtained with a laser ablation (LA, NWR213 Electro Scientific Industries) – inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS Agilent 7700x) at Tokushima University, Japan. A detailed description of the LA-ICP-MS analysis can be found in literature (Cottle et al., 2013; Kylander-Clark et al., 2013). The AGD-5 sample yields a Concordia age of  $99.8 \pm 0.65$  Ma (MSWD = 0.63, n = 34); and a mean weighted  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  age of  $98.8 \pm 0.65$  Ma (MSWD = 0.36, n = 34). Both ages are considered to represent the timing of crystallization of the sample. Taking error estimates into consideration, the zircon U-Pb age indicates that the AGD-5 gabbro was emplaced almost in the early Late Cretaceous (Fig. 2).

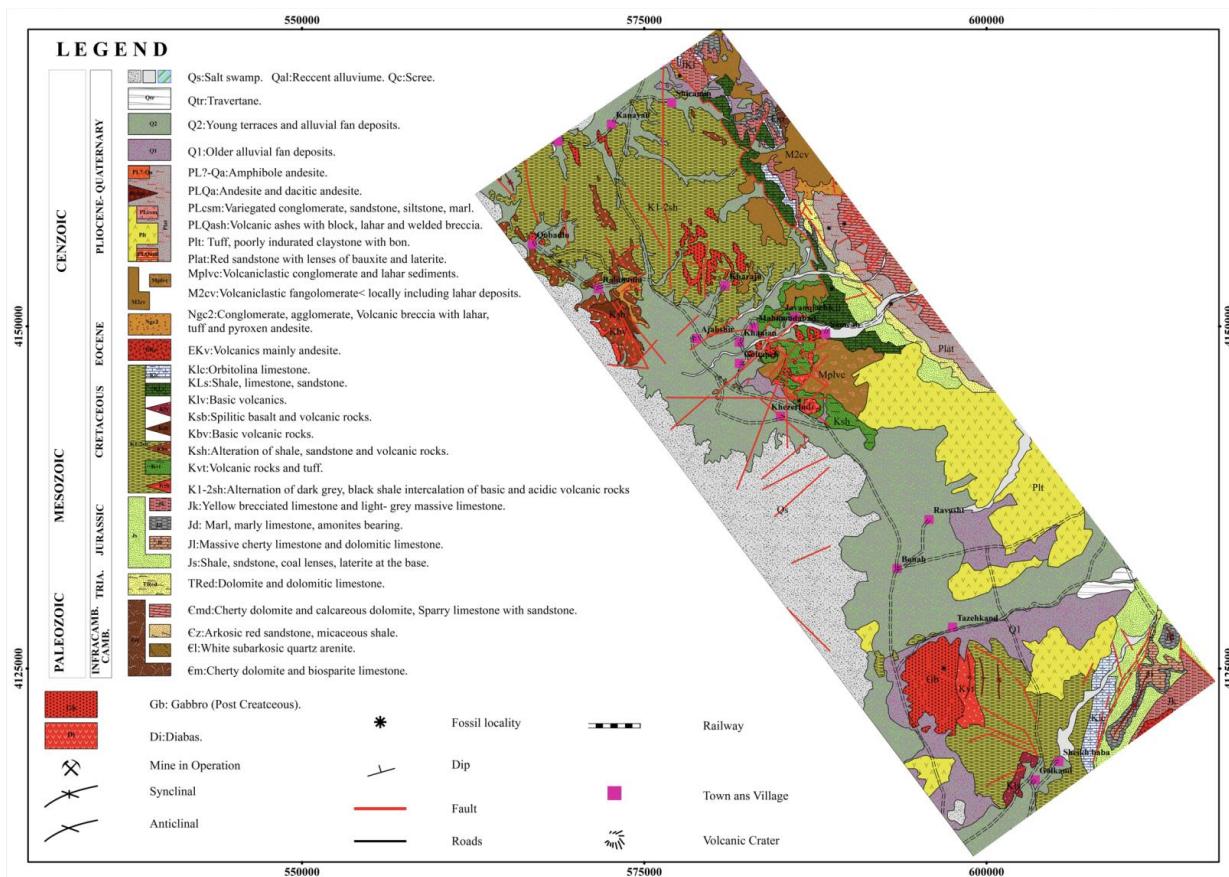


Fig. 1. Simplified geological map of the southern margin of Lake Urmia (Alavi-Naini and Shahrbabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005)

## Results and Discussion

### 1. Petrography

The studied rocks exhibit coarse-grained textures, with dominant minerals including clinopyroxene, olivine, and plagioclase. The abundances of these minerals vary between mela- and meso-gabbroic rocks. Plagioclase is the most abundant mineral, with its content ranging from 50% to 60%. The studied samples display ophitic, intergranular, and granular textures. Plagioclase minerals are euhedral and display polysynthetic twinning. They are commonly affected by saussuritization and, less frequently, calcification. Plagioclase grains are surrounded by clinopyroxene, which fills the spaces between them, indicating that plagioclase likely crystallized before clinopyroxene. Clinopyroxene grains exhibit cleavage at approximately 87 and 93 degrees and are often replaced by hornblende and chlorite. Clinopyroxenes are frequently altered and

replaced by secondary minerals such as tremolite, actinolite, magnetite, amphibole and biotite (Fig. 3).

### 2. Zircon U-Pb Geochronology

Sample AGD-5, a gabbro, was selected for zircon U-Pb dating. Cathodoluminescence (CL) images reveal colorless to light gray, euhedral to subhedral zircon grains, with prism-like shapes and internal alteration textures. Transparent zircon grains range from 80 to 200 microns in length.

Zircon U-Pb isotope ratios from AGD-5 are listed in Table 1. Zircon grains show Th/U ratios ranging from 0.9 to 1.9, consistent with magmatic zircon. Zircons from AGD-5 yield a concordia age of  $99.8 \pm 0.65$  Ma (MSWD = 0.63, n = 34) and a mean weighted  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  age of  $98.8 \pm 0.65$  Ma (MSWD = 0.36, n = 34). Both ages represent the crystallization timing of the sample. Taking error estimates into account, the zircon U-Pb ages indicate that the gabbro was emplaced during the Late Cretaceous.

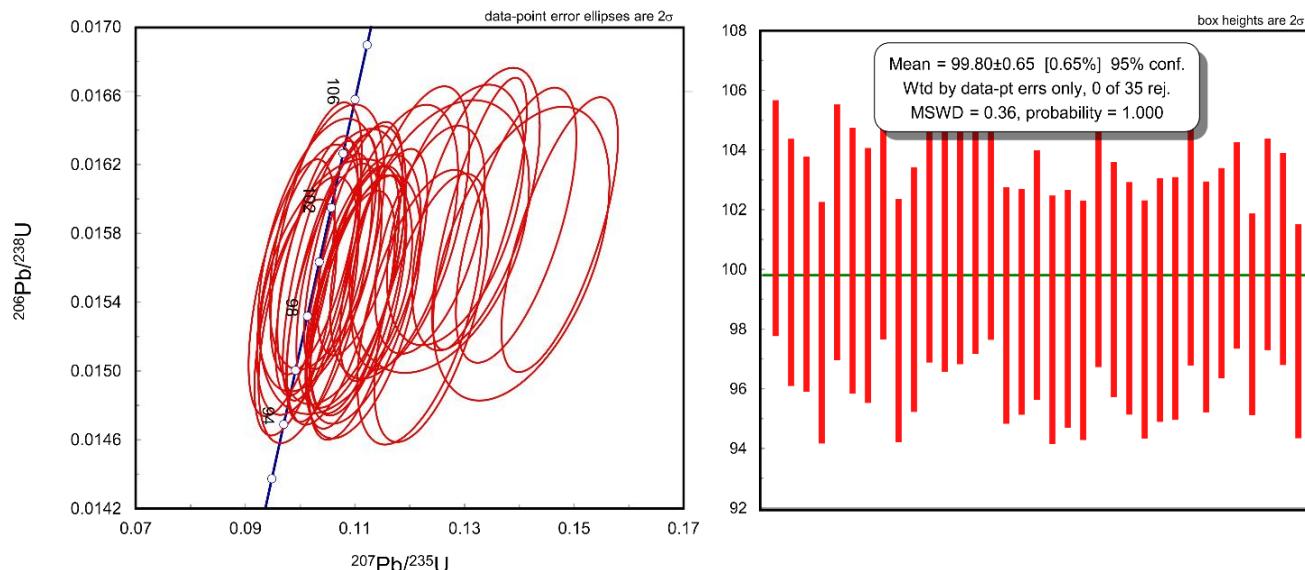


Fig. 2. Tera-Wasserburg concordia diagram and histogram of analyzed zircons.

### 3. Geochemical characteristics

Major and trace element analyses of 18 rock samples have Mg# average of 0.6, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O ranging from 3.54

to 4.31 wt.% and, SiO<sub>2</sub> content between 46.17 – 53.35 wt.%. In addition, the rocks have TiO<sub>2</sub> content of 0.5 – 1.78 wt.% and a moderate Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> value (8.5 – 11.3 wt.%).

The total alkali versus silica (TAS) classification shows that the majority of mafic rocks are plotted in gabbro field. Moreover, the samples plot in the calc-alkaline series and their normalized multi-element patterns are characterised by enrichments in Pb, Sr and K and depletions in Zr, Nb and Th.

In the Harker diagrams, CaO, MgO, MnO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> show negative correlation with SiO<sub>2</sub>. The normalized REE patterns indicate enrichments in LREEs relative to HREEs and fractionated pattern. Most samples show positive Eu ( $\text{Eu/Eu}^* = 1.48$ ) anomalies, potentially related to plagioclase accumulation. The positive Sr anomaly can be linked to its substitution for Ca in plagioclase. Titanite and plagioclase accommodate LREEs in their structure, with plagioclase absorbing more Eu<sup>2+</sup>. The positive Eu/Eu\* ratio (1.32-1.69) can be attributed to the depth of crystallization. A weak positive Eu/Eu\* = 0.9 anomaly in some basic samples may indicate plagioclase accumulation or hornblende fractionation.

Igneous rocks formed in subduction zones exhibit Nb contents below 15 ppm. In the studied rock bodies, this parameter is below 10 ppm. The La/Nb ratio is above 1 for lithospheric mantle-derived magmas and about 0.7

for asthenospheric mantle-derived magmas. For active continental margin rocks, this ratio exceeds 2.2 and is less than 1 for intracontinental magmas. Magma contamination with lithospheric mantle lowers this ratio. Except for one sample (AGD-5), the La/Nb ratio exceeds 2.2, consistent with an active continental margin. In most samples, the Ba/Nb ratio exceeds 30, indicating a metasomatized mantle wedge above a subducting slab.

The La/Yb and Dy/Yb ratios are slightly high, confirming LREE enrichment. U, Cs, and Pb enrichments can be attributed to magma contamination with crustal components. On La/Yb versus Nb/La and Rb versus Zr/Rb diagrams, the samples plot close to the upper crust, suggesting that the parent magma may have been contaminated by the upper crust (Askren et al., 1991).

These geochemical characteristics suggest that the samples originated from partial melting of a spinel Iherzolitic source. Subduction fluids released from the subducting slab into the mantle wedge, induced partial melting of the mantle. This process resulted in the formation of gabbro magmas that were parental for the studied mafic bodies.

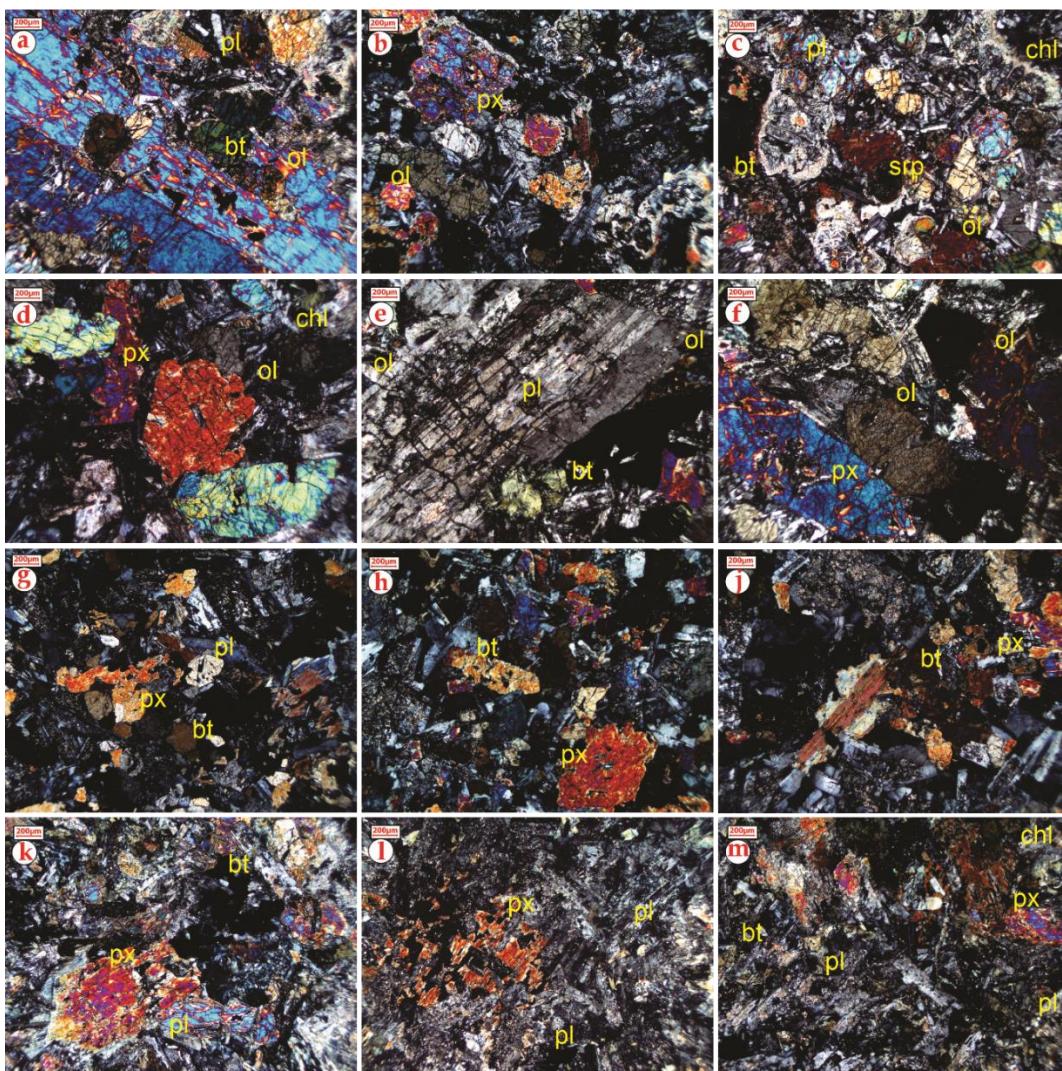


Fig. 3. Microscopic images of the studied igneous rocks. The main minerals in these rocks are plagioclase (Pl), pyroxene (Px), and olivine (Ol). Clinopyroxene minerals are often altered to secondary minerals such as magnetite, biotite (Bt), and chlorite (Chl). Chl = Chlorite, Opq = Opaque minerals, Pl = Plagioclase, Px = Pyroxene, Ol = Olivine, Srp = Serpentine. Mineral abbreviations are taken from [Whitney and Evans \(2010\)](#)

#### 4. Tectonic environment interpretation

On Zr versus Zr/Y diagram, the samples fall within the continental arc environment ([Pearce and Norry, 1979](#)). On La/10-Y/15-Nb/8 diagram, all samples fall within the range of magmas with a calc-alkaline series, corresponding to active continental margin environments. These geochemical characteristics collectively suggest that these gabbroic rocks were formed in a complex tectonic setting involving both continental

arc and back-arc processes, indicative of an active continental margin environment (Fig. 4).

#### Conclusions

Our studies suggest that Neotethys subduction beneath the SaSZ commenced in the Early Cretaceous, followed by the Arabian-Iranian plate collision in the Eocene (37-40 Ma). Coexisting granites and appinites along the Zagros suture zone in Baneh have been dated to 37- 40 Ma, indicating a Late Eocene collision in

northwest Iran. Evidence of Cretaceous subduction in the SaSZ includes Early Cretaceous andesites and I-type granites in the northern SaSZ, which formed on an active continental margin, signifying the initiation of Neotethys subduction in the Early Cretaceous (Gholipour et al., 2021).

During this subduction, the intrusion of hot, calc-alkaline to slightly tholeiitic magma led to crustal

thinning and the development of an extensional tectonic regime. Extensional back-arc basins, such as the Khoy basin and the Azerbaijan fault-dominated extensional basin, formed during this period. The thinning and fracturing enabled the intrusion of hot asthenospheric magma, resulting in metasomatized magma and the formation of these mafic bodies.

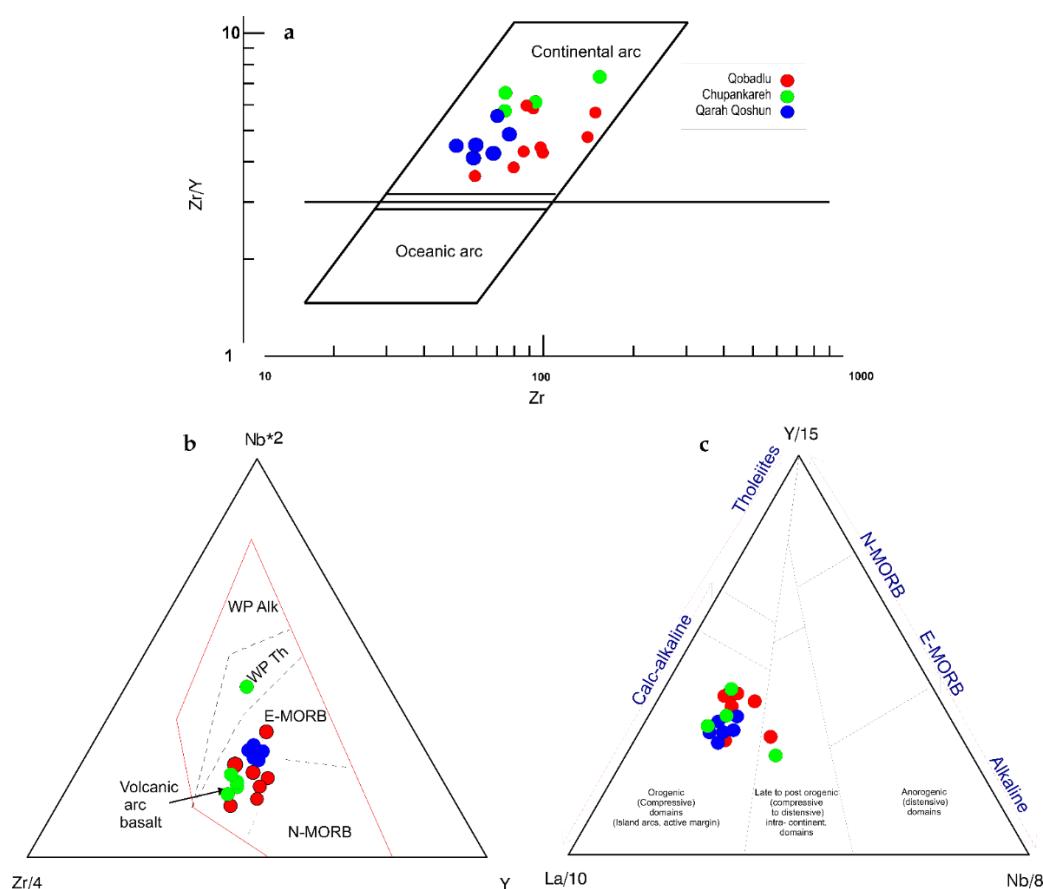


Fig. 4. a) Zr vs. Zr/Y diagram, in which the samples plot on arc-related environments (Pearce and Norry, 1979). b) Zr/4-Nb<sub>2</sub>-Y diagram (Meschede, 1986) representing that the gabbroic samples display overlap with magmas from the volcanic arc environments. c) La/10-Y/15-Nb/8 ternary diagram (Cabanes and Lecolle, 1989) showing that all the samples display calc-alkaline affinity and plot on orogenic domains related to active margins.

## References

- Alavi-Naini, M., Shahrabi, M., 1975. Geological map of Maragheh. 1: 100,000 series, Sheet 5265. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran.  
Askren, D.R., Wjitney, J.A., Roden, M.F., 1991. Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic

field, Colorado. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 373-386.

Azizi, H., Kazemi, T., Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108, 56-72.

Azizi, H., Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47, 167-179.

Azizi ,H., Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics* 45, 178-190.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre* 309, 20.

Cottle, J.M., Burrows, A.J., Kylander-Clark, A., Freedman, P.A., Cohen, R.S., 2013. Enhanced sensitivity in laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 28, 1700-1706.

Ghadirzadeh, A., Anvari, A., 1998. Azarshahr geological map in scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran.

Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqpez, northwestern Iran. *Geochemistry* 81, 125687.

Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.

Kylander-Clark, A.R., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. *Chemical Geology* 345, 99-112.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. *Chemical geology* 56, 207-218.

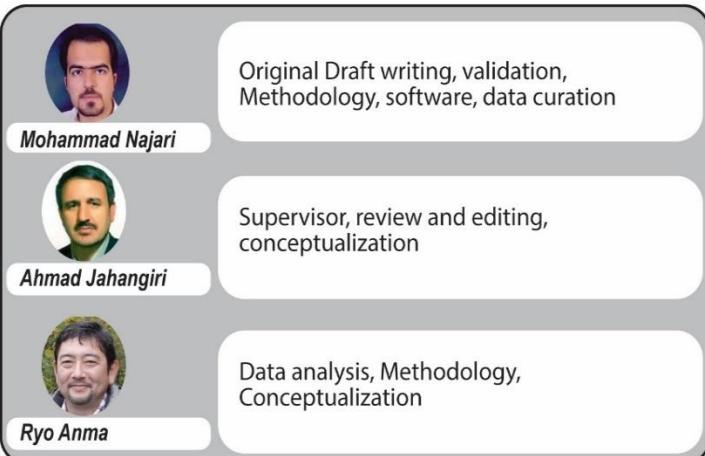
Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology* 69, 33-47.

Soltani Sisi, G., 2005. Geological map of Iran, 1: 100000 series, sheet No, 5065. Geological survey and mineral Exploration of Iran

Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., Veloski, K., 2019. Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran. *Journal of African Earth Sciences* 150, 194-204.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95, 185-187.

#### CRediT authorship contribution statement





## Research Article

OPEN ACCESS

## Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.knu.ac.ir>

## سن سنجی اورانیوم-سرب و ژئودینامیک توده‌های مافیک حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه، شاهدی بر مagmaتیسم کرتاسه در شمال غرب ایران

محمد نجاری<sup>۱\*</sup>، احمد جهانگیری<sup>۲</sup>، ریو آنما<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳. استاد، دانشکده فنی، دانشگاه توکوشیما، توکوشیما، ژاپن

## چکیده

در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان توده‌های نفوذی مافیک کوچک و بزرگی به صورت هم‌جهت و هم‌رونده در امتداد سوچرزون زاگرس رخمنون دارند. در این بخش از پوسته‌ی ایران فعالیت مagmaتیسم طی سه بازه زمانی اصلی کرتاسه، ائوسن و میوسن- کواترنری رخداده است. در دو مرحله اول فعالیت مagmaتیسم قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای سازگارتر است. در حالی که آخرین فاز مagmaتیم، دارای سرشت کالک‌الکالن مربوط به رژیم تکتونیکی پس از برخورد است. توده‌های مافیک قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون در حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان درون مجموعه‌ای از واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی- شیلی با سن کرتاسه نفوذ کرده‌اند. سن سنجی اورانیوم- سرب انجام‌شده بر روی نمونه‌های زیرکن جدادشده از نمونه‌های سنگی توده گابرویی قبادلو سنی معادل ۹۹ میلیون سال را نشان می‌دهد. در این توده‌ها محتوای  $\text{SiO}_2$  ۴۶/۱۷ تا ۵۳/۳۵ درصد وزنی و محتوای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ۱۳/۱ تا ۱۸/۴۹ درصد وزنی است. مقدار  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در این سنگ‌ها ۸/۵ تا ۱۱/۳ تا  $\text{TiO}_2$  بین ۰/۴ تا ۱/۹ و متوسط مقدار  $\text{Cr}$  در حد ۱۱۹ پی‌یام است. مقادیر سیلیس، عدد منیزیم و کروم این سنگ‌ها نشان‌دهنده منشأ گوشه‌ای این توده‌ها است. با توجه به مقادیر بالای عناصر مانند  $\text{Ba}$  و نسبت  $\text{Ba}/\text{Rb}$  و دیگر عناصر ناسازگار می‌تواند نشانگر منشأ گوشه‌ای دگرسان شده باشد. آنومالی‌های مثبت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ و عناصر نادر خاکی سبک در مقابل آنومالی منفی عناصر HFS همچون  $\text{Nb}$ ،  $\text{P}$ ،  $\text{Ta}$  و  $\text{Zr}$  و آنومالی‌های نادر خاکی در این توده‌ها هم‌خوانی خوبی با توده‌های مربوط به محیط‌های فروراش دارد.

## اطلاعات مقاله

## تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۱۸

پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۲۰

## واژه‌های کلیدی

اورانیوم- سرب، عناصر

نادر، کالک‌الکالن،

فرورانش، زون سنندج-

سیرجان.



(2006). زون سنندج - سیرجان با امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی

تحت تأثیر فروراش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه‌ی ایران و برخورد صفحه عربی و صفحه ایران دارای زمین‌شناسی پیچیده‌ای بوده و در بردارنده‌ی توده‌های آذرین و فعالیت‌های دگرگونی با سن‌های Alavi, 1980; Berberian and King, 1981a; Crawford, 1976; Dercourt et al., 1986; Haynes and McQuillan, 1974; Pamic et al., 1979; Şengör, 1984 زون بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های مagmaتی و نیز سن فعالیت‌های زمین‌شناسی به سه زیرزون (شمال‌غربی، مرکزی و جنوب‌شرقی)

## مقدمه

پوسته‌ی ایران از نظر موقعیت زمین‌شناسی در قسمت میانی کمریند کوه‌های آلپ- هیمالیا قرار گرفته است. این پوسته متشکل از چند زون و زیرزون است. مرز این زون‌ها منطبق بر ساختارهای تکتونیکی است (Alavi, 1991; Berberian and King, 1981a, b; Stocklin, 1968) جزو پیچیده‌ترین زون‌های زمین‌ساختی در تریاک بالایی است. ضخامت پوسته در این زون در حدود ۷۰ کیلومتر است (Paul et al., 2006).

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371>

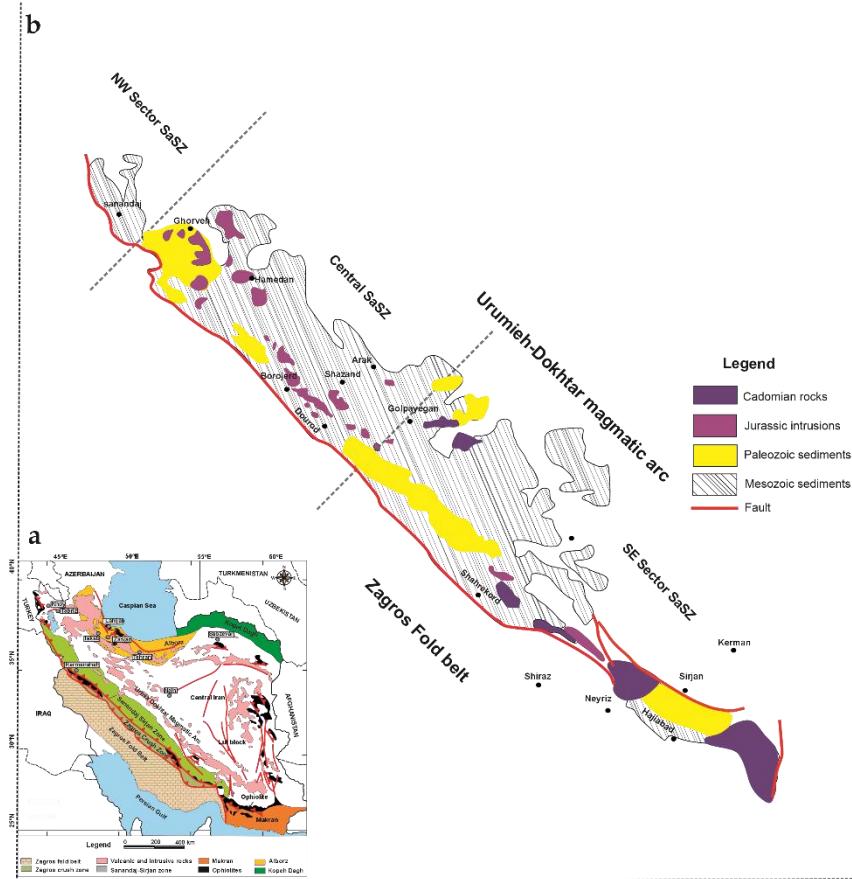
نویسنده مسئول: محمد نجاری Najary2006@gmail.com

استناد به این مقاله: نجاری، م، جهانگیری، آ، آنما، ر. (۱۴۰۳). سن سنجی اورانیوم سرب و ژئودینامیک توده‌های مافیک حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه، شاهدی بر مagmaتیسم کرتاسه در شمال غرب ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۲۷۸ تا ۳۰۶. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371>



بخش ازنظر سنی جوان‌تر از بخش‌های شمال غربی و جنوب شرقی است.

قابل تفکیک است (Zhang et al., 2018). فعالیت‌های اصلی ماقمایی ژواراسیک در قسمت مرکزی این زون متمرکز بوده و سنگ‌های این



شکل ۱- (a) واحدهای ساختاری ایران (Stocklin and Nabavi, 1973). (b) نقشه زمین‌شناسی مختص‌شده غرب ایران برگرفته از بیاتی و همکاران (Bayati et al., 2017).

Fig. 1. a) Structural units of Iran Stocklin and Nabavi (1973). b) Simplified geological map of western Iran modified from Bayati et al., (2017).

شامل سنگ‌های بازالتی و آندزیتی هستند و با لایه‌های رسوبی درهم‌آمیخته‌اند. گروه سوم شامل واحدهای گرانیتی و ریولیتی می‌باشدند (Azizi and Jahangiri, 2008).

#### زمین‌شناسی

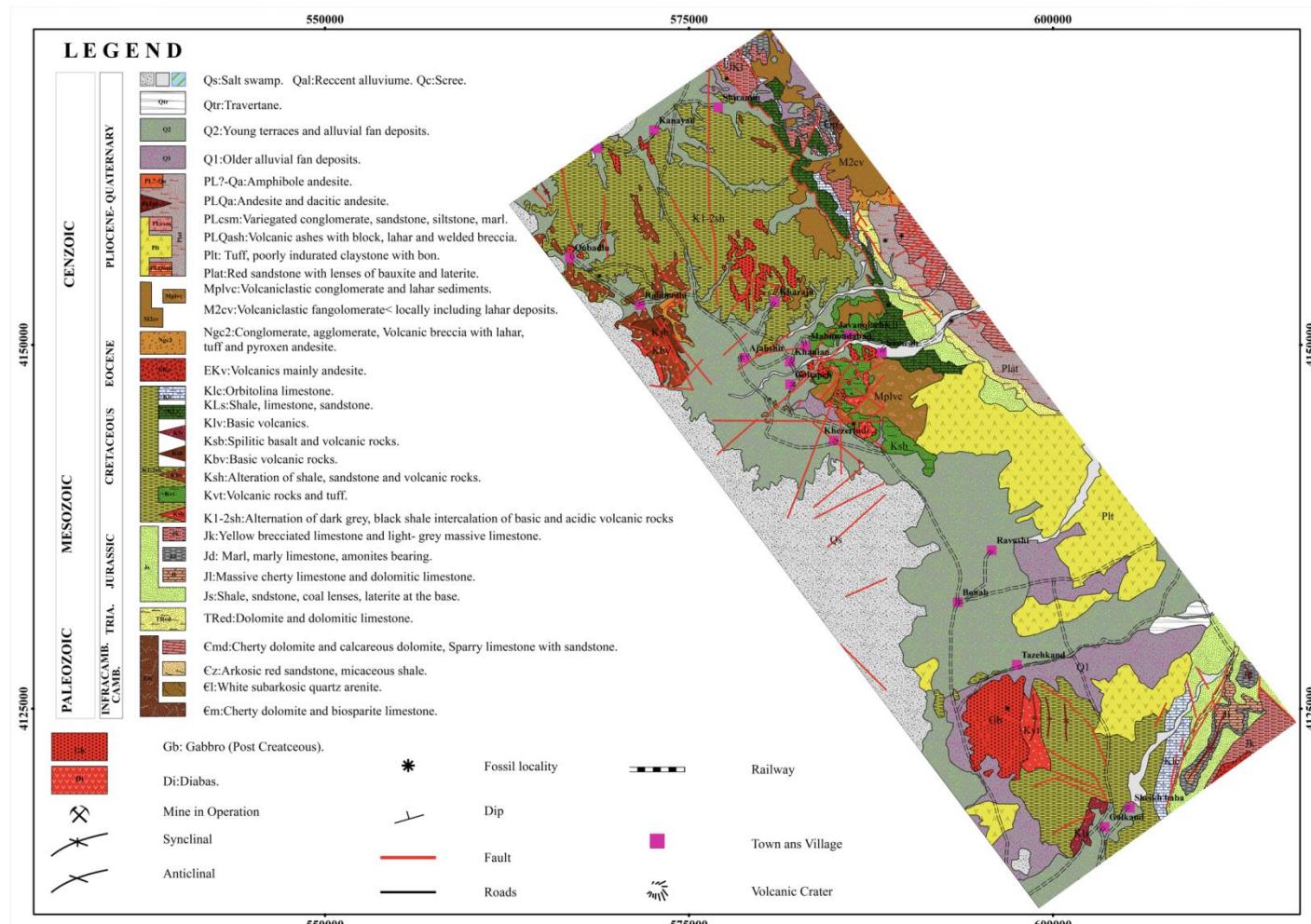
کهن‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در گسترهٔ حاشیه‌ی جنوبی دریاچه ارومیه، ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ لالون می‌باشند که با یک ناپیوستگی هم‌شیب توسط ماسه‌سنگ‌های کوارتز‌آرنايتی سفیدرنگ قاعده سازند میلا پوشیده شده‌اند. توده‌های نفوذی گابرویی قبادلو، چوپانکره در نقشه‌ی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقی آذرشهر و توده‌ی

بخش شمالی زون سنندج – سیرجان شامل دو کمربند ماقمایی است: کمربند اول نشان‌دهنده توالی‌های آتش‌فشاری سنندج به سن کرتاسه و کمربند دوم زون آتش‌فشاری همدان-تبریز به سن پلیوسن-کواترنر می‌باشد (Azizi and Moinevaziri, 2009).

هر دو کمربند مربوط به فرورانش نئوتیس و برخورد صفحه‌ی عربی و صفحه‌ی ایران است (Jahangiri, 2007; Torkian et al., 2019). واحدهای بخش شمالی زون سنندج – سیرجان را می‌توان به سه گروه اصلی طبقه‌بندی کرد: گروه اول شامل یک توالی ضخیم سنگ‌آهک، شیل و ماسه‌سنگ به همراه واحدهای ضخیم آتش‌فشاری می‌باشدند. گروه دوم توالی آتش‌فشاری سنندج در کرتاسه می‌باشد که

بخش جنوب و جنوب شرقی دریاچه ارومیه می‌باشد نفوذ کرده و خود با دگرگشیبی زاویه‌دار توسط کنگلومراهای با منشأ آتش‌فشاری سهند پوشیده شده‌اند. رخنمون این واحدها در برخی نقاط خشن و در برخی نقاط تپه‌های کم ارتفاع است. برای این توده‌ها سن دقیقی ارائه نگردیده و از نظر سن نسبی، این توده‌ها دارای سن پس از کرتاسه می‌باشند.

گابرویی قره‌قشون در نقشه‌ی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه‌ی مراغه با روند کلی شمال شمال غرب-جنوب شرق امتداد داردند (شکل ۲). این توده‌ها به همراه سنگ‌های آتش‌فشاری اسیدی و بازلات‌های اسپیلیتی درون واحدهای کرتاسه شامل شیل‌های سیاه‌رنگ، ماسه‌سنگ و آهک شیلی (شکل ۳) که عمدت‌ترین و گستردگی‌ترین واحدهای کرتاسه در



شکل ۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی مختصر شده‌ی حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه (Alavi-Naini and Shahrabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005).

Fig. 2. Simplified geological map of the southern margin of Lake Urmia (Alavi-Naini and Shahrabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005).

از کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها می‌باشند. پیروکسن‌ها بیشتر از نوع اوژیت و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای شکستگی و برجستگی بالا با رنگ‌های تداخلی سری دوم (غلب صورتی تا قهوه‌ای) و دارای خاموشی مایل می‌باشند. الیوین دیگر کانی سازنده این سنگ‌ها است که در بسیاری از نقاط مقاطع کلیفتی شده است. در برخی نمونه‌ها این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار و دارای شکستگی است. این کانی‌ها گاهی ایدینگزیتی شده و در برخی مقاطع نازک به کلریت و سرپانتین تجزیه شده است (شکل ۴). کلریت، سریسیت، اکسید آهن، پرهنیت، اپیدوت، اورالیت و کانی‌های رسی کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

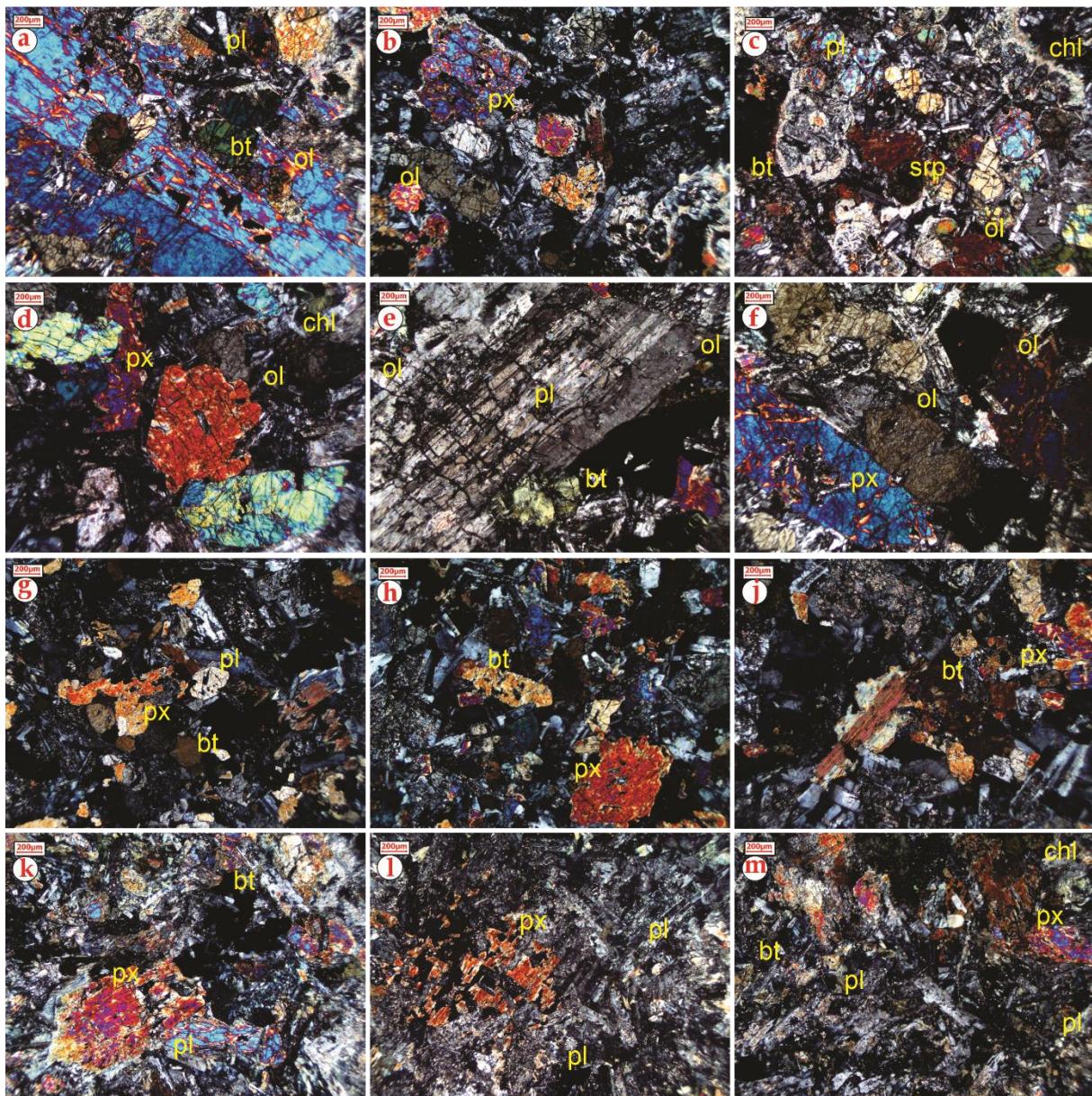
### مشاهدات میکروسکوپی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و مشاهدات صحرایی این سنگ‌ها دارای ترکیب الیوین گابرو تا گابرو می‌باشند. عمومی‌ترین بافت در این نمونه‌ها بافت گرانولار و افیتیک است. پلازیوکلاز، پیروکسن و الیوین بیشترین حجم کانی‌ها در این مقاطع را تشکیل می‌دهند (شکل ۴). در این سنگ‌ها پلازیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشند. برخی از پلازیوکلازها به شدت دگرسان شده‌اند و برخی دیگر سالم می‌باشند. بیشتر پلازیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. طی این فرایند، با افزایش آب سازنده آنورتیتی پلازیوکلاز به اپیدوت (زوئیزیت یا کلینوزوئیزیت) دگرسان می‌گردد و پلازیوکلاز باقی‌مانده به صورت آلبیت درمی‌آید. وجود سوسوریت نشان‌دهنده‌ی تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در امتداد شکستگی‌ها و محل نفوذ سیالات می‌باشد. به طوری‌که در مناطق غنی از آنورتیت در پلازیوکلاز به‌طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود. پیروکسن‌ها یکی دیگر



شکل ۳- a, b, c) نمایی از رخمنون توده‌های گابرویی قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون. d) رخمنون گابروی قبادلو و واحدهای اسیدی و بازیک. e, f, g) کنتاكت واحدهای توفی و شیلی با واحدهای گابرویی. h, i, j) واحدهای شیلی و آهکی. k) واحدهای کنگلومراپی.

Fig. 3. a, b, c) Outcrops of the Qobadlu, Chupankareh, and Qarakeshoun gabbroic bodies. d) Outcrop of the Qobadlu gabbro and acidic and basic units. e, f, g) Contact of tuff and shale with gabbroic body. h, i, j) Shale, limestone units. k) Conglomerate units.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین موردمطالعه. کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px) و الیوین (Ol) کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها می‌باشند. کانی‌های کلینوپیروکسن معمولاً به کانی‌های ثانویه مانند مگنتیت، بیوتیت (Bt) و کلریت (Chl) تبدیل شده‌اند. Chl = کانی‌های مات، Pl = پلاژیوکلاز، Px = سرپانتین، Ol = الیوین، Srp = سرپنتین، Opq = کانی‌های غارق (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد.

Fig. 4. Microscopic images of the studied igneous rocks. The main minerals in these rocks are plagioclase (Pl), pyroxene (Px), and olivine (Ol). Clinopyroxene minerals are often altered to secondary minerals such as magnetite, biotite (Bt), and chlorite (Chl). Chl = Chlorite, Opq = Opaque minerals, Pl = Plagioclase, Px = Pyroxene, Ol = Olivine, Srp = Serpentine. Mineral abbreviations are taken from Whitney and Evans (2010).

مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج حاصل از تعیین سن  $\text{Pb}-\text{U}$  نمونه‌ی آنالیز شده در جدول شماره ۲ آورده شده است. نتایج حاصل از سن سنجی‌های Tera and Wasserbburg, 1972 Isoplot v2.4 (Ludwig, 2001) با استفاده از نرم‌افزار (شکل ۵).

### بحث

#### سن سنجی

توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون داخل واحدهای کرتاسه نفوذ کرده‌اند. از نظر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی هر سه توده ویژگی‌های یکسانی دارند. به همین جهت برای به دست آوردن سن توده‌های مورد مطالعه یک نمونه سنگی (AGD5) از توده‌ی قبادلو انتخاب و در حدود ۷۰ دانه‌ی زیرکن از این نمونه در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور توسط روش جدایش کانی‌های سنگین جدا گردید. نسبت  $\text{Th}/\text{U}$  در دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه انتخاب شده بیشتر از ۱/۰ می‌باشد که حاکی از منشأ ماقمایی این زیرکن‌ها است (Pei et al., 2007). معمولاً در تفسیرهای سنی روش ایزوکرون- $\text{U}-\text{Pb}$  بیشتر از ایزوکرون‌های  $\text{Pb}-\text{Pb}$  استفاده می‌شود. چون این نسبت‌ها تحت تأثیر از دست رفتنهای  $\text{U}$  و  $\text{Pb}$  قرار نمی‌گیرند. داده‌های به دست آمده از این زیرکن‌ها یک سن کنکور迪ا با میانگین سنی ۹۹/۸±۰/۶۵ میلیون سال (MSWD=0.63, N=34) نشان می‌دهند. سن به دست آمده از ترسیم نمودار کنکور迪ای این نمونه‌ی گابرویی برابر با ۹۹ میلیون سال است که معادل (سنومانین) در کرتاسه می‌باشد.

#### مواد و روش‌ها

برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی از توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون پس از مطالعات میکروسکوپی و پتروگرافی تعداد ۱۸ نمونه سنگی که دگرسانی کمتری داشتند، انتخاب گردیدند. این نمونه‌ها برای تجزیه‌ی عناصر کمیاب و اکسیدهای عناصر اصلی در شرکت زرآزمابه ترتیب توسط دستگاه‌های Inductively Coupled ICP-MS (XRF و X-Ray Plasma-Mass Spectrometry (Fluorescence) مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول شماره ۱). همچنین برای تعیین سن مطلق توده‌های منطقه، از توده‌ی گابرویی قبادلو یک نمونه سنگی جهت جدایش زیرکن و سن سنجی به روش اورانیوم-سرب انتخاب شد و پس از خردایش (کمتر از ۰/۵ میلی‌متر) و گذراندن از الک ۲۵۰ مش با آب شسته شده و بخش‌های رسی آن طی چندین مرحله از آن جدا گردید. سپس نمونه در دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد قرار داده شد. بعد از خشک شدن نمونه، جadasازی اولیه توسط آهن‌ربا (CH<sub>2</sub>I<sub>12</sub>) انجام گردید و نهایتاً با استفاده از محلول دی‌یدو متان (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>I) زیرکن‌ها جadasازی شدند. در آخر، پس از خشک کردن، دانه‌ها روی یک لام میکروسکوپی قرار داده شده و با پودرهای مناسب تا زمانی که دانه‌ها به خوبی قابل تشخیص باشند به آرامی ساییده شدند. برای از بین بردن رزین موجود در سطح دانه‌های زیرکن از پودر الماسه استفاده گردید. این عمل تا زمانی که زیرکن‌های موجود بیرفرانس و بر جستگی مناسبی داشته باشند ادامه پیدا کرد. تمام دانه‌های زیرکن جدا شده از این نمونه شکل دار می‌باشند و هیچ‌کدام از این زیرکن‌ها موروثی نیستند. دانه‌های زیرکن شفاف بوده و دارای طول‌های ۸۰–۲۰۰ میکرومتر و اشکال منشوری می‌باشند. نهایتاً دانه‌های زیرکن به روش Cottle et al., 2011; Cottle et al., 2013; LA-ICP-MS

جدول شماره ۱ - مقدار عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) توده‌های مافیک قره‌قشون (ABD)، قبادلو (AGD) و چوپانکره (AZD).

Table1. Major (wt%) and trace element (ppm) data of Qaraqoshun(ABD), Qobadlu(AGD), Chupankareh (AZD) mafic bodies.

Sample	ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	AGD-	AGD-	AGD-	AGD-	AGD-	ARD-	ARD-	AZD-	AZD-	AZD-
SiO <sub>2</sub>	Wt%	47.3	46.8	49.7	47.2	47.3	46.4	50.3	52.1	50.3	48.7	46.2	50.9	50.4	49.4	46.2
TiO <sub>2</sub>	Wt%	1.0	1.0	1.1	0.9	0.9	1.1	1.8	1.5	1.5	1.8	1.5	1.6	1.1	1.3	1.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Wt%	17.2	16.9	15.9	16.8	16.9	15.8	18.0	14.4	16.9	17.4	14.6	18.5	16.1	16.4	13.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Wt%	9.9	9.9	10.3	9.5	9.5	10.5	9.3	10.0	9.9	9.5	9.3	8.7	8.6	8.8	11.3
MnO	Wt%	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1
MgO	Wt%	6.4	6.5	6.5	7.0	7.0	6.5	4.0	3.1	5.8	5.9	6.7	4.7	6.9	5.7	5.5
CaO	Wt%	11.8	12.9	9.1	12.7	11.7	12.4	9.2	6.8	9.1	9.7	8.9	8.7	8.9	8.8	9.5
Na <sub>2</sub> O	Wt%	2.1	1.9	2.4	1.5	1.9	1.7	3.2	2.7	3.1	3.8	2.9	3.4	2.9	2.9	2.8
K <sub>2</sub> O	Wt%	1.1	0.9	1.7	1.4	1.3	1.7	0.8	1.5	0.4	0.4	0.7	0.8	1.3	1.4	0.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Wt%	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.5	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3
LOI	Wt%	2.8	2.7	2.9	2.6	3.0	3.6	2.9	3.2	2.5	2.5	2.9	2.4	3.6	3.6	3.5
Total		99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.9	100	95.9	99.9	100	100	99.9	100	98.4	98.9
V	ppm	275	277	293	284	261	330	273	263	257	206	200	272	195	215	288
Cr	ppm	71.0	65.0	68.0	60.0	92.0	92.0	38.0	23.0	187.0	173.0	171.0	104.0	286.0	178.0	116.0
Co	ppm	41.9	41.4	39.3	41.2	41.8	44.4	27.6	31.1	36.8	30.6	40.9	28.9	37.0	33.6	39.4
Ni	ppm	50.0	52.0	48.0	48.0	68.0	55.0	32.0	15.0	67.0	52.0	61.0	49.0	83.0	62.0	48.0
Cu	ppm	264.0	86.0	152.0	85.0	101.0	179.0	37.0	82.0	44.0	37.0	45.0	46.0	85.0	120.0	56.0
Zn	ppm	220.0	253.0	113.0	100.0	150.0	97.0	102.0	130.0	94.0	84.0	100.0	92.0	356.0	241.0	356.0
Rb	ppm	25.0	23.0	30.0	33.0	31.0	46.0	26.0	43.0	12.0	18.0	20.0	20.0	34.0	32.0	22.0
Sr	ppm	791.8	807.9	765.1	685.7	909.0	745.7	687.9	465.6	525.6	413.2	430.4	548.9	599.6	420.5	598.3
Y	ppm	16.1	14.9	16.0	13.7	14.3	16.3	23.0	29.5	21.1	16.9	14.9	20.3	22.8	26.3	23.4
Zr	ppm	62.0	52.0	74.0	52.0	56.0	66.0	98.0	139.0	81.0	61.0	87.0	86.0	101.0	151.0	138.0
Nb	ppm	6.0	4.7	5.6	4.4	4.7	5.0	4.8	8.3	4.3	8.4	5.2	4.3	4.1	4.7	6.7
Cs	ppm	0.8	0.7	0.9	1.3	1.1	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.5	1.0	0.8	0.6	<0.5
Ba	ppm	368.0	320.0	361.0	349.0	328.0	348.0	291.0	360.0	126.0	92.0	102.0	179.0	383.0	289.0	305.0
Hf	ppm	1.9	1.7	2.1	1.8	1.8	2.0	2.6	3.5	2.3	1.7	1.6	2.4	2.7	3.6	3.5
Ta	ppm	0.8	0.7	1.0	0.6	0.7	0.8	0.8	1.1	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	1.0
Pb	ppm	4.0	6.0	2.0	4.0	2.0	11.0	4.0	10.0	4.0	<1	15.0	12.0	8.0	7.0	6.0
Th	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
U	ppm	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.9	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.5	0.4
La	ppm	19.0	16.0	22.0	15.0	16.0	18.0	16.0	20.0	16.0	15.0	18.0	16.0	16.0	19.0	23.0
Ce	ppm	21.0	17.0	26.0	15.0	16.0	20.0	22.0	28.0	18.0	14.0	11.0	20.0	21.0	29.0	26.0
Pr	ppm	2.1	1.6	2.7	1.5	1.5	2.0	2.3	5.2	2.0	3.5	2.2	1.9	2.2	2.8	3.9
Nd	ppm	9.4	7.9	12.2	7.3	7.6	10.0	11.7	22.6	9.9	16.1	10.0	10.2	10.8	13.4	18.1
Sm	ppm	1.6	1.3	2.3	1.5	1.7	1.9	2.3	4.8	1.9	2.9	1.7	1.9	2.4	2.7	3.5
Eu	ppm	1.2	1.1	1.3	1.3	1.4	1.2	1.3	2.1	1.2	1.1	1.0	1.3	1.3	1.3	1.7
Gd	ppm	2.8	2.6	3.2	2.5	2.5	2.8	3.4	4.6	3.2	2.3	2.4	3.1	3.2	3.5	3.9
Tb	ppm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.8	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	0.7	0.6
Dy	ppm	2.6	2.5	3.1	2.3	2.3	2.8	3.9	4.1	3.7	3.5	3.5	3.3	3.9	4.3	4.3
Er	ppm	1.2	1.1	1.5	1.0	1.1	1.3	2.0	2.0	1.6	1.6	1.2	1.5	2.0	2.2	1.6
Tm	ppm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2
Yb	ppm	1.4	1.3	1.5	1.3	1.3	1.5	1.7	2.2	1.7	2.0	1.3	1.6	1.7	2.0	1.8
Lu	ppm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.28

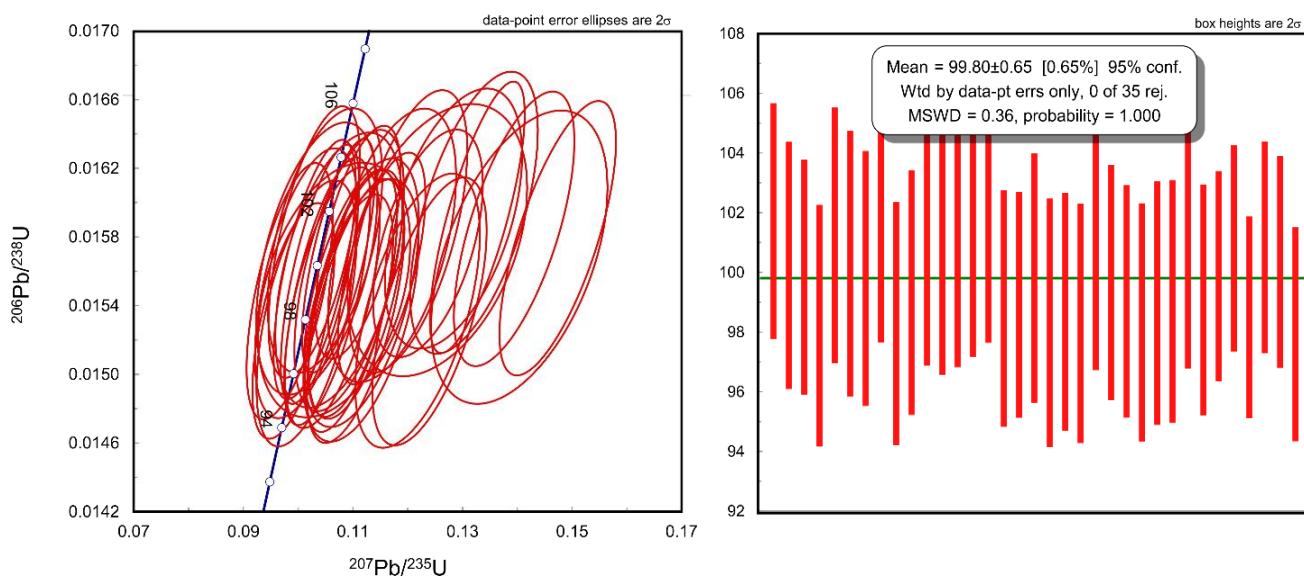
جدول شماره ۲- داده‌های اورانیوم سرب برای نمونه (AGD-5) بر اساس آنالیز LA-ICP-MS

Table 2. U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample AGD-5) determined by LA-ICP-MS.

Name	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Error	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age	Error	$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ age	Error
		2σ		2σ		2σ		(Ma)	2σ	(Ma)	2σ
AG5-01_1	0.97	0.0708	± 0.0047	0.0162	± 0.0006	0.158	± 0.010	114.5	± 5.0	149.0	± 4.5
AG5-01_2	0.98	0.0585	± 0.0041	0.0159	± 0.0006	0.129	± 0.010	110.6	± 4.2	123.5	± 4.3
AG5-02_1	1.15	0.0480	± 0.0027	0.0153	± 0.0006	0.102	± 0.006	98.0	± 2.8	98.2	± 2.8
AG5-02_2	1.07	0.0498	± 0.0025	0.0157	± 0.0006	0.109	± 0.006	99.6	± 3.0	105.1	± 2.8
AG5-03_1	0.99	0.0807	± 0.0048	0.0167	± 0.0006	0.187	± 0.012	134.8	± 4.7	174.2	± 5.1
AG5-03_2	0.86	0.0742	± 0.0046	0.0163	± 0.0006	0.169	± 0.012	128.9	± 5.3	158.9	± 5.0
AG5-05_1	0.98	0.0478	± 0.0037	0.0157	± 0.0006	0.106	± 0.008	101.4	± 3.6	102.2	± 3.8
AG5-06_1	1.50	0.0479	± 0.0021	0.0156	± 0.0006	0.105	± 0.005	101.4	± 2.6	101.3	± 2.5
AG5-06_2	1.06	0.0710	± 0.0042	0.0161	± 0.0007	0.162	± 0.011	115.5	± 4.3	152.1	± 4.6
AG5-06_3	1.11	0.0480	± 0.0029	0.0154	± 0.0006	0.104	± 0.007	99.6	± 3.0	100.4	± 3.3
AG5-07_1	1.04	0.0550	± 0.0033	0.0158	± 0.0007	0.122	± 0.008	103.9	± 3.1	117.1	± 3.6
AG5-07_2	0.96	0.0649	± 0.0054	0.0157	± 0.0007	0.143	± 0.013	114.0	± 4.0	135.9	± 5.6
AG5-08_1	1.06	0.0508	± 0.0031	0.0156	± 0.0007	0.111	± 0.007	99.0	± 3.2	107.0	± 3.3
AG5-08_2	1.09	0.0601	± 0.0035	0.0159	± 0.0007	0.133	± 0.008	109.6	± 3.3	126.9	± 3.6
AG5-08_3	1.07	0.0585	± 0.0032	0.0154	± 0.0006	0.127	± 0.007	109.6	± 3.4	121.0	± 3.3
AG5-08_4	1.03	0.0474	± 0.0030	0.0155	± 0.0006	0.104	± 0.007	100.9	± 3.2	100.7	± 3.3
AG5-09_1	1.00	0.0482	± 0.0034	0.0158	± 0.0006	0.108	± 0.008	100.3	± 3.3	103.9	± 3.8
AG5-09_2	1.04	0.0539	± 0.0038	0.0158	± 0.0007	0.119	± 0.009	105.4	± 3.8	113.9	± 4.0
AG5-10_1	1.71	0.1496	± 0.0045	0.0178	± 0.0007	0.375	± 0.016	151.6	± 3.9	323.4	± 5.9
AG5-10_2	1.24	0.0677	± 0.0028	0.0158	± 0.0007	0.150	± 0.007	113.1	± 3.0	141.8	± 3.1
AG5-10_3	1.35	0.0638	± 0.0032	0.0158	± 0.0007	0.142	± 0.007	108.9	± 2.9	134.4	± 3.3
AG5-10_4	1.21	0.0605	± 0.0021	0.0159	± 0.0006	0.135	± 0.006	107.2	± 2.7	128.9	± 2.7
AG5-11_1	1.36	0.0471	± 0.0036	0.0153	± 0.0006	0.100	± 0.008	100.1	± 3.2	97.1	± 3.7
AG5-11_2	1.32	0.0499	± 0.0026	0.0154	± 0.0006	0.108	± 0.006	98.7	± 2.7	104.5	± 2.9
AG5-11_3	1.17	0.0516	± 0.0028	0.0154	± 0.0006	0.113	± 0.007	97.3	± 2.9	108.3	± 3.1
AG5-12_1	1.49	0.0519	± 0.0027	0.0155	± 0.0006	0.112	± 0.006	102.5	± 2.5	107.9	± 2.8
AG5-12_2	1.63	0.0581	± 0.0025	0.0156	± 0.0006	0.126	± 0.006	102.9	± 2.5	120.5	± 2.8
AG5-12_3	1.62	0.0530	± 0.0024	0.0152	± 0.0006	0.114	± 0.006	101.5	± 2.7	109.5	± 2.7
AG5-13_1	1.04	0.0499	± 0.0039	0.0156	± 0.0007	0.109	± 0.009	103.0	± 3.3	105.3	± 4.0
AG5-13_2	1.00	0.0575	± 0.0036	0.0154	± 0.0007	0.125	± 0.009	101.8	± 3.2	119.6	± 3.9
AG5-14_1	0.92	0.0504	± 0.0037	0.0160	± 0.0007	0.113	± 0.008	104.1	± 4.1	108.4	± 3.8
AG5-14_2	1.86	0.0515	± 0.0025	0.0154	± 0.0006	0.112	± 0.006	99.5	± 2.3	107.6	± 2.8
AG5-14_3	1.48	0.0521	± 0.0027	0.0154	± 0.0006	0.114	± 0.007	100.2	± 2.6	109.5	± 3.0
AG5-15_1	1.06	0.0473	± 0.0025	0.0158	± 0.0006	0.105	± 0.006	104.0	± 3.0	101.3	± 2.9
AG5-16_1	1.49	0.0484	± 0.0019	0.0156	± 0.0006	0.107	± 0.005	102.2	± 2.4	103.3	± 2.3
AG5-16_2	1.10	0.0521	± 0.0027	0.0154	± 0.0006	0.112	± 0.007	100.0	± 2.8	108.0	± 3.0
AG5-16_3	1.13	0.0461	± 0.0024	0.0155	± 0.0006	0.101	± 0.006	101.1	± 2.9	97.3	± 2.7
AG5-17_1	1.03	0.0526	± 0.0034	0.0154	± 0.0006	0.114	± 0.008	101.2	± 3.4	109.3	± 3.6
AG5-17_2	0.95	0.0516	± 0.0036	0.0150	± 0.0006	0.106	± 0.007	101.7	± 3.7	102.2	± 3.2
AG5-17_3	0.97	0.0523	± 0.0034	0.0155	± 0.0006	0.113	± 0.008	99.6	± 3.4	108.8	± 3.5
AG5-17_4	1.11	0.0493	± 0.0022	0.0155	± 0.0006	0.107	± 0.006	104.0	± 2.6	103.1	± 2.6
AG5-21_1	0.97	0.0576	± 0.0057	0.0158	± 0.0006	0.126	± 0.013	102.8	± 4.8	120.7	± 5.6
AG5-21_2	0.92	0.0635	± 0.0048	0.0161	± 0.0006	0.142	± 0.011	108.7	± 4.6	134.7	± 4.8
AG5-21_3	0.93	0.0499	± 0.0049	0.0155	± 0.0006	0.107	± 0.010	105.9	± 4.4	102.9	± 4.8
AG5-21_4	0.99	0.0797	± 0.0056	0.0163	± 0.0006	0.181	± 0.013	133.5	± 5.1	168.7	± 5.6
AG5-22_1	1.21	0.0535	± 0.0024	0.0156	± 0.0006	0.117	± 0.006	103.0	± 2.6	112.3	± 2.6
AG5-22_2	0.98	0.0569	± 0.0032	0.0158	± 0.0005	0.127	± 0.009	112.8	± 3.4	121.4	± 3.9
AG5-22_3	1.22	0.0516	± 0.0024	0.0154	± 0.0005	0.112	± 0.006	99.2	± 2.4	107.8	± 2.6
AG5-22_4	1.29	0.0510	± 0.0023	0.0158	± 0.0006	0.113	± 0.006	103.5	± 2.7	109.1	± 2.7
AG5-23_1	1.52	0.0496	± 0.0018	0.0157	± 0.0006	0.110	± 0.005	102.2	± 2.6	106.4	± 2.4
AG5-23_2	1.22	0.0526	± 0.0030	0.0158	± 0.0006	0.118	± 0.007	103.9	± 2.6	112.9	± 3.2
AG5-23_3	1.22	0.0470	± 0.0023	0.0153	± 0.0006	0.102	± 0.006	100.7	± 2.8	98.9	± 2.7

\*Points which are used for Concordia diagram.

\*\*Percentage of  $^{206}\text{Pb}$  contributed by common Pb is on the basis of  $^{204}\text{Pb}$ . Value of common Pb was assumed by (Stacey and Kramers, 1975) model. n.d.= no detection of  $^{206}\text{Pb}$ .



شکل ۵- دیاگرام‌های کنکوردیای ترا - واسبرگ و هیستوگرام زیرکن‌های آنالیز شده.

Fig. 5. Tera-Wasserburg concordia diagram and histogram of analyzed zircons.

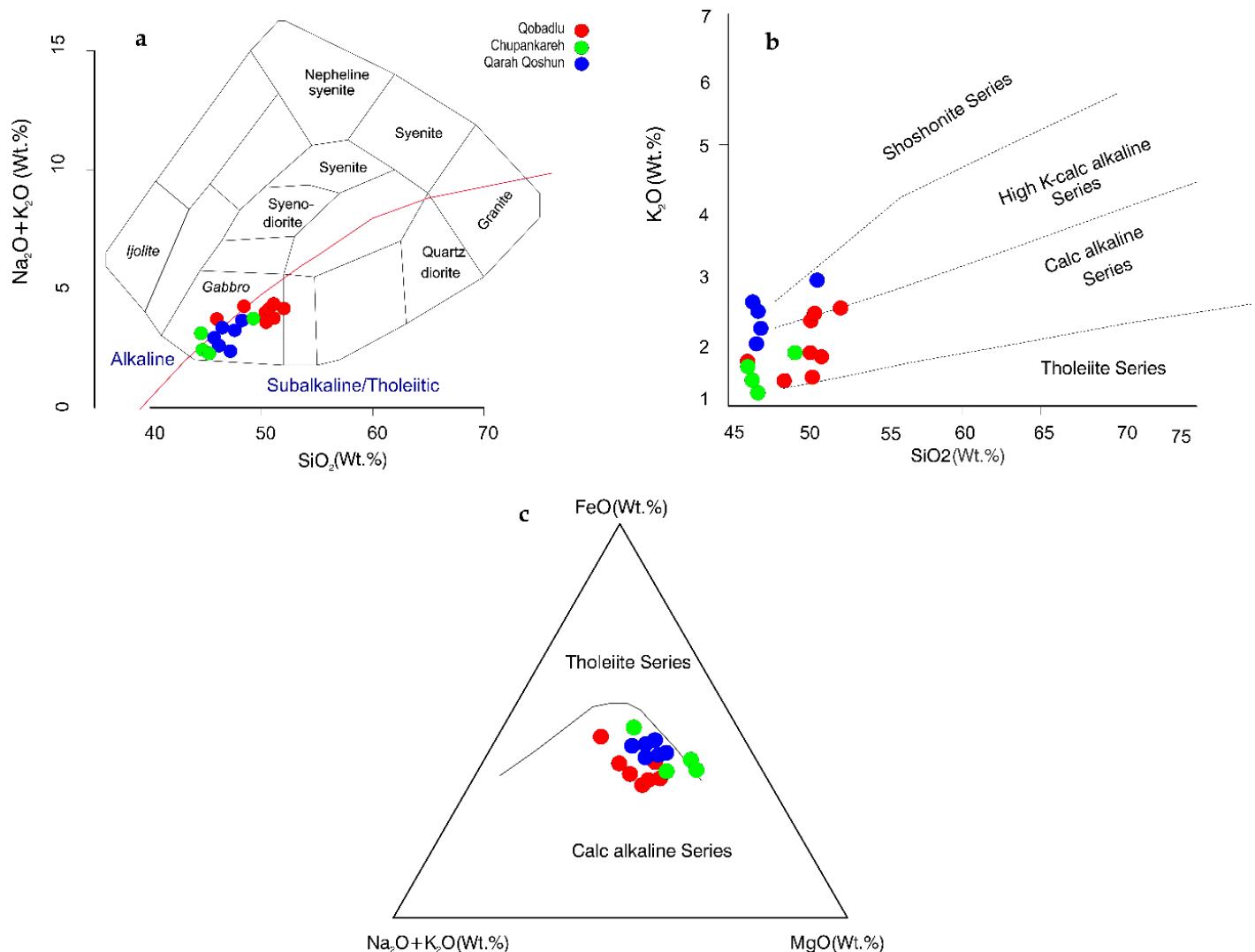
با افزایش محتوای اکسید  $\text{SiO}_2$  مقادیر اکسیدهای  $\text{MgO}, \text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{TiO}_2$  کاهش می‌یابد. در نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی (شکل ۷)  $\text{SiO}_2$  یک همبستگی منفی معنی‌دار با  $\text{CaO}$  و یک همبستگی مثبت با  $\text{Na}_2\text{O}$  نشان می‌دهد. با افزایش محتوای  $\text{SiO}_2$  مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های توده قره‌قشون و چوپانکره همبستگی معناداری را نشان نمی‌دهند ولی نمونه‌های توده قبادلو همبستگی مثبتی را نشان می‌دهند.

مقادیر بالای پتاسیم در برخی از نمونه‌های توده قره‌قشون نشان‌دهنده‌ی محتوای مودال بالاتر فلدسپار پتاسیم‌دار و یا بیوتیت است. بالا بودن درصد این اکسید می‌تواند دلیل بر آلودگی توسط پوسته‌ی اسیدی نیز باشد. در مقایسه این اکسید، اکثر نمونه‌ها از نظر فراوانی دارای پراکندگی بدون تجمع خاص و متمرکز شدن در یک نقطه می‌باشند. این پراکندگی ممکن است ناشی از تجمع فنوکریست‌های فلدسپار آلکالن و پلازیوکلاز، وجود بیش از یک نوع ماقما، روش نمونه‌برداری، تجزیه‌ی همراه با خطه، شرایط تشکیل متفاوت، دمای متفاوت، فشار متغیر، عدم تأثیربازیری یک اکسید در مقابل تغییرات محتوای سیلیس و دگرسانی در سنگ باشد (Rollinson, 1993).

### ژئوشیمی

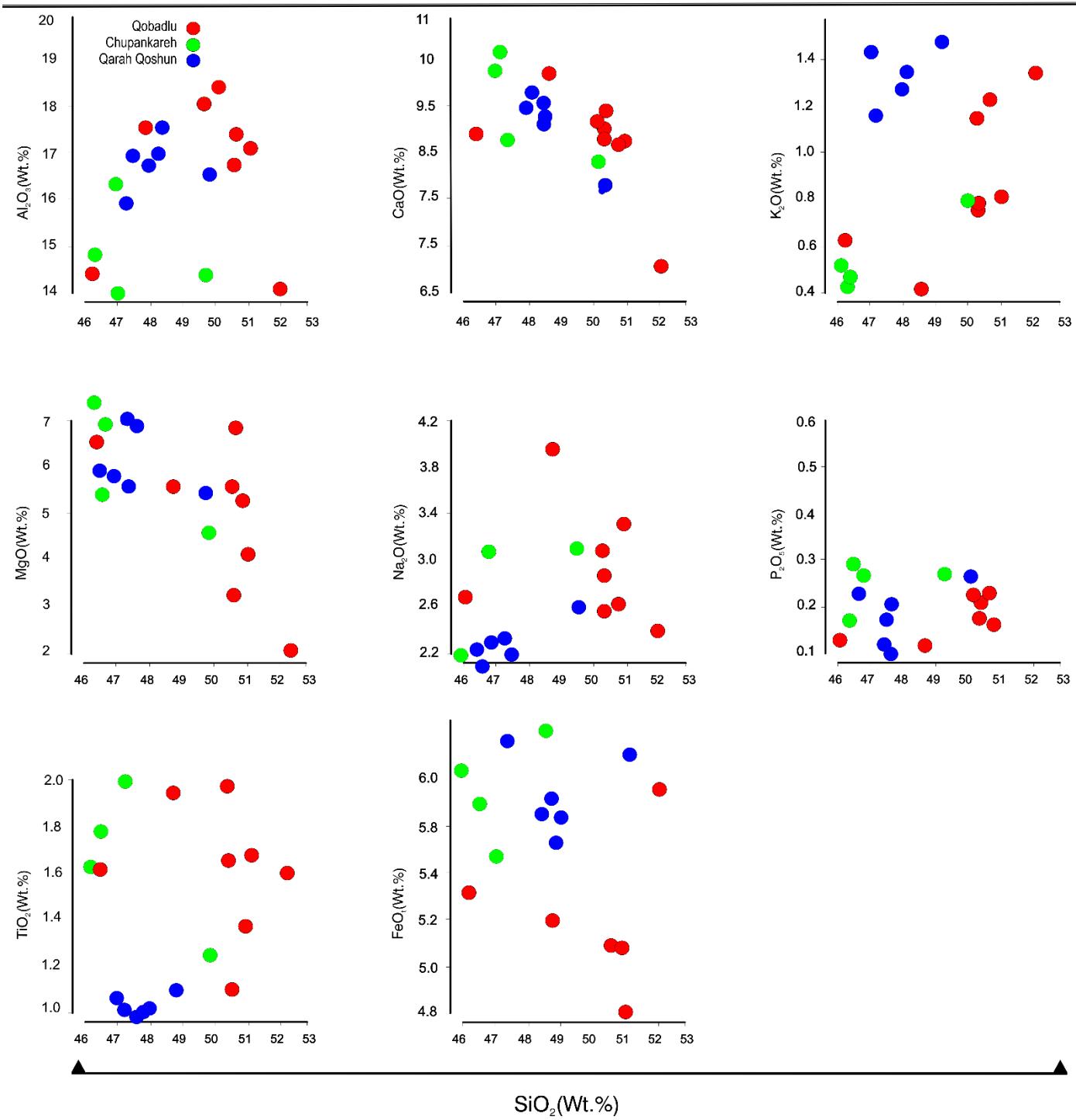
در آنالیزهای انجام‌شده بر روی سنگ‌های توده‌های گابرویی قبادلو، قره‌قشون و چوپانکره مقادیر متنوع  $\text{SiO}_2$  بین ۴۶/۱۷ تا ۵۳/۳۵ درصد وزنی،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بین ۱۳/۱ تا ۱۸/۴۹ درصد وزنی و مقدار  $\text{TiO}_2$  نیز بین ۰/۵ تا ۱/۷۸ درصد وزنی متغیر است.

استفاده از عدد منیزیم ( $\text{Mg}\#$ ) شاخص خوبی برای تمایز مذاب‌های نشات گرفته از گوشه و پوسته است. اگر درجه ذوب بخشی را در نظر بگیریم مذاب‌های پوسته تحتانی غالباً عدد منیزیم کمتر از ۰/۴ و مذاب‌های مشتق شده از گوشه و پوسته عدد منیزیم بالاتر از ۰/۴ دارند (Rapp and Watson, 1995). متوسط عدد منیزیم در نمونه‌های این توده‌ها ۰/۶ می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشه‌های این توده‌ها است. در نمودار TAS (Cox et al., 1979) جهت طبقه‌بندی سنگ‌ها، نمونه‌های مطالعه شده در محدوده گابرویی قرار می‌گیرند (شکل ۶-a). در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976b) این نمونه‌ها در محدوده ماگماهای سری کالک آلکالن و کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۶-b). در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌ها مطابقت خوبی با روند کالک آلکالن نسبت به روند تولئیتی دارند (شکل ۶-c).



شکل ۶- (a) نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار طبقه‌بندی TAS (Peccerillo and Taylor, 1976a) (Cox et al., 1979) که نمونه‌ها بیشترین سازگاری را با روند سری‌های کالک آلکالن دارند. (b) نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Irvine and Baragar, 1971) که همه نمونه‌های مربوط به سه توده گابرویی در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند.

Fig. 6. a) The studied samples on the TAS classification diagram (Cox et al., 1979). b)  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  diagram (Peccerillo and Taylor, 1976a), in which the samples are most consistent with the calc-alkaline series. c) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), in which all the samples from the three gabbroic bodies plot within calc-alkaline field.



شکل ۷- نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.

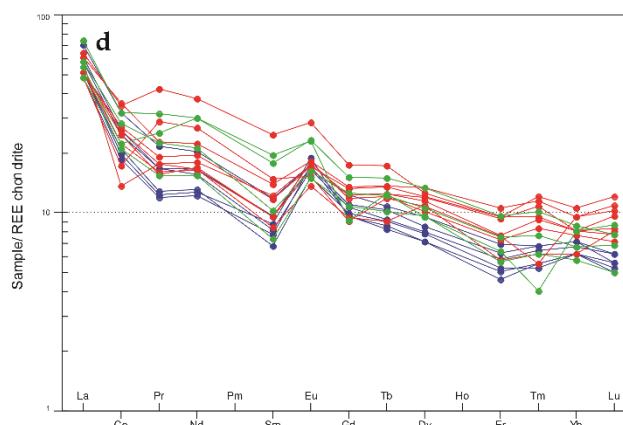
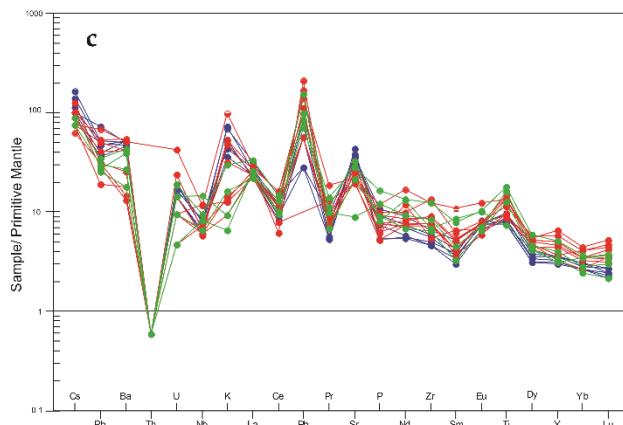
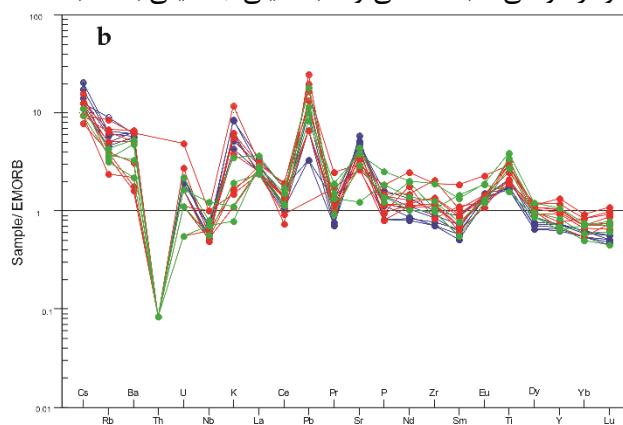
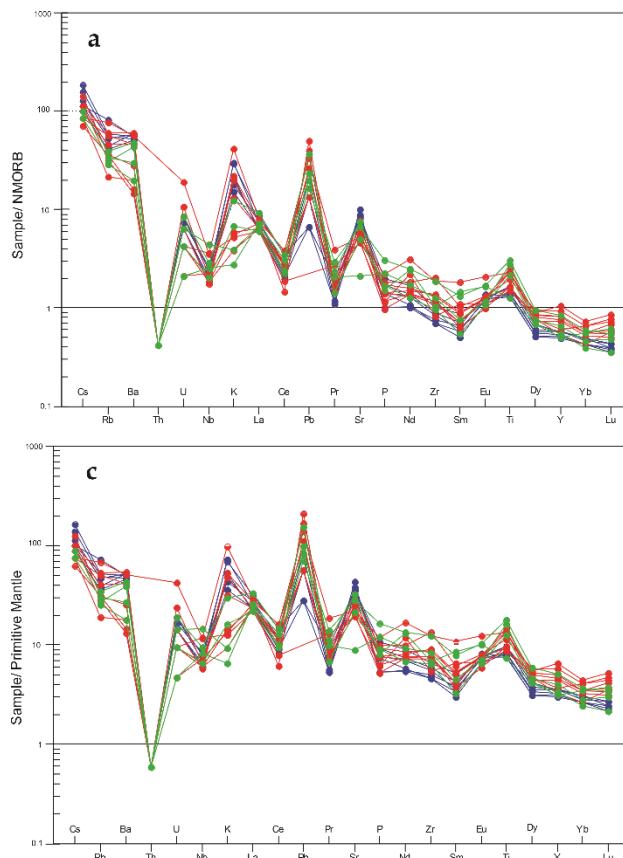
Fig. 7. Major element Harker diagrams for the studied samples.

از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی شدگی نشان می‌دهند (Boynton, 1984;

در بهنچارسازی نمونه‌های توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون به مورب نرمال (شکل ۸-a) و مورب غنی شده (شکل ۸-b)، نمونه‌ها

که در ساختار پلازبیوکلаз اتفاق می‌افتد (شکل ۸-۸). در عادی سازی نمونه‌ها به کندریت Eu آنومالی مثبت نشان می‌دهد.

Sun and McDonough, 1989) در بهنجارسازی نمونه‌ها به گوشته‌ی اولیه عناصر Pr, Sm, Nb, Hf آنومالی منفی نشان می‌دهند. در این نمودار آنومالی مثبت Sr می‌تواند به دلیلی جانشینی با Ca باشد



شکل ۸-a, b) عادی سازی عناصر نادر خاکی (REEs) و عناصر فرعی نمونه‌ها به N-MORB (مورب نرمال) و E-MORB (مورب غنی شده) (Boynton, 1984; Sun and McDonough, 1989) و c, d) عادی سازی عناصر نادر خاکی (REEs) و عناصر فرعی نمونه‌ها به (گوشته اولیه) و Chondrite (کندریت). Fig. 8. a, b) Normalized REEs and trace elements patterns of the samples with N-MORB, E-MORB and c,d) Normalized REEs and trace elements patterns of the samples with primitive mantle and chondrite (Boynton, 1984; Sun and McDonough, 1989).

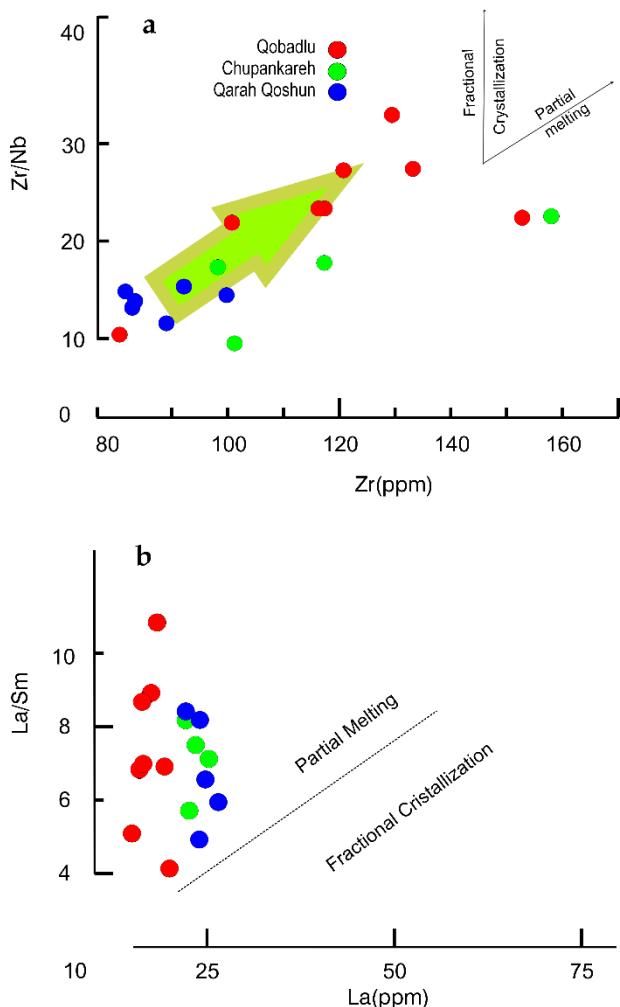
مشخص کردن گوشته منشأ مagmaها یکی از الزامات موردنبیاز برای بحث بر روی محیط‌های تکتونیکی توده‌ها می‌باشد. برای تشخیص و تمایز گوشته‌ی منشأ magmaها می‌توان از رفتار برخی عناصر فرعی در مقابله استفاده کرد. در نمودار تغییرات Zr در برابر Y (Abu-Hamatteh, 2005) نمونه‌های این توده‌ها بیانگر یک گوشته‌ی غنی‌شده و تهی‌شده، در magmaهای با منشأ گوشته‌ای، فراوانی عناصر ناسازگار نظیر K, Rb, Sr, Ba, Nb, Th در منشأ نشانگر حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ باشد. اهمیت این عناصر به این دلیل است که می‌توانند تائید

### پتروژنز

برای تعیین فرایند غالب در تکامل magmaهای منشأ توده‌های موردمطالعه از نمودارهای تفکیک ذوب بخشی و تبلور تفریقی استفاده شده است. در نمودارهای تغییرات Zr/Nb در مقابله Zr/Nb نمونه‌های هر سه توده روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند (Geng et al., 2009) Foden et al., 2002) این روند در نمودار La/Sm در مقابله La/Sm (شکل ۹-a). این روند مشاهده می‌گردد (شکل ۹-b) و تائید کننده‌ی این است که فرآیند ذوب بخشی بر روی سنگ‌ها بیشتر از فرایندهای تبلور تفریقی مؤثر بوده است.

(Adam et al., 1993; LaTourrette et al., 1995) سازگاری متوسطی با آمفیبول دارند. از این رفتار عناصر می‌توان جهت تشخیص حضور یا عدم وجود این فازها در منشأ استفاده کرد.

کننده غنی‌شدگی و متاسوماتیسم در منشأ مذاب و درک بهتر از منشأ مذاب شوند. عناصر Ba و Rb در ترکیب فلوگوپیت عناصر سازگاری هستند (LaTourrette et al., 1995) در حالی که عناصر Ba, Sr و

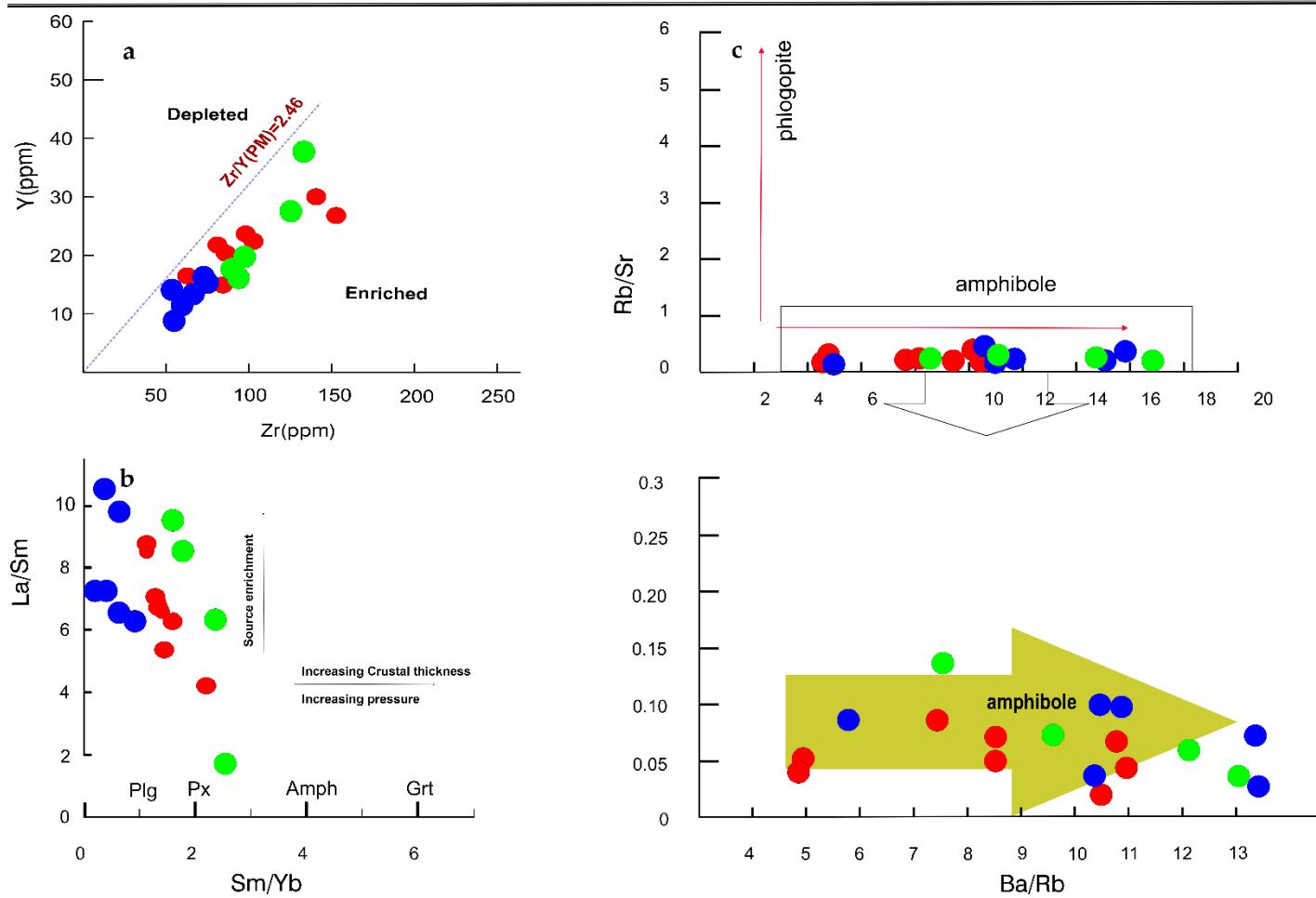


شکل ۹ - (a) نمودار Zr/Nb در مقابل Zr (Foden et al., 2002) La در مقابل La/Sm (Geng et al., 2009). (b) نمودار La/Sm در مقابل La (Geng et al., 2009).

Fig. 9. a) Zr/Nb vs. Zr diagram (Geng et al., 2009). b) La/Sm vs. La diagram (Foden et al., 2002).

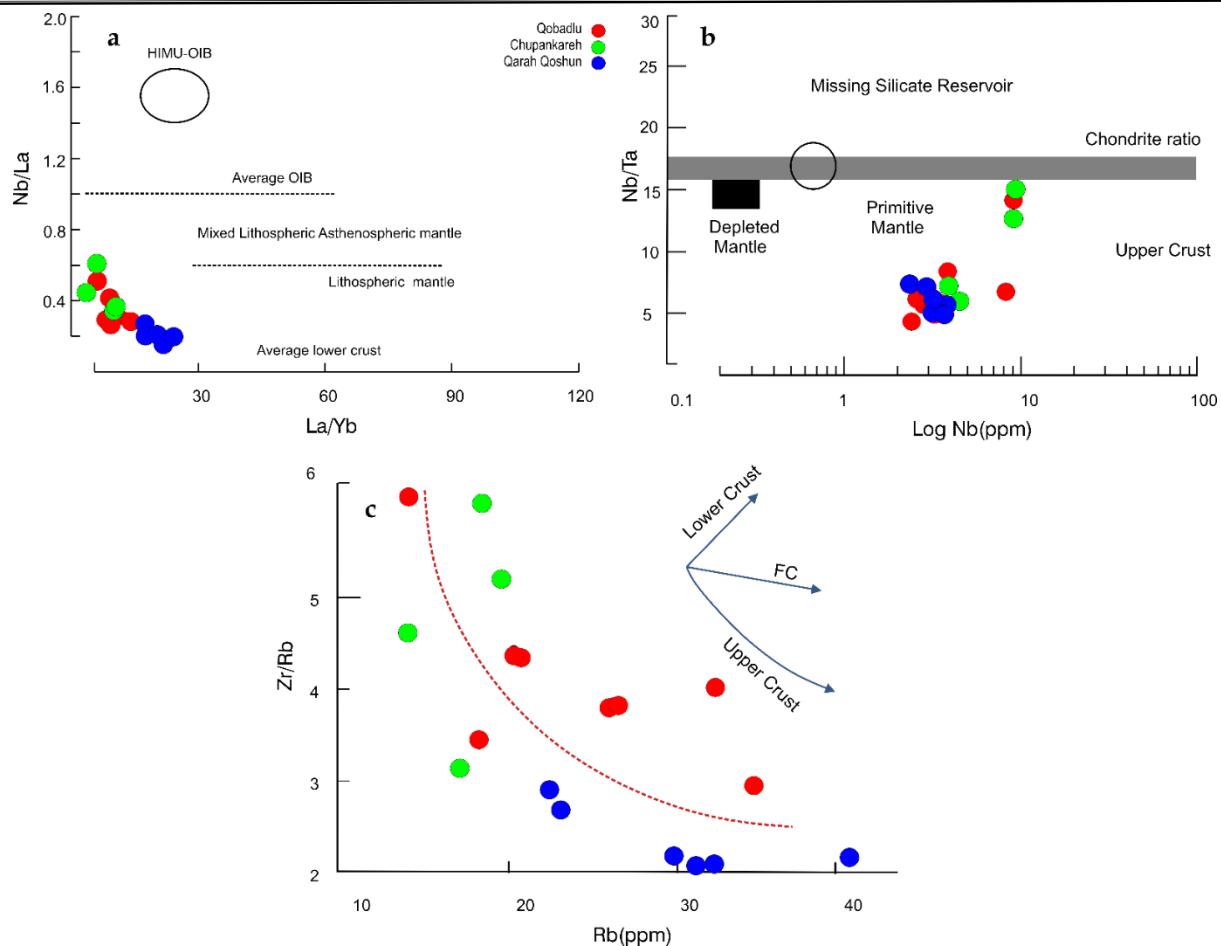
(شکل ۱۰-۱). برای تعیین ترکیب سنگ مادر می‌توان از نمودارهای نسبت‌های عناصر به عنوان شاخص استفاده کرد. یکی از این نمودارها نمودار تغییرات La/Sm/Yb در مقابل Sm/Yb (Kay and Mpodozis, 1991; Kay et al., 2001) می‌باشد. بر اساس این نمودار آمفیبول به عنوان کانی اصلی سنگ منشأ و یا در تفاله حاصل از ذوب بخشی سنگ منشأ وجود دارند (شکل ۱۰-۱b).

مواد مذاب در حال تعادل با فلوگوپیت دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کم Ba/Rb نسبت به مواد مذاب تشکیل شده از منبع آمفیبول دار هستند. ولی مواد مذاب منشأ گرفته از یک منبع آمفیبول دار حاوی مقادیر زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb-۱۱ می‌باشند. بر اساس نمودار Ba/Rb در مقابل Ba/Sr فرایند ذوب در گوشته به وسیله آمفیبول کنترل می‌شود (Furman and Graham, 1999).



شکل ۱۰ - (a) نمودار متمايز کننده‌ی Y در برابر Zr (Abu-Hamatteh, 2005) که نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشه‌ی غنی شده برای ماگمای اولیه توده‌های مورد مطالعه می‌باشد. (b) نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb که موید سنگ منشأ این گابروها از گوشه‌ی غنی شده است. (c) در نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb فرایند ذوب در گوشه به‌وسیله آمفیبول به عنوان فاز حاضر در منشأ کنترل می‌شود (Furman and Graham, 1999).

Fig. 10. a) Y vs. Zr discriminant diagram (Abu-Hamatteh, 2005) indicating an enriched source for the parent magma of the studied bodies. b) La/Sm vs. Sm/Yb diagram confirming that the gabbros originated from an enriched source (Kay and Mpodozis, 2001; Kay et al., 1991). c) Ba/Rb vs. Rb/Sr diagram suggesting that melting process was controlled by amphibole as the residual phases in the mantle source (Furman and Graham, 1999).



شکل ۱۱، a- (Nb/La vs. La/Yb) (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). b- (Nb/Ta vs. Log Nb) (Askren et al., 1991)، c- (Zr/Rb vs. Rb) (Fitton et al., 1997)؛ جهت تمایز منشأ گوشه‌ای سنگ‌های مافیک مورده‌نمایه. رفرنس‌ها شامل فیتون و همکاران (Fitton et al., 1997)، چن و همکاران (Chen et al., 2002)، اسمیتیس و همکاران (Smithies et al., 2007) و تارنی و ویبور (Tarney and Weaver, 1987) می‌باشند.

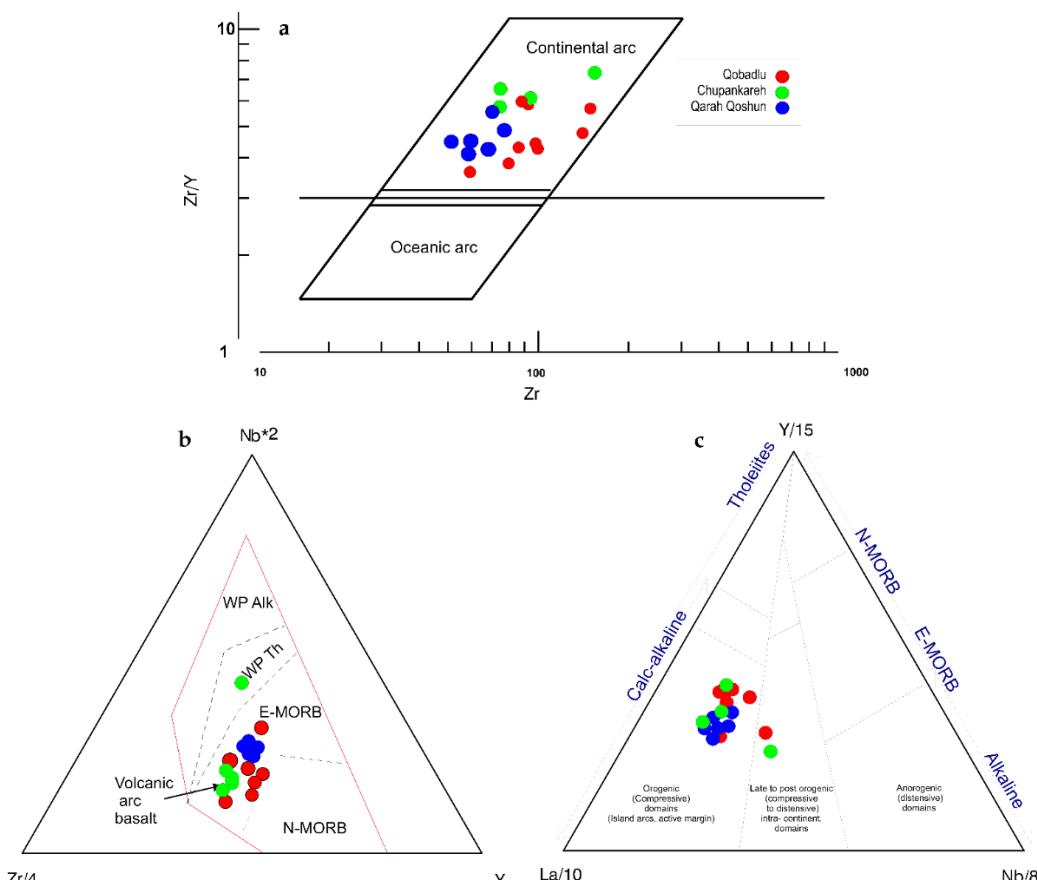
Fig. 11. a, b) Nb/La vs. La/Yb and Nb/Ta vs. Nb diagram (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). c) Rb vs. Zr/Rb diagram (Askren et al., 1991) to discriminate mantle source of the studied mafic rocks. References are from Fitton et al. (1997), Chen et al. (2002), Smithies et al. (2007) and Tarney and Weaver (1987).

در شکل ۱۱ جهت تشخیص گوشه‌ای منشأ توده‌ها (Askren et al., 1991) در نمودار Nb/La در مقابل La/Yb در مقابله با نمودار Nb/Ta در مقابله با Nb در مقابله با Zr/Rb در مقابله با Rb می‌گیرند. با استفاده از نمودار تغییرات Rb در مقابل Zr/Rb می‌توانند از آب دریا به پوسته در حال فروزانش وارد شوند. در طی فرودانش عناصر متحرک (MREE, LREE, Pb, U, Sr, Ba, Rb, Cs, Pb, U, Sr, Ba, Rb) در دمای بالا از پوسته اقیانوسی آزاد می‌شوند (Pearce and Stern, 2006). در چنین شرایطی بالا بودن نسبت‌های Be/Th, B/Th, Th/Zr, U/Zr, Ce/Pb, B/Be، نسبت سیالات حاصل از اسلب را تائید می‌کند.

کانی‌های اسفن و پلازیوکلاز بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را وارد ساختار کانیایی خود می‌کنند و Eu<sup>2+</sup> بیشتر توسط پلازیوکلاز جذب می‌شود. عناصری مانند K, Ba, Sr, Cs, Pb, U نیز می‌توانند از آب دریا به پوسته در حال فروزانش وارد شوند. در طی فرودانش عناصر متحرک (MREE, LREE, Pb, U, Sr, Ba, Rb) در دمای بالا از پوسته اقیانوسی آزاد می‌شوند (Pearce and Stern, 2006). در چنین شرایطی بالا بودن نسبت‌های Be/Th, B/Th, Th/Zr, U/Zr, Ce/Pb, B/Be، نسبت سیالات حاصل از اسلب را تائید می‌کند.

همپوشانی خوبی با مagmaهای حاصل از محیط‌های قوس‌های آتش‌فشانی را نشان می‌دهند. در نمودار سه‌تایی La/10-Y/15-Nb/8 (شکل ۱۲) (Cabanis and Lecolle, 1989) همهی نمونه‌ها در محدوده مagmaهای با سرشت کالک آلکالن محیط‌های حاشیه فعال قرار می‌گیرند.

پوسته‌ای نیز می‌تواند در فرایند غنی‌شدگی این سنگ‌ها نقش داشته باشد (شکل ۱۱c). در نمودار تغییرات Zr/Y در مقابل Zr (شکل ۱۲a)، نمونه‌ها سازگاری خوبی با محیط‌های مرتبط با قوس قاره‌ای دارند (Pearce and Norry, 1979) (شکل ۱۲b) در نمودار Zr/4-Nb2-Y (Meschede, 1986) نمونه‌های گابرویی توده‌های مطالعه شده (b)



شکل ۱۲ - a) نمودار تغییرات Zr/Y در مقابل Zr که در آن نمونه‌ها در محیط مرتبط با قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (Pearce and Norry, 1979). b) در نمودار Zr/4-Nb2-Y (Meschede, 1986) نمونه‌های گابرویی همپوشانی خوبی با مagmaهای حاصل از محیط‌های قوس‌های آتش‌فشانی دارند. c) در نمودار سه‌تایی La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989) همهی نمونه‌ها در محدوده مagmaهای با سرشت کالک آلکالن و محیط‌های کوه‌زایی حاشیه فعال قرار می‌گیرند.

Fig. 12. a) Zr vs. Zr/Y diagram, in which the samples plot on arc-related environments (Pearce and Norry, 1979). b) Zr/4-Nb2-Y diagram (Meschede, 1986) representing that the gabbroic samples display overlap with magmas from the volcanic arc environments. c) La/10-Y/15-Nb/8 ternary diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) showing that all the samples display calc-alkaline affinity and plot on orogenic domains related to active margins.

همگرایی مورب و توزیع تنش نسبت داده شده است (Agard et al., 2005).

Mohajjal and Fergusson, 2014 به عقیده محل و فرگومن (2014) برخورد خردۀ قاره ایران مرکزی با حاشیه ورقه عربی از الیگومن آغاز شده اما به دلیل فرورانش مایل اقیانوس نتوتیس تا اواسط میوسن همچنان بازمانده است؛ بنابراین اختلاف زمان برخورد در مناطق مختلف، Agard et al., 2005; Elmas and Yilmaz, 2003; McClay et al., 2004 با نظریه فرورانش مایل تطبیق مناسبی دارد (Elmas and Yilmaz, 2003; McClay et al., 2004) علاوه بر این، وجود سنگ‌های اولتراتپاتسیک هم‌زمان با برخورد و باقیمانده‌ی سنگ‌های دیاتکسیت (diatexites) با سن حدود ۲۵ میلیون سال در شمال غرب ایران، تأثیرات برخورد بر ماقم‌اتیسم را در الیگومن پسین - میوسن نشان می‌دهد (Moghadam and Stern, 2014; Pang et al., 2013). برخی دیگر از محققین (Azizi et al., 2018) نظری متفاوت نسبت به این موضوع داشته و نظریه ریفتینگ قاره‌ای و پلوم گوشه‌ای را بیان کرده‌اند. ایشان در این مدل بیان کرده‌اند که ماقم‌اتیسم ژوراسیک در زون سنندج - سیرجان در جنوب غرب سن ۱۷۷ میلیون سال داشته و در شمال غرب دارای سن ۱۴۴ میلیون سال می‌باشد (Gholipour et al., 2021).

### نتیجه‌گیری

داده‌های سنی جدید به دست آمده به روش اورانیوم- سرب در این مطالعه نشان می‌دهد که توده گابرویی قبادلو سنی برابر با ۹۹ میلیون سال دارد. با توجه به عدم وجود سنگ‌های ماقم‌ای مرتبط با کمان ژوراسیک در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان و وجود فعالیت ماقم‌ای کالک آلکالن کرتاسه که در زون سنندج - سیرجان مرکزی مشاهده نمی‌شود، از این نظریه حمایت می‌کند که فرورانش نتوتیس به زیر بخش شمالی زون سنندج - سیرجان در کرتاسه اولیه آغاز شده است. در طی این فرورانش، تزریق ماقم‌ای داغ با ترکیب کالک آلکالن و تا حدودی متمایل به سمت تولئیتی باعث نازک شدن پوسته و توسعه رژیم تکتونیکی کششی در پوسته قاره‌ای شده است. در این حوضه‌های کششی در طول کرتاسه فعالیت‌های آتش‌فشانی زیردریائی همراه با رسوب‌گذاری شبه فیلیشی در جریان بوده است. حوضه‌های کششی پشت قوس سیالیک حوضه خوی و حوضه گسلی در آذربایجان را می‌توان در ارتباط با این فرورانش دانست. طی این فرایند با نازک

### جمع‌بندی

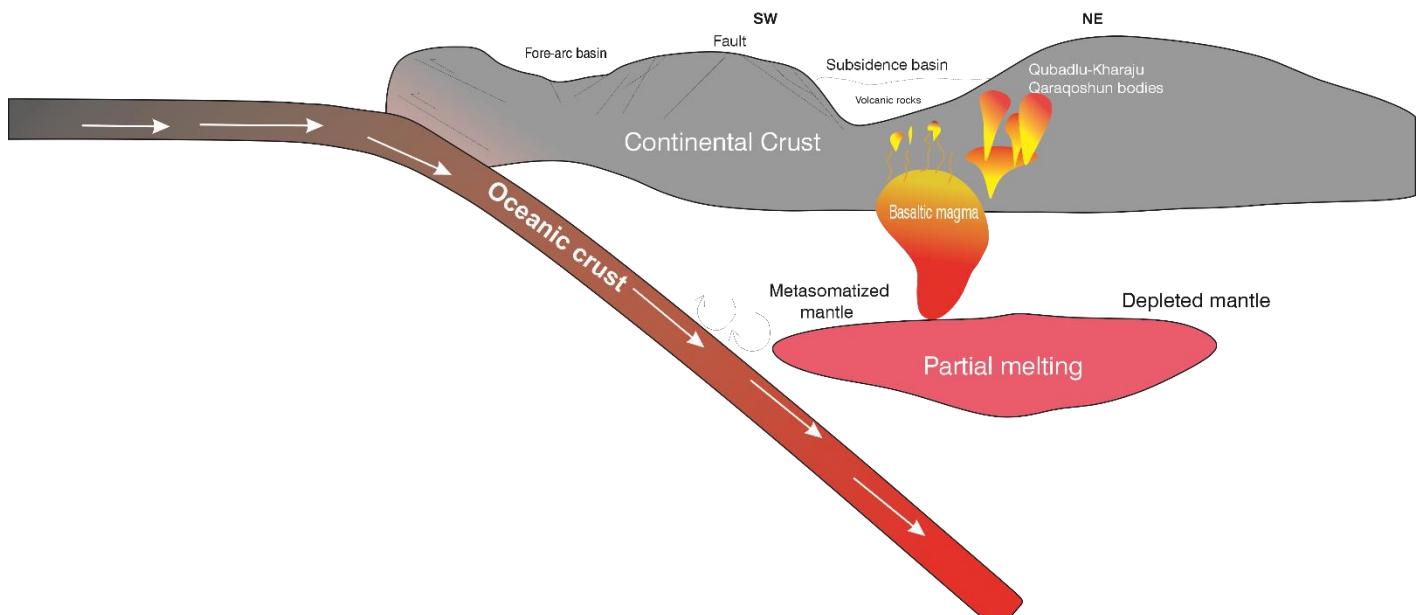
در خصوص زمان شروع فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی و بسته شدن آن نظرات متفاوت و متعددی ارائه شده و مدل‌های مختلفی پیشنهاد گردیده است. برخی از این محققین زمان این برخورد را به کرتاسه نسبت داده‌اند (Alavi, 1994; Amidi and Michel, 1985; Berberian and King, 1981a; Ghalamghash Mohajjal and Fergusson, 2014 et al., 2009) عقیده دارند که فرورانش صفحه عربی به زیرزون سنندج - سیرجان در کرتاسه زیرین شروع شده و ماقم‌اتیسم رخداده بعد از کامپانین (۸۰ میلیون سال قبل) به فرورانش مرتبط نبوده و درنتیجه‌ی برخورد بین حاشیه ورقه عربی و زون سنندج - سیرجان رخ داده است. برخی دیگر از محققین زمان برخورد را ۳۵ تا ۴۰ میلیون سال پیش یعنی ائوسن میانی تا بالایی می‌دانند (Hessami et al., 2001; Regard et al., 2005) و سنهای جوان‌تری نیز برای توده‌های حاصل از آن پیشنهاد داده‌اند. مظہری و همکاران (Mazhari et al., 2011) در بررسی توده مونزوگرانیتی نقدۀ سن این توده ۴۱ میلیون سال گزارش کرده و معتقدند منشأ این توده حاصل از ذوب بخشی توده‌های مافیک به سن ۱۰۰ میلیون سال می‌باشد. محققین دیگری معتقد هستند سن برخورد بسیار جوان‌تر بوده و به ائوسن تا الیگومن Azizi and Moinevaziri, 2009; McQuarrie et al., 2003; McQuarrie and van Hinsbergen, 2013; Robertson, 2006 می‌رسد.

برخی از پژوهشگران معتقدند که برخورد در بخش‌های مختلف در زمان‌های مختلفی صورت پذیرفته است که بازسازی حرکت صفحه آفریقا به سمت ایران (Golonka, 2004) بیانگر حرکت مورب آن در زمان‌های بین ۸۱-۹۴ میلیون سال قبل (واخر کرتاسه)، ۵۸ تا ۲۹ میلیون سال قبل (واخر پالئوسن تا اواسط الیگومن) و ۲-۲۰ میلیون سال قبل می‌تواند بر این امر صحه بگذارد. در این مورد یافته‌های مک کلای و همکاران (McClay et al., 2004) می‌تواند تائیدی برای این مطلب باشد. این پژوهشگران با مدل تجربی خود اثبات نمودند که الگوهای چین‌خوردگی و گسل‌های راست‌گرد موجود در هسته رشته‌کوه‌های زاگرس محصول یک فرورانش مایل (۴۵-۶۰ درجه) به سمت شمال شرق است. از سوی دیگر عدم وجود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا در زاگرس خردشده در فواصل زمانی اواخر کرتاسه، اواخر ائوسن، اواخر الیگومن و پلیو- کواترنر نیز به حرکات امتدادی ناشی از

شده از گوشه دگرسان شده و سبب تشکیل توده‌های مافیک قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون شده است.

شدگی و تشکیل شکستگی‌های برشی فضاهای مناسبی برای نفوذ مagma‌های داغ آستنوسفری فراهم گردیده که باعث نفوذ magma‌های مشتق

### Cretaceous magmatism in northwest Iran



شکل ۱۳- تصویری شماتیک از مدل بخش شمالی زون سنندج-سیرجان و مagma‌تیسم کرتاسه در این زون.

Fig. 13. A new schematic model of the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone and the Cretaceous magmatism in this zone.

### References

- Abdel-Rahman, A.-F.M., Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological magazine* 141, 545-563.
- Abu-Hamatteh, Z., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 557-581.
- Adam, J., Green, T., Sie, S., 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology* 109, 29-49.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Moutherneau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International journal of earth sciences* 94, 401-419.
- Alavi-Naini, M., Shahrabi, M., 1975. Geological map of Maragheh. 1: 100,000 series, Sheet 5265. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology* 8, 144-149.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103, 983-992.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Amidi, S.M., Michel, R., 1985. Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. *Geologie Alpine* 61, 1-16.

- Askren, D.R., Wjitney, J.A., Roden, M.F., 1991. Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field, Colorado. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 373-386.
- Azizi, H., Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Geodynamics 45, 178-190.
- Azizi, H., Kazemi, T., Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108, 56-72.
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R.J., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin? Lithos 308, 364-380.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47, 167-179.
- Bayati, M., Esmaeily, D., Maghdour-Mashhour, R., Li, X.-H., Stern, R.J., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc. Geochemistry 77, 281-302.
- Berberian, M., King, G., 1981a. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences 18(2), 210-265.
- Berberian, M., King, G., 1981b. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 1764-1766.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Developments in geochemistry 2, 63-114.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre 309, 20.
- Chen, B., Jahn, B.-m., Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. Lithos 60, 67-88.
- Cottle, J., Waters, D., Riley, D., Beyssac, O., Jessup, M., 2011. Metamorphic history of the South Tibetan Detachment System, Mt. Everest region, revealed by RSCM thermometry and phase equilibria modelling. Journal of Metamorphic Geology 29, 561-582.
- Cottle, J.M., Burrows, A.J., Kylander-Clark, A., Freedman, P.A., Cohen, R.S., 2013. Enhanced sensitivity in laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 28, 1700-1706.
- Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R., 1979. Fractionation in igneous processes, The Interpretation of Igneous Rocks. Springer, pp. 1-11.
- Crawford, M., 1976. Regional investigation of tectonic and igneous geology in Iran, Pakistan and Turkey.
- Dercourt, J., et al., Zonenshain, L., Ricou, L.-E., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.
- Elmas, A., Yilmaz, Y., 2003. Development of an oblique subduction zone—tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey. International Geology Review 45, 827-840.
- Fitton, J., Saunders, A., Norry, M., Hardarson, B., Taylor, R., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153, 197-208.
- Foden, J., Song, S.H., Turner, S., Elburg, M., Smith, P., Van der Steldt, B., Van Penglis, D., 2002. Geochemical evolution of lithospheric mantle beneath SE South Australia. Chemical Geology 182, 663-695.
- Furman, T., Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province, Developments in Geotectonics 24, 237-262.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Xian, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong ,K., Wu, F., 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? Chemical Geology 266, 364-389.
- Ghadirzadeh, A., Anvari, A., 1998. Azarshahr geological map in scale 1: 100,000. GSI.
- Ghalamghash, J., Bouchez, J., Vosoughi-Abedini, M., Nédélec, A., 2009. The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times—Part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. Journal of Asian Earth Sciences 36, 303-317.
- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope

- ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. *Geochemistry* 81, 125687.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273.
- Haynes, S.J., McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 85, 739-744.
- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society* 158, 969-981.
- Irvine, T.N., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences* 8, 523-548.
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran :geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 S). *Geological Society of America Special Paper* 265, 113-137.
- Kylander-Clark, A.R., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. *Chemical Geology* 345, 99-112.
- LaTourrette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 13-30.
- Ludwig, K., 2001. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publications No. 1. Berkeley USA.
- Mazhari, S., Amini, S., Ghalamghash, J., Bea, F., 2011. Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 4.
- McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21, 857-877.
- McQuarrie, N., Stock, J., Verdel, C., Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical research letters* 30 (20).
- McQuarrie, N., van Hinsbergen, D.J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology* 41, 315-318.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. *Chemical geology* 56, 207-218.
- Moghadam, H.S., Stern, R.J., 2014. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences* 91, 19-38.
- Mohajjal, M., Fergusson, C., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56, 263-287.
- Pamic, J., Sestini, G., Adib, D., 1979. Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros Range, Iran. *Geological Society of America Bulletin* 90, 569-576.
- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo, C.-H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region ,eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180, 234-251.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International* 166, 227-237.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology* 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas :Trace element and isotope perspectives. *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions* 166, 63-86.
- Peccerillo, A., Taylor, S., 1976a. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology* 58, 63-81.
- Peccerillo, A., Taylor, S., 1976b. Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 32, 121-126.
- Pei, F., Xu, W., Yang, D., Zhao, Q., Liu, X., Hu ,Z., 2007. Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic

- 
- rocks in the Songliao Basin. *Chinese Science Bulletin* 52, 942-948.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of petrology* 36, 891-931.
- Regard, V., Bellier, O., Martinod, J., Faccenna, C., 2005. Analogue Experiments of Subduction vs. Collision Processes: Insights for the Iranian Tectonics. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering* 7(3), 129-137.
- Robertson, A.H., 2006. Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society, London, Memoirs* 32, 235-261.
- Rollinson, H., 1993. Discriminating between tectonic environments using geochemical data. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK 171, 214.
- Sengör, A.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia.
- Smithies, R., Van Kranendonk, M., Champion, D., 2007. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. *Gondwana Research* 11, 50-68.
- Soltani Sisi, G., 2005. Geological map of Iran, 1: 100000 series, sheet No, 5065. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin* 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., Nabavi, M., 1973. Tectonic map of Iran. *Geological Survey of Iran*.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-345.
- Tarney, J., Weaver, B., 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. *Geological Society, London, Special Publications* 27, 45-56.
- Tera ,F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth and Planetary Science Letters* 17, 36-51.
- Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., Veloski, K., 2019. Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran. *Journal of African Earth Sciences* 150, 194-204.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95, 185-187.
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. *Gondwana Research* 62, 227-245.