

Original Research Paper

Mineral chemistry, thermobarometry, and petrogenesis of igneous rocks from the Negisan area, east of Rudbar, Kerman province, Iran

Mehrnaz Zaifi¹, Gholamreza Ghadami*¹, Mohammad Poosti¹, and Mohammad Fadaeian²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Hormozgan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 November 22

Accepted: 2026 April 26

Available online: 2026 June 22

Keywords:

Alkaline basalt
Mineral chemistry
Thermobarometry
Dehaj–Sarduiyeh
Negisan
Kerman

ABSTRACT

This study investigates the mineral chemistry, thermobarometric conditions, and petrogenetic evolution of Quaternary basaltic and olivine–basaltic lava flows exposed in the Negisan area, located in the southeastern segment of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA) and within the Dehaj–Sarduiyeh Magmatic Belt (DSMB). These volcanic units consist predominantly of porphyritic to glomeroporphyritic basalts characterized by phenocrysts of plagioclase (bytownite–labradorite), clinopyroxene (diopside–augite), and olivine (chrysolite), set within a microcrystalline to hyalomicroclitic groundmass. Comprehensive petrographic analysis reveals the pervasive presence of disequilibrium textures, including sieve-textured plagioclase and embayed olivine, indicative of dynamic open-system magmatic evolution. Quantitative major-element data obtained by electron probe microanalysis (EPMA) offer robust constraints on the physicochemical conditions of mineral crystallization. Clinopyroxene compositions correspond to an alkaline magma affinity and plot within the within-plate basalt tectonomagmatic field. Single-mineral thermobarometric calculations using clinopyroxene chemistry yield crystallization temperatures of 1160–1200 °C and pressures of 2–5 kbar, corresponding to mid- to upper-crustal magma storage depths (~7–18 km), under oxidizing and water-rich magmatic conditions. Systematic compositional contrasts between the olivine basalts (less evolved) and basalts (more evolved) demonstrate that fractional crystallization was the dominant differentiation mechanism. Nonetheless, petrographic evidence for magma mixing indicates that open-system recharge and interaction were also essential in magma evolution. These findings collectively support a model in which Negisan mafic volcanism represents late-stage, post-collisional magmatic activity associated with extensional tectonics following the final closure of the Neo-Tethys Ocean beneath the Central Iran microplate. The integration of petrography, mineral chemistry, and thermobarometry provides new insights into the magmatic plumbing system and geodynamic evolution of the southeastern UDMA.

1. Introduction

The Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA) constitutes one of the most prominent magmatic and tectonic features in Iran


and represents a key segment of the Alpine–Himalayan orogenic belt. This arc evolved primarily in response to long-lived

* Corresponding author: Gholamreza Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

Citation:

Zaifi, M., Ghadami, G.R., Poosti, M., and Fadaeian, M., 2026. Mineral chemistry, thermobarometry, and petrogenesis of igneous rocks from the Negisan area, east of Rudbar, Kerman province, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 36(2), 140, 85-102. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.561524.2236>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2026.561524.2236

 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.5.5



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

convergence and subsequent subduction of the Neo-Tethyan oceanic lithosphere beneath the Central Iranian microcontinent from the Late Cretaceous onward. The geological evolution of the UDMA is marked by several magmatic phases, including an Early Cenozoic arc flare-up event during the Eocene, extensive granitoid intrusions during the Oligocene–Miocene, and late Miocene to Quaternary volcanism, which collectively record the progressive transition from subduction-related magmatism to post-collisional tectonics. Within this framework, the Dehaj–Sarduiyeh Magmatic Belt represents one of the most mineralized and tectonically active segments of the southeastern UDMA. It hosts voluminous Eocene volcanic successions, Oligocene–Miocene granitoid batholiths, and young volcanic units that locally include basaltic lava flows associated with deep crustal or lithospheric fractures. Previous studies in adjacent regions propose complex petrogenetic processes, including fractional crystallization, crustal assimilation, mantle wedge metasomatism, and magma mixing. However, significant uncertainties remain regarding the precise pressure-temperature conditions of magma storage, the differentiation pathways of mafic magmas, and the nature of mantle source modifications. The Negisan region, located east of Rudbar in Kerman Province, represents one of the youngest mafic volcanic fields in the DSMB. Despite its geological significance, the petrological and thermobarometric constraints on the genesis and evolution of these basalts remain poorly characterized. This study aims to address this gap by integrating petrography, mineral chemistry, and quantitative thermobarometry to reconstruct the magmatic evolution of the Negisan volcanic suite and elucidate its tectonomagmatic significance within the post-collisional evolution of the UDMA.

2. Research methodology

Field investigations were performed based on 1:100,000 geological maps and previous regional studies to identify fresh outcrops of young mafic volcanic rocks. During field investigations, structural and textural characteristics of lava flows were documented, and a total of 60 rock samples were collected, with freshness and the absence of weathering considered as the primary selection criteria. Following this stage, 30 of the freshest and most representative samples were selected for thin-section preparation. Detailed petrographic studies were conducted using a polarizing microscope to identify mineral phases, determine textures, and classify the rocks. These microscopic investigations provided the basis for selecting six completely fresh and representative samples for more detailed chemical analyses. Quantitative point analyses of plagioclase, clinopyroxene, and olivine were performed using an electron microprobe analyzer (XPMA; X-Ray Probe Micro Analyzer) at the Kansaran Binaloud Laboratory, Tehran (HORIBA

XGT-7200 model). Analyses were carried out by irradiating spots approximately 100 μm in diameter on the sample surface, under an accelerating voltage of 50 kV and a beam current of ~ 1 mA (Tables 1–3). Finally, mineral chemistry data were used to reconstruct petrogenetic conditions. In particular, single-clinopyroxene thermobarometric models (Soesoo, 1997) were applied to estimate the temperature and pressure conditions of the magma chamber, while various discrimination diagrams were employed to infer magma affinity, tectonic setting, and oxygen fugacity.

3. Results

3.1. Petrography

The studied mafic volcanic rocks, representing the youngest magmatic activity in the region, were identified during field investigations as laterally extensive, sheet-like lava flows with variable thickness. These Quaternary units mark one of the latest magmatic episodes in the Iranian Plate, whose development is commonly associated with active and deep-seated fault systems (Allen et al., 2013). In hand specimens, the rocks show dark to black colors, compact textures, and relatively high specific gravity. In some samples, particularly in the upper portions of the flows, vesicular textures formed by the exsolution of magmatic gases are well developed. The weathered surfaces display dark gray to light brown colors. Macroscopic observations reveal a characteristic porphyritic texture in which large phenocrysts are embedded within a very fine-grained (aphanitic) groundmass. The main identifiable phenocrysts include elongate white plagioclase crystals and green olivine grains, the latter commonly exhibiting reddish-brown alteration rims or patches due to iddingsitization. In some samples, clustering of phenocrysts results in macroscopically visible glomeroporphyritic texture. Based on detailed petrographic observations in thin sections, the samples are divided into two main groups: basalt and olivine basalt. A common feature of both groups is their porphyritic texture, in which phenocrysts of various minerals are embedded within a microlitic to hyalomicroclitic groundmass composed of very fine crystals and volcanic glass. Mineralogically, these rocks contain phenocrysts of plagioclase and clinopyroxene set in a groundmass dominated by abundant plagioclase microlites. Plagioclase, the most abundant mineral phase (75–80 vol%), occurs both as euhedral to subhedral phenocrysts (0.3–2.5 mm) and as slender, needle-like microlites within the groundmass. The phenocrysts display well-developed polysynthetic (albite) and Carlsbad twins. Based on extinction-angle measurements, the plagioclase compositions range from labradorite to bytownite ($\text{An}_{52}\text{--An}_{75}$). The abundance of plagioclase microlites in the groundmass indicates that the magma was within the plagioclase liquidus field at the time of eruption, and that rapid crystallization occurred shortly after lava emplacement (Middlemost, 1986). A

significant number of plagioclase phenocrysts exhibit sieve texture, manifested by numerous small glassy or crystalline inclusions, especially toward the crystal cores (Fig. 2.D). This texture is a key indicator of thermodynamic disequilibrium in the magmatic crystallization history and may reflect processes such as rapid decompression during magma ascent or the injection of a hotter, more primitive magma into a pre-existing magma chamber, leading to partial dissolution of earlier crystals (Reubi and Blundy, 2009; Nelson and Montana, 1992). Clinopyroxene, the second most abundant phenocryst phase (7–8 vol%), occurs as subhedral crystals (0.5–2 mm) with high birefringence colors (yellow to second-order orange) and inclined extinction angles of $\sim 35\text{--}40^\circ$, characteristic of augite (Fig. 2.A). Clinopyroxenes occur both as discrete crystals and as clusters, either alone or associated with plagioclase (Fig. 2.B). A distinguishing feature of the olivine basalts is the presence of abundant olivine phenocrysts, occurring as euhedral to subhedral grains (0.5–4 mm; 15–20 vol%). These crystals display high relief, irregular fractures, and vivid interference colors (Figs. 2.E–F). Most olivine phenocrysts exhibit embayed rims and extensive iddingsitic alteration along grain boundaries and fractures. This iddingsitization process—producing fine-grained mixtures of clay minerals, iron oxides (hematite), and silica—results from late-stage deuteric alteration under high temperatures and oxidizing conditions during lava cooling (Deer et al., 1992). In these rocks, the glomeroporphyritic texture produced by aggregates of olivine, clinopyroxene, and plagioclase is common and indicates co-crystallization of these phases within the magma chamber (Fig. 2.C).

3.2. Mineral chemistry

To determine the precise chemical composition of the major mineral phases and to better understand the petrogenetic conditions, electron microprobe (EPMA) spot analyses were performed on plagioclase, pyroxene, olivine, and amphibole in thin sections. The results for plagioclase are presented and interpreted below.

3.2.1. Plagioclase chemistry

Plagioclase, the most abundant silicate mineral in both basalt and olivine basalt, occurs as both phenocrysts and microlites. A total of 22 EPMA analyses were conducted on crystal cores and rims to examine compositional ranges and potential zoning patterns. Selected results are presented in Table 1. The chemical compositions of plagioclase were recalculated into the endmembers anorthite (An), albite (Ab), and orthoclase (Or) and plotted on the feldspar classification diagram of Deer et al. (1992) (Fig. 3). All analyses show very low orthoclase (Or) contents, confirming their plagioclase nature. Plagioclase crystals in the basalts fall within the compositional range of labradorite to bytownite ($An_{55}\text{--}An_{72}$).

This compositional spread likely reflects fractional crystallization in the magma chamber and/or chemical zoning within individual crystals. Plagioclase in the olivine basalts plots consistently within the bytownite field, displaying more calcic compositions ($An_{71}\text{--}An_{80}$) compared to those in the basalts. The occurrence of these Ca-rich plagioclases, together with abundant olivine, indicates that the olivine basalts crystallized from a hotter, more primitive parental magma. In contrast, the more sodic plagioclase compositions of the basalts suggest a more evolved magma that experienced fractional crystallization, wherein early removal of Mg-rich (olivine) and Ca-rich (calcic plagioclase) phases progressively depleted the remaining melt in these components, ultimately yielding more sodic plagioclase compositions.

3.2.2. Clinopyroxene chemistry

Clinopyroxene is the principal ferromagnesian phase in both basaltic groups, and its chemical characteristics provide robust tools for reconstructing the petrogenesis, magma series, and tectonomagmatic setting. Representative EPMA analyses are given in Table 2. Based on structural formula calculations (normalized to 6 oxygens), the clinopyroxenes are Ca-rich with low Ti and Al contents. To classify these clinopyroxenes, the Wo–En–Fs ternary diagram (Wollastonite–Enstatite–Ferrosilite) of Morimoto et al. (1988) was used. As shown in Figure 4.A, all analyses plot in the diopside–augite field, consistent with the mafic and alkaline nature of the host rocks. In the Q–J diagram ($Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$; $J = 2Na$) (Morimoto and Kitamura, 1983), all samples fall within the Quad (quadrilateral) field (Fig. 4.B), confirming their Ca–Mg–Fe composition with sodic components. Several discrimination diagrams were used to determine the magma series. In the SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram (Le Bas, 1962), all samples plot clearly within the alkaline basalt field (Fig. 5.A). This alkaline affinity is further supported by the TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram, where the samples lie above the tholeiitic–calc–alkaline discrimination line (Fig. 5.B). The Ti vs. Ca+Na plot (Leterrier et al., 1982) corroborates the alkaline nature of clinopyroxene in both rock groups (Fig. 5.C). The relatively high TiO_2 contents (>1.0 wt%) are consistent with derivation from an enriched mantle source (Beccaluva and Serri, 1988). Additionally, in the Al vs. Ti+Cr+Na diagram (Berger et al., 2005), all samples plot within the igneous field (Fig. 5.D), ruling out any metamorphic origin.

3.2.3. Tectonomagmatic setting

Relatively immobile trace elements incorporated into the clinopyroxene crystal lattice provide robust constraints on the tectonomagmatic setting. In the Mn/10–Ti–Fe/10 ternary discrimination diagram, clinopyroxene compositions plot predominantly within the within-plate basalt field (Fig. 6.A). This

interpretation is further corroborated by the SiO₂ versus Al₂O₃ tectonic discrimination diagram, in which most analyses fall within the alkaline within-plate basalt (WPA/WPB) domains (Fig. 6.B). Collectively, these geochemical signatures indicate that the studied magmatism was generated in an intracontinental extensional setting, independent of subduction-related processes.

The partitioning of aluminum between tetrahedral (Al^{IV}) and octahedral (Al^{VI}) sites in clinopyroxene is highly sensitive to crystallization pressure and melt water content. In the Al^{VI} versus Al^{IV} diagram of Helz (1973), the analyzed clinopyroxenes plot within the field corresponding to crystallization pressures of approximately 5–10 kbar and elevated water contents (~10 wt.% H₂O) (Fig. 6.C). These pressure estimates correspond to depths of roughly 15–30 km, implying clinopyroxene crystallization within a deep-seated, water-rich magma reservoir.

3.2.4. Olivine chemistry

Olivine, a key phenocryst phase, occurs exclusively in olivine basalts. Its chemical composition is highly sensitive to parental magma composition and temperature, providing valuable information on melt evolution. Representative EPMA analyses are shown in Table 3. Structural formulae were calculated based on 4 oxygens. The olivine compositions contain forsterite (Fo) contents of 69.44–77.58 mol% and fayalite (Fa) contents of 20.19–24.20 mol%. The tephroite (Te) component is minor (0.50–0.53%), consistent with mantle-derived magmatic olivine. On the Fo–Fa–Te classification diagram (Deer et al., 1992), all analyses plot within the chrysolite field (Fig. 7). Primitive mantle-derived melts typically crystallize olivines with Fo > 88–90. The substantially lower Fo values observed here (maximum 77.58) imply that the parental magma was not a primitive melt. Instead, it experienced fractional crystallization prior to olivine phenocryst formation, during which early Mg-rich olivines were removed from the melt, progressively enriching it in Fe. Thus, the chrysolitic olivines are interpreted to represent crystallization from an evolved basaltic melt. This interpretation is fully consistent with the alkaline, within-plate nature of the magmatism inferred from clinopyroxene chemistry.

3.3. Thermobarometry

To quantitatively constrain the physical conditions of the magmatic system—including temperature (T), pressure (P), and oxygen fugacity (fO₂)—the chemical compositions of key minerals (clinopyroxene and plagioclase) were applied to mineral thermometers and barometers.

3.3.1. Clinopyroxene thermobarometry

Because the rocks lack orthopyroxene, two-pyroxene thermometry

could not be applied. Instead, single-phase clinopyroxene models were used. The Soesoo (1997) clinopyroxene thermometer–barometer, designed for systems lacking orthopyroxene and based on X_{pt} and Y_{pt} parameters, served as the primary method. Estimated crystallization temperatures range from 1160–1175°C for basalts and 1170–1200°C for olivine basalts (Fig. 8.A). The slightly higher temperatures in the olivine basalts are consistent with their more primitive magmatic character. These values represent conditions close to the magma liquidus. Crystallization pressures for both groups range from 2–5 kbar (Fig. 8.B), corresponding to depths of approximately 7–18 km, indicative of crystallization in a mid-to upper-crustal magma chamber. A supplementary thermometer based on Al₂O₃ content in clinopyroxene (France et al., 2010) yielded lower temperatures: 1062–1103°C for basalts and 1101–1148°C for olivine basalts. As this thermometer is calibrated for low pressures, the lower values likely reflect late-stage re-equilibration during magma ascent.

4. Discussions

The combined mineralogical and geochemical dataset confirms that Negisan mafic volcanism is derived from an alkaline basaltic magma with affinities to within-plate basalts. This suggests partial melting of a variably metasomatized lithospheric mantle source following the cessation of Neo-Tethyan subduction. The presence of disequilibrium textures highlights episodic magma recharge, rapid ascent, or mechanical mixing between diverse magma batches. Fractional crystallization is recognized as the dominant differentiation mechanism, particularly involving early-plagioclase, clinopyroxene, and olivine. However, the widespread occurrence of sieve-textured plagioclase and embayed olivine clearly demonstrates that open-system processes, such as magma mixing, also played a crucial role in magma evolution. The thermobarometric results indicate mid-crustal magma storage, consistent with shallow-level magma chambers characteristic of post-collisional volcanic systems. The overall geochemical and petrological features support a geodynamic scenario in which Negisan basalts represent late-stage extensional volcanism triggered by lithospheric relaxation, slab break-off, or delamination-related upwelling in the southeastern UDMA.

5. Conclusion

This integrated petrographic, mineral-chemical, and thermobarometric study demonstrates that the Negisan basalts originated from a hydrous, moderately oxidized alkaline basaltic magma emplaced at mid-crustal levels. Fractional crystallization governed the primary differentiation trends, whereas open-system processes, including magma mixing, significantly affected mineral textures and compositions. The magmatism is interpreted

as occurring within a post-collisional extensional regime, corresponding to the final evolutionary stages of the UDMA. These results provide important constraints on the late Cenozoic

geodynamic evolution of southeastern Iran and elucidate the magmatic processes controlling young basaltic activity in the Dehaj–Sarduiyeh Belt.

شیمی کانی، دما-فشارسنجی و پتروژنز سنگ‌های آذرین نگیسان در خاور رودبار، استان کرمان، ایران

مهرناز ضعیفی^۱، غلامرضا قدمی^{۱*}، محمد پوستی^۱ و محمد فدائیان^۲^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال‌باختری ناحیه ماگمایی دهج-ساردوئیه، بخشی از پهنه کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. این منطقه شامل مجموعه سنگی بازالت و الیون-بازالت با بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری است و فنو کریست‌های اصلی آن پلاژیوکلاز (بیتونیت-لابرادوریت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-اوژیت) و الیون (کریزولیت) می‌باشند. مطالعات سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و زمین‌دماسنجی و فشارسنجی برای درک فرایندهای ماگمایی کنترل‌کننده این سنگ‌های آذرین به کار گرفته شد. داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن ماهیت آلکالن و جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی درون‌صفحه‌ای را برای ماگمای والد نشان می‌دهد. نتایج نشانگر تحول ماگما در یک سیستم اتاکنک ماگمایی پویا در پوسته میانی تا بالایی است. زمین‌دماسنجی و فشارسنجی مبتنی بر کلینوپیروکسن، شرایط تبلور فنو کریست‌ها را در دمای ۱۱۶۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۵ کیلوپار (ژرفای ۷ تا ۱۸ کیلومتر)، تحت شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا و غنی از آب، تخمین می‌زند. تفاوت‌های ترکیبی سیستماتیک بین الیون-بازالت‌ها (کمتر تحول‌یافته) و بازالت‌ها (بیشتر تحول‌یافته) به‌طور عمده توسط فرایند تبلور بخشی کنترل شده است. با این حال، حضور بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی در پلاژیوکلازها، نشان‌دهنده یک سیستم باز و پیچیده است که در آن فرایندهایی مانند اختلاط ماگما نیز نقش داشته‌اند. این ماگماتیسیم گویای یک فعالیت آتشفشانی پس از برخورد در یک رژیم زمین‌ساختی کششی است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۹/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۰۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

بازالت آلکالن

شیمی کانی

زمین‌دما-فشارسنجی

دهج-ساردوئیه

نگیسان

کرمان

۱- پیش‌نوشتار

ایران است که ماگماتیسیم آن از ائوسن تا میوسن ادامه داشته است (Agard et al., 2011; Ghorbani et al., 2025). اوج فعالیت ماگمایی در دوره ائوسن با فوران‌های آتشفشانی و نفوذهای گسترده همراه بوده است؛ به گونه‌ای که در این دوره سازوکار چیره فرورانش صفحات و تشکیل دایک‌ها و گدازه‌های کالکوآلکالن اتفاق افتاده است، که از ویژگی‌های ماگماتیسیم در حاشیه‌های فرورانشی است (Torabi, 2009). پس از این مرحله، در دوره الیگو-میوسن، ماگماتیسیم در کمان ارومیه-دختر عمدتاً به شکل نفوذ توده‌های گرانیتیویدی و فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیبات مختلف ادامه یافته است. داده‌های U-Pb نشان‌دهنده نفوذ و تبلور مجموعه‌ای از کانی‌ها از اواخر ائوسن تا اوایل میوسن هستند که نمایانگر تداوم ماگماتیسیم در این کمربند می‌باشند و ارتباط زمین‌ساختی آن با فرورانش اقیانوس تئیس‌جوان را نشان می‌دهند

کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) به عنوان یکی از برجسته‌ترین ویژگی‌های زمین‌ساختی صفحه ایران، بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است که در نتیجه همگرایی و فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس‌جوان به زیر بلوک قاره‌ای ایران مرکزی از دوره کرتاسه پسین به بعد شکل گرفته است. این کمان با امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور، میزبان حجم عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با طیف ترکیبی گسترده از بازیک تا اسیدی است که به‌طور عمده ماهیت کالک آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند و نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی کمان‌های حاشیه قاره‌ای فعال (Active Continental Margin) می‌باشند. فعالیت‌های ماگمایی در طول کمان ارومیه-دختر از نظر زمانی و مکانی یکنواخت نبوده و شامل چندین مرحله کلیدی است. این کمان، یک کمربند ماگمایی قاره‌ای با گسترش طولانی در

* نویسنده مسئول: غلامرضا قدمی؛ E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

ماخذنگاری:

ضعیفی، م.، قدمی، غ.ر.، پوستی، م.، فدائیان، م.، ۱۴۰۵، شیمی کانی، دما-فشارسنجی و پتروژنز سنگ‌های آذرین نگیسان در خاور رودبار، استان کرمان، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۶(۲)، ۱۴۰-۸۵. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.561524.2236>

doi: 10.22071/gsj.2026.561524.2236

doi: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.5.5

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/>)

عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری را تولید کرده است (Stöcklin, 1968; Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013). این مرحله شدید ماگماتیسیم، توسط برخی پژوهشگران به توسعه یک رژیم زمین‌ساختی کششی در پشت کمان (Back-arc) نسبت داده شده است (Verdel et al., 2011; Agard et al., 2011). پس از این دوره، فعالیت‌ها با نفوذ توده‌های گرانیتویدی بزرگ در الیگوسن-میوسن و فعالیت‌های آتشفشانی محدودتر با ترکیب عمدتاً داسیتی-آندزیتی در میوسن تا کواترنر ادامه یافته است (Omran et al., 2008; Allen et al., 2013). از دیدگاه سنگ‌شناختی، سنگ‌های این کمان بیشتر دارای سرشت کالک‌آلکان، کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند (Shahabpour, 2005). افزون بر این سری‌های ماگمایی چیره، سنگ‌هایی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکتی، به‌ویژه در فازهای ماگمایی جوان‌تر (الیگو-میوسن به بعد)، در بخش‌های مختلف کمان گزارش شده‌اند که ممکن است نشان‌دهنده ذوب مستقیم پوسته اقیانوسی فرورونده یا ذوب پوسته قاره‌ای سترشده باشند (Jahangiri, 2007; Khodami et al., 2009; Ahmadzadeh et al., 2010).

منطقه مورد پژوهش در بخش جنوب‌خاوری کمان ارومیه-دختر، موسوم به ناحیه دهج-ساردوئیه یا کمان ماگمایی سنوزویک کرمان (KCMA)، قرار دارد (Shafiei et al., 2009). این نوار با طولی نزدیک به ۵۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۴۰ تا ۸۰ کیلومتر، به موازات روراندگی اصلی زاگرس واقع شده و میزبان غنی‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران است (Ghorbani, 2013). توالی‌های سنگی در این نوار به‌طور عمده شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن با ماهیت کالک‌آلکانل است که توسط توده‌های نفوذی متعدد قطع شده‌اند. بر اساس مطالعات پیشین (Dimitrijevic, 1973; Hassanzadeh, 1993)، فعالیت‌های آتشفشانی اصلی با «مجموعه بحر آسمان» (ائوسن زیرین-میانی) آغاز می‌شود. این مجموعه به‌طور ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی-آواری «سازند رازک» (ائوسن میانی-بالایی) که در یک حوضه درازگودال تشکیل شده‌اند، پوشیده می‌شود. آخرین فاز آتشفشان‌خیزی حجیم ائوسن با «مجموعه هزار» (ائوسن پایانی-الیگوسن زیرین) به پایان می‌رسد (شکل ۱-۱). مهم‌ترین رویداد ماگمایی پس از ائوسن در این نوار، نفوذ توده‌های گرانیتویدی در دوره الیگوسن و به‌ویژه توده‌های نفوذی کم‌ژرفا (Subvolcanic) با ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت در دوره میوسن است. این توده‌های نفوذی میوسن، که به «گرانیتویدهای نوع کوه‌پنج» شهرت دارند، میزبان اصلی کانی‌سازی مس پورفیری در منطقه هستند و در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن-الیگوسن نفوذ کرده‌اند (Hassanzadeh, 1993; Shafiei et al., 2009). فعالیت‌های آتشفشانی جوان‌تر نیز به صورت گنبد‌های داسیتی-آندزیتی (پلیوسن) و گدازه‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک (پلیو-پلیستوسن) در منطقه دیده می‌شوند که نشانگر تداوم فعالیت ماگمایی تا زمان‌های اخیر هستند (Dimitrijevic, 1973).

۲- روش پژوهش

با استناد به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ و مطالعات پیشین، مناطق مستعد برای نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی بازیک جوان شناسایی شدند. طی عملیات صحرایی، ضمن ثبت ویژگی‌های ساختاری و بافتی روانه‌های گدازه، مجموعاً ۶۰ نمونه سنگی جمع‌آوری گردید که در انتخاب آن‌ها، تازگی و عدم وجود هوازدگی به عنوان معیار اصلی در نظر گرفته شد. پس از این مرحله، تعداد ۳۰ نمونه از بهترین و تازه‌ترین نمونه‌ها برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. مطالعات دقیق سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان به منظور شناسایی کانی‌ها، تعیین بافت و طبقه‌بندی سنگ‌ها به انجام رسید. این بررسی‌های میکروسکوپی، مبنای انتخاب ۶ نمونه کاملاً تازه و معرف برای آنالیزهای شیمیایی دقیق‌تر را فراهم آورد. آنالیز نقطه‌ای کمی بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروپ (X-PMMA) (X-Ray Probe Micro Analyzer) در آزمایشگاه کانسارن بینالود تهران (مدل HORIBA XGT-7200) با تابش پرتو ایکس به نقاط

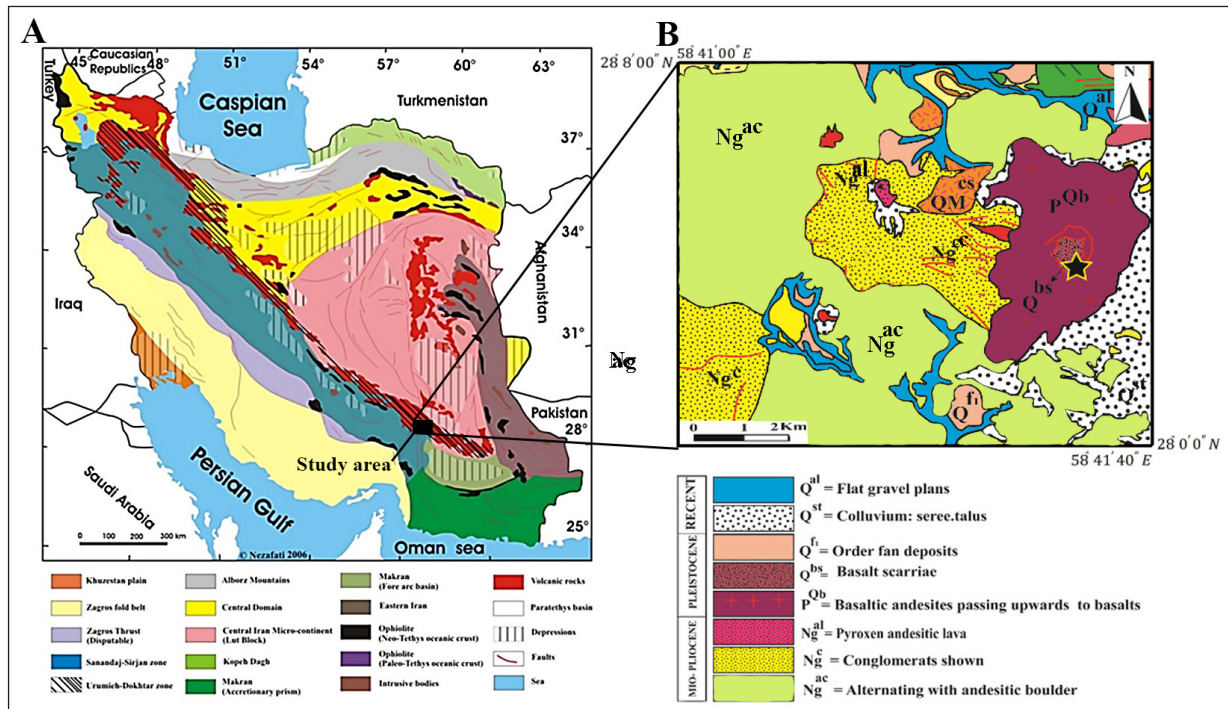
(Sarjoughian and Kananian, 2017). در نهایت، فعالیت‌های ماگمایی نوژن (میو-پلیوسن)، که شامل تشکیل گنبد‌های آتشفشانی و استراتولکان‌های آندزیتی-داسیتی است، به‌عنوان آخرین مراحل فعالیت‌های ماگمایی کمان در نظر گرفته می‌شود. این مرحله اغلب با فرایندهای پسابروردی و عوامل زمین‌ساختی مرتبط با برخورد و جمع‌شدگی صفحات قاره‌ای همراه است، که از شواهد آن رسوبات و سنگ‌های آتشفشانی میوسن بالا در شمال باختری ایران هستند و انتقال به فعالیت‌های برون‌قاره‌ای را نشان می‌دهند (Fedele et al., 2022).

مطالعه این سنگ‌های جوان برای درک تحولات ژئودینامیکی پایانی ناشی از بسته شدن اقیانوس تیسس جوان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، در بخش جنوب‌خاوری کمان ارومیه-دختر و در ناحیه ماگمایی دهج-ساردوئیه قرار دارد (شکل ۱-۱). مطالعات پیشین در این نوار و مناطق مجاور، فرایندهای پتروژنتیکی پیچیده‌ای را برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه پیشنهاد کرده‌اند. این مطالعات در مجموع فرایندهای پتروژنتیکی پیچیده‌ای مانند تبلور بخشی (Fractional Crystallization)، آرایش پوسته‌ای (Crustal Assimilation) و اختلاط ماگما (Magma Mixing) را در تحول ماگمای منطقه موثر دانسته‌اند (محمدی، ۱۳۸۶؛ بهرم، ۱۳۹۶). همچنین، در مورد منشا ماگماهای والد، مدل‌های متفاوتی از جمله ذوب‌بخشی گویشته لرزولیتی اصلاح‌شده توسط سیال‌های حاصل از اسلب (بهرمن، ۱۳۹۶) تا ذوب مستقیم پوسته اقیانوسی فرورونده در رخساره گارنت آمفیبولیت (منصوری، ۱۳۹۷) ارائه شده است. با وجود این مطالعات ارزشمند، هنوز ابهامات شایان توجهی در مورد شرایط فیزیکی دقیق (دما و فشار) حاکم بر اتاقک‌های ماگمایی و همچنین جزئیات فرایندهای تفریق و تحول ماگما در پوسته قاره‌ای منطقه وجود دارد. از این رو، پژوهش حاضر با هدف ارائه یک دیدگاه جامع پتروژنتیکی بر روی سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و بازالتی منطقه نگیسان متمرکز شده است. برای دستیابی به این هدف، از داده‌های دقیق پتروگرافی، شیمی کانی‌ها (آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروپ) و زمین-دما فشارسنجی (ژئوترموبارومتر) استفاده خواهد شد تا شرایط تشکیل و تبلور این سنگ‌ها بازسازی شده و مدلی برای تحولات ماگمایی آن‌ها در چارچوب ژئودینامیکی کمان ارومیه-دختر ارائه گردد.

کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)، که با نام کمان سهند-بزمان نیز شناخته می‌شود، یکی از بارزترین واحدهای زمین‌ساختی-ماگمایی ایران است که در حاشیه فعال خرده‌قاره ایران مرکزی و به موازات پهنه برخوردی سندج-سیرجان شکل گرفته است (Alavi, 1994; Ghasemi and Talbot, 2006). این کمان ماگمایی به‌عنوان یک کمان از نوع آندین (Andean-type) در نظر گرفته می‌شود که محصول ژئودینامیکی فرورانش پوسته اقیانوسی تیسس جوان به زیر صفحه ایران از اواخر دوره کرتاسه به بعد است (Berberian and King, 1981; Shahabpour, 2007). تکامل زمین‌ساختی این کمان ماگمایی پیچیده بوده و نظریات متعددی برای آن ارائه شده است. مدل پذیرفته‌شده عمومی، تکامل این کمان را در دو مرحله اصلی توصیف می‌کند: ۱) یک فاز فرورانش طولانی مدت از کرتاسه تا الیگوسن که به ذوب‌بخشی گویشته گوه‌ای (mantle wedge) و تولید ماگماهای کالک‌آلکانل انجامیده و ۲) یک فاز برخوردی قاره-قاره (صفحه عربی-ایران) که از میوسن آغاز شده و سبب سترشدگی پوسته و تحولات ماگمایی پس از برخورد (post-collisional) گردیده است (Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Mouthereau et al., 2012). برخی پژوهشگران نیز با استناد به شواهد ژئوشیمیایی و ساختاری، بر این باورند که تغییر در شیب اسلب فرورونده، شکستگی اسلب (slab break-off) و یا عقب‌نشینی آن (slab rollback) نقش کلیدی در کنترل ماهیت و توزیع ماگماتیسیم در زمان‌ها و مکان‌های مختلف داشته است (e.g., Agard et al., 2011; Richards, 2015). فعالیت‌های ماگمایی در کمان ارومیه-دختر از پائوسن آغاز شده، در دوره ائوسن با یک رویداد «شعله‌ور شدن کمانی» (Arc Flare-up) به اوج خود رسیده و حجم

زمین‌دماسنجی و فشارسنجی تک کانی کلینوپیروکسن (Soesoo, 1997) برای تعیین شرایط دما و فشار اتاقک ماگمایی و از نمودارهای تمایزی مختلف برای استنتاج وابستگی ماگمایی، جایگاه زمین‌ساختی و فوگاسیته اکسیژن استفاده گردید.

از سطح نمونه با قطر حدود ۱۰۰ میکرون، ولتاژ ۵۰ kV، جریان پرتو حدود ۱ mA انجام گرفت (جدول‌های ۱ و ۲ و ۳). در نهایت، داده‌های به دست آمده از شیمی کانی‌ها برای بازسازی شرایط پتروژنتیکی به کار گرفته شد؛ به طور خاص، از مدل



شکل ۱- A) موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه ساختاری ایران (Nezafati, 2006). B) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه بر گرفته نقشه زمین‌شناسی چهار گوش نگیسان (Eftekharnjad, 1987).

Figure 1- A) Location of the study area in the structural map of Iran (Nezafati, 2006). B) Geological map of the study area taken from the geological map of Negisan Quadrangle (Eftekharnjad, 1987).

۳- داده‌ها، اطلاعات و بحث

۳-۱- سنگ‌شناسی

به دلیل فرایند دگرسانی ایدینگریتی، دارای حاشیه‌ها یا لکه‌هایی به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای می‌باشند. در برخی نمونه‌ها، تجمع خوشه‌ای این فنوکریست‌ها، بافت گلومروپورفیری را در مقیاس ماکروسکوپی نیز پدید آورده است. بر اساس مشاهدات دقیق سنگ‌نگاری در مقاطع نازک، نمونه‌ها به ۲ گروه اصلی بازالت و الیون-بازالت طبقه‌بندی شدند. ویژگی مشترک هر دو گروه، حضور بافت پورفیری است که در آن، فنوکریست‌های کانی‌های مختلف در زمینه‌ای میکرولیتی تا هیالومیکرولیتی (ترکیبی از بلورهای بسیار ریز و شیشه) قرار دارند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فنوکریست‌های پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای غنی از میکرولیت‌های پلاژیو کلاز هستند.

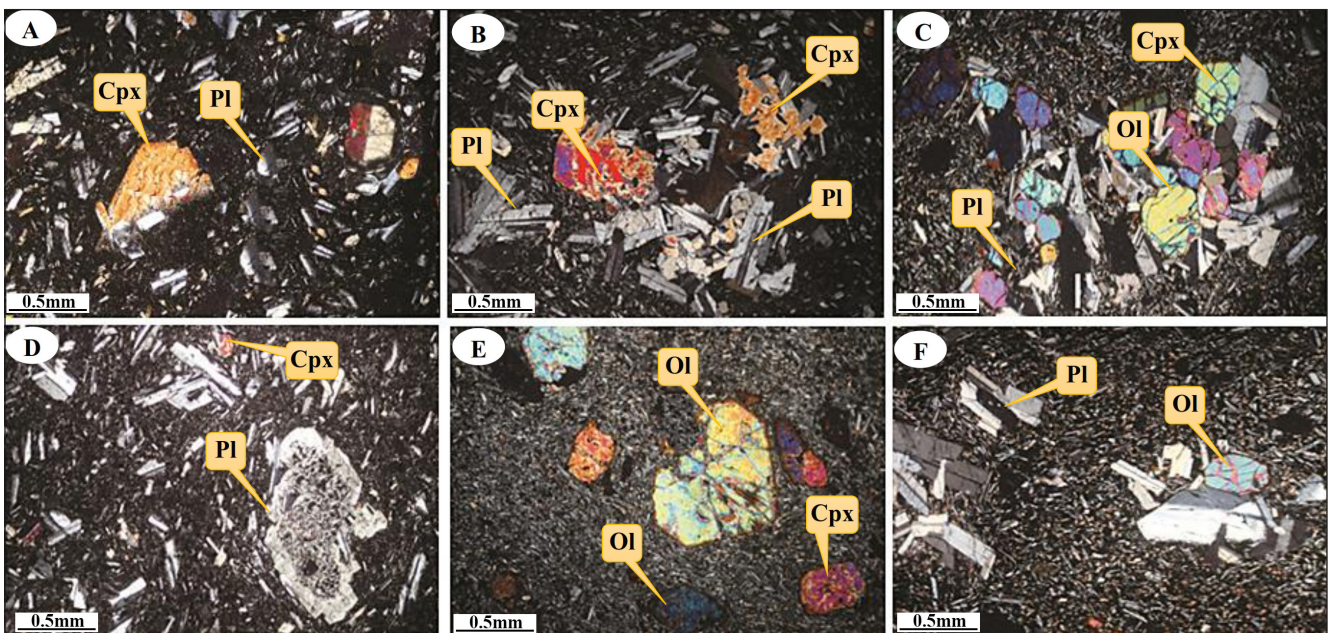
- **پلاژیو کلاز:** به عنوان فراوان‌ترین فاز بلورین (حدود ۷۵-۸۰ درصد حجمی)، هم به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد ۰/۳ تا ۲/۵ میلی‌متر و هم به صورت میکرولیت‌های سوزنی و کشیده در زمینه سنگ حضور دارد. فنوکریست‌ها ماکل‌های پلی‌سنتیک (آلیت) و کارلسباد را به خوبی نشان می‌دهند. بر اساس ترکیب شیمیایی، پلاژیو کلازها در محدوده لابرادوریت تا بیتونیت (An₅₂-An₇₅) قرار می‌گیرند (شکل ۳). فراوانی میکرولیت‌های پلاژیو کلاز در زمینه، نشان‌دهنده این است که ماگما در هنگام فوران، در فاز لیکیدوس پلاژیو کلاز قرار داشته و این فاز به

سنگ‌های آتشفشانی بازیک مورد مطالعه، که جوان‌ترین فعالیت‌های ماگمایی منطقه را تشکیل می‌دهند، در مطالعات صحرایی به صورت روانه‌های گدازه صفحه‌ای با ستبرای متغیر و گسترش جانبی قابل توجه شناسایی شدند. این واحدهای آتشفشانی، بر اساس نقشه زمین‌شناسی نگیسان، به سن کواترنر نسبت داده شده‌اند (Eftekharnjad, 1987) و به عنوان بخشی از واپسین مراحل ماگماتیسم در صفحه ایران تفسیر می‌شوند. شواهد ساختاری و زمین‌ساختی نشان می‌دهد که تکوین این روانه‌های بازالتی بیشتر با فعالیت سامانه‌های گسلی ژرف و فعال منطقه‌ای در ارتباط بوده و صعود ماگما در امتداد این ساختارها تسهیل شده است (Allen et al., 2013). در نمونه‌های دستی، این سنگ‌ها دارای رنگ تیره تا سیاه، ساخت متراکم و وزن مخصوص بالا هستند. در برخی نمونه‌ها، به ویژه در بخش‌های بالایی روانه‌ها، بافت حفره‌ای ناشی از خروج گازهای ماگمایی به خوبی توسعه یافته است. سطح هوازده سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای روشن درآمده است. بررسی ماکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری مشخصی است که در آن بلورهای درشت (فنوکریست‌ها) در زمینه‌ای بسیار ریزدانه (آفایتی) قرار گرفته‌اند. فنوکریست‌های اصلی قابل تشخیص شامل پلاژیو کلازهای سفیدرنگ با شکل کشیده و الیون‌های سبزرنگ هستند که اغلب

فئوکریست الیوین است که وجه تمایز اصلی آن به‌شمار می‌رود. الیوین به صورت فئوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد ۰/۵ تا ۴ میلی‌متر (حدود ۱۵-۲۰ درصد حجمی) حضور دارد. این کانی با برجستگی بالا، شکستگی‌های نامنظم و رنگ‌های تداخل درخشان و بالا به راحتی قابل شناسایی است (شکل‌های E-۲ و F). ویژگی آشکار بیشتر بلورهای الیوین، حضور حاشیه‌های خوردگی خلیجی (Embayment) و همچنین توسعه دگرسانی ایدینگزیتی در امتداد حاشیه بلور و در طول سطوح شکستگی است. فرایند ایدینگزیتی شدن، که به تشکیل تجمعی ریزدانه از کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن (هماتیت) و سیلیس می‌انجامد، محصول یک واکنش دگرسانی دوتربایی (Deuteric Alteration) در دما و فوگاسیته اکسیژن بالا طی مراحل پایانی سرد شدن گدازه است و نشان‌دهنده شرایط اکسیدان در ماگما می‌باشد (Deer et al., 1992). ویژگی‌های نوری (اپتیکی) دو کانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن مشابه نمونه‌های بازالتی است، با این تفاوت که ترکیب پلاژیوکلازها در الیوین-بازالت‌ها بیشتر در محدوده کلسیک‌تر (بیتونیت) قرار می‌گیرد که با ماهیت ماگمای اولیه سازگارتر است. در این سنگ‌ها، بافت گلوپورفیری که از تجمع بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده، بسیار متداول است و شهادی بر هم‌تلوری (Co-crystallization) این فازها در اتاقک ماگمایی است (شکل C-۲).

سرعت پس از استقرار گدازه در سطح زمین متبلور شده است (Middlemost, 1986). در تعداد شایان توجهی از فئوکریست‌های پلاژیوکلاز، بافت غربالی (Sieve Texture) به صورت ادخال‌های ریز و متعدد شیشه‌ای یا بلورین، به ویژه در بخش‌های مرکزی بلور، مشاهده می‌شود (شکل D-۲). این بافت، یک شاخص کلیدی از عدم تعادل ترمودینامیکی در تاریخچه تبلور ماگما است و می‌تواند ناشی از فرایندهایی مانند افت فشار سریع حین صعود ماگما (Decompression) و یا تزریق یک ماگمای جدید و داغ‌تر به درون اتاقک ماگمایی (Magma Mixing) باشد که به انحلال بخشی بلورهای از پیش موجود انجامیده است (Reubi and Blundy, 2009; Nelson and Montana, 1992).

— **کلینوپیروکسن:** دومین فئوکریست فراوان در این سنگ‌هاست که حدود ۷-۸ درصد حجمی را تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، رنگ تداخل بالا (تا زرد و نارنجی مرتبه دوم) و زاویه خاموشی مایل (حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه) دیده می‌شود که ویژگی کانی اوژیت است (شکل A-۲). کلینوپیروکسن‌ها هم به صورت بلورهای منفرد و هم به صورت بافت خوشه‌ای در کنار یکدیگر یا همراه با پلاژیوکلاز یافت می‌شوند (شکل B-۲). این گروه سنگی افزون بر پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، حاوی مقادیر شایان توجهی



شکل ۲- تصاویر فوتومیکروگراف از مقاطع نازک سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL). A) فئوکریست نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن (Cpx) با رنگ تداخل بالا در کنار میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (Pl) در زمینه یک بازالت. B) تجمع گلوپورفیری از بلورهای کلینوپیروکسن که نشان‌دهنده رشد خوشه‌ای است. C) بافت گلوپورفیری مشخص در یک الیوین-بازالت، متشکل از تجمع بلورهای الیوین (Ol)، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز. D) فئوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی توسعه یافته در بخش مرکزی که شهادی بر عدم تعادل ترمودینامیکی است. E) فئوکریست‌های الیوین با رنگ‌های تداخل درخشان که حاشیه‌های آن‌ها به دلیل دگرسانی ایدینگزیتی به رنگ نارنجی-قرمز درآمده است. F) فئوکریست‌های شکل‌دار پلاژیوکلاز (با ماکل پلی‌سنتیک) و الیوین نیمه‌شکل‌دار در یک الیوین-بازالت. (مقیاس در تمام تصاویر ۰/۵ میلی‌متر است).

Figure 2. Photomicrographs of thin sections from the studied basaltic rocks (Cross-polarized light, XPL). A) A subhedral clinopyroxene (Cpx) phenocryst with high interference colors alongside plagioclase (Pl) microlites in the groundmass of a basalt. B) A glomeroporphyritic aggregate of clinopyroxene crystals, indicating clustered growth. C) A distinct glomeroporphyritic texture in an olivine-basalt, composed of an aggregate of olivine (Ol), clinopyroxene, and plagioclase crystals. D) A plagioclase phenocryst with a well-developed sieve texture in its core, providing evidence of thermodynamic disequilibrium. E) Olivine phenocrysts with bright interference colors, showing reddish-orange rims due to iddingsite alteration. F) Euhedral plagioclase (with polysynthetic twinning) and subhedral olivine phenocrysts in an olivine-basalt. (The scale bar in all images is 0.5 mm).

۳-۲- شیمی کانی‌ها

به منظور تعیین دقیق ترکیب شیمیایی فازهای کانی‌شناسی اصلی و درک بهتر شرایط پتروژنز، آنالیزهای نقطه‌ای به روش الکترون مایکروپروب (XPM) بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و آمفیبول در مقاطع نازک انجام شد. در ادامه، نتایج مربوط به کانی پلاژیوکلاز ارائه و تفسیر می‌گردد.

۳-۲-۱- شیمی کانی پلاژیوکلاز

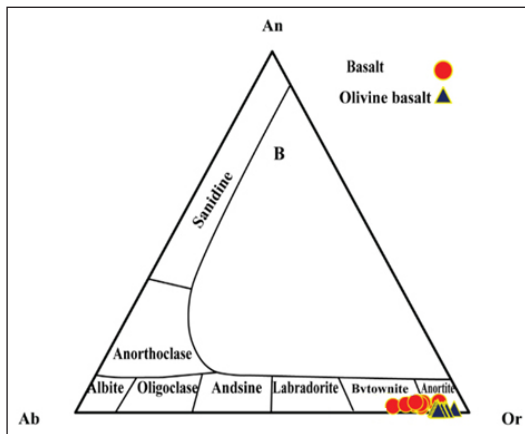
پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین کانی سیلیکاته در هر دو گروه سنگی بازالت و الیوین-بازالت، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکروولیت در زمینه حضور دارد. برای تعیین محدوده ترکیبی و تغییرات احتمالی آن، در مجموع ۲۲ آنالیز نقطه‌ای بر روی مراکز و حواشی بلورهای مختلف انجام گرفت. نتایج آنالیزهای برگزیده در جدول ۱ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها بر اساس اعضای انتهایی آنورتیت (An)، آلیت (Ab) و اورتوکلاز (Or) محاسبه و در نمودار طبقه‌بندی فلدسپات‌ها (Deer et al., 1992) ترسیم شد (شکل ۳). همان‌گونه که در نمودار مشخص است، تمامی آنالیزها دارای ترکیب اورتوکلاز (Or) بسیار پائینی هستند که ماهیت پلاژیوکلازی آن‌ها را تایید می‌کند. پلاژیوکلازهای

سنگ‌های بازالتی در محدوده ترکیبی از لابرادوریت تا بیتونیت قرار می‌گیرند. ترکیب این پلاژیوکلازها در محدوده An66 تا An78 متغیر است. این گستردگی ترکیبی می‌تواند نشان‌دهنده یک فرایند تبلور بخشی در اتاقک ماگمایی و یا وجود منطقه‌بندی ترکیبی در بلورها باشد. پلاژیوکلازهای سنگ‌های الیوین-بازالتی به طور مشخص در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرند و ترکیبی غنی‌تر از کلسیم نسبت به بازالت‌ها دارند. ترکیب این پلاژیوکلازها در محدوده An78 تا An100 قرار دارد. این ترکیب کلسیک‌تر، با ماهیت ماگمای اولیه و کمتر تحول‌یافته الیوین-بازالت‌ها سازگاری کامل دارد. حضور پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم (بیتونیت) در الیوین-بازالت‌ها، که در آن‌ها فنوکریست‌های الیوین نیز حضور دارند، می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که این سنگ‌ها از یک ماگمای والد اولیه و داغ‌تر تبلور شده‌اند. در مقابل، حضور پلاژیوکلازهای سدیک‌تر (لابرادوریت) در بازالت‌ها، که فاقد الیوین هستند، بیانگر این است که ماگمای سازنده آن‌ها درجه‌ای از تحول را از طریق فرایندهایی مانند تبلور بخشی تجربه کرده است. در طی این فرایند، با جدا شدن کانی‌های غنی از منیزیم (مانند الیوین) و کلسیم (پلاژیوکلازهای کلسیک)، مذاب باقی‌مانده به تدریج از این عناصر تهی شده و در مراحل بعدی، پلاژیوکلازهای غنی‌تر از سدیم را متبلور می‌سازد.

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلازها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

Table 1. Results of microprobe analysis of Plagioclase minerals in study area rocks.

Sample NO.	M-2-5	M-2-6	M-2-8	M-2-9	M-21-1	M-21-3	M-21-6	M-21-7	M-21-8	M-21-9	M111-1	M111-	M111-4	M103-2	M103-3	M103-4	M103-5	M103-8	M103-11	M109-4	M109-7	M109-9
Rock type	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt
SiO ₂	53.52	53.28	50.94	53.41	50.66	50.75	51.3	51.22	49.55	51.36	50.37	49.56	50.2	48.46	51.2	49.13	49.11	49.41	49.12	49.71	51.84	51.49
TiO ₂	0	0.08	0	0	0.08	0	0.07	0.12	0.13	0.09	0	0	0.07	0.11	0	0	0.08	0.07	0.09	0	0.13	0
Al ₂ O ₃	23.36	23.64	24.87	23.12	25.46	24.89	23.59	24.45	24.91	24.45	24.45	25.9	24.71	26.1	25.48	25.48	25.52	25.63	26.3	26.43	25.84	24.76
Fe ₂ O ₃	0.9	0.9	0.79	0.9	0.88	1.08	1.08	1.23	1.19	1.17	0.71	0.62	0.66	1.37	1.09	0.97	1.37	0.63	0.83	0.82	1.01	0.7
MnO	0	0	0	0.21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	18.63	19.4	18.59	18.63	18.82	19.33	19.39	19.02	19.45	18.25	21.17	21.54	21.29	23.81	22.32	24.06	23.89	23.23	22.99	23.79	22.31	21.79
Na ₂ O	3.05	2.53	4.37	3.29	2.97	3.22	3.87	2.34	3.2	3.19	2.84	2.85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0.21	0.28	0.24	0.28	0.35	0.31	0.31	0.36	0.31	0.36	0.11	0.09	0.14	0.15	0	0	0.11	0.23	0.11	0.16	0.06	0.1
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0.82	0.9	0.92	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.67	100.03	99.63	99.63	99.14	99.58	99.54	98.62	98.61	98.68	99.65	99.67	99.61	99.61	99.64	99.58	99.64	99.64	99.64	99.76	99.71	99.35
Si	2.15	2.13	2.04	2.14	2.04	2.04	2.06	2.06	1.99	2.06	2.01	1.97	2	1.95	1.97	1.97	2.01	2.01	2.01	2.01	2.04	2.02
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.004	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0.002	0
Al	1.25	1.26	1.34	1.2	1.37	1.33	1.26	1.31	1.33	1.31	1.32	1.39	1.32	1.39	1.36	1.33	1.37	1.38	1.83	1.41	1.35	1.32
Fe(III)	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.1	0.1	0.09	0.06	0.05	0.06	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.1	0.09	0.06	0.06
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.5	1.55	1.49	1.49	1.52	1.55	1.56	1.53	1.56	1.47	1.71	1.73	1.81	1.8	1.93	1.9	1.9	1.9	1.85	1.83	1.85	1.82
Na	0.49	0.4	0.7	0.53	0.48	0.51	0.61	0.37	0.51	0.51	0.45	0.45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0.03	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
P	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	5.49	5.46	5.66	5.53	5.54	5.58	5.64	5.46	5.77	5.52	5.55	5.57	5.25	5.37	5.29	5.35	5.39	5.52	5.52	5.53	5.26	5.35
Or	1.67	2.21	1.43	2.17	2.35	2.23	2.23	2.95	2.34	2.84	0.83	0.81	0.83	1.24	0	0	0	0	0	0	0	0
Ab	24.55	20.22	31.43	25.13	23.37	27.89	27.89	19.27	21.48	25.17	20.98	21.22	20.84	20.76	0	0	0	0	0	0	0	0
An	74.08	77.54	66.85	72.29	73.92	69.87	69.87	77.89	74.83	71.99	78.21	77.98	98.78	98.76	100	99.09	97.99	99.14	99.04	98.64	98.65	99.13



شکل ۳- نمودار طبقه‌بندی سه جزئی An-Ab-Or (آنورتیت-آلبیت-اورتوکلاز) برای فلدسپات‌ها (Deer et al., 1992). آنالیزهای نقطه‌ای پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی (دایره‌ها) در محدوده لابرادوریت تا بیوتونیت و پلاژیوکلازهای سنگ‌های الیون-بازالتی (مثلث‌ها) در محدوده بیوتونیت قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده ماهیت کلسیک تر پلاژیوکلازها در الیون-بازالت‌ها است.

Figure 3. An-Ab-Or (Anorthite-Albite-Orthoclase) ternary classification diagram for feldspars (after Deer et al., 1992). Point analyses of plagioclases from the basalt samples (red circles) plot in the labradorite to bytownite fields, while those from the olivine basalt samples (blue triangles) fall within the bytownite field, indicating a more calcic nature of plagioclase in the olivine basalts.

(Morimoto et al., 1988) بر اساس طبقه‌بندی موریموتو و همکاران (Ferroilite استفاده شد. همان‌گونه که در شکل ۴-A مشاهده می‌شود، تمامی آنالیزهای مربوط به هر دو گروه سنگی بازالت و الیون-بازالت، در محدوده ترکیبی دیوپسید تا اوژیت قرار می‌گیرند که با ماهیت بازیگ و آلکالن سنگ‌های میزبان سازگاری دارد. افزون بر این، در نمودار Q-J (Q = Ca+Mg+Fe²⁺, J = 2Na) که برای تفکیک پیروکسن‌های کلسیک از انواع سدیک طراحی شده است (Morimoto and Kitamura, 1983)، تمامی نمونه‌ها در محدوده Quad (Quadrilateral) جای می‌گیرند (شکل ۴-B). این امر تایید می‌کند که کلینوپروکسن‌های منطقه از نوع کلسیک (Ca-Mg-Fe) بوده و دارای مقادیر ناچیزی از مولفه سدیک (مانند اژیرین) هستند.

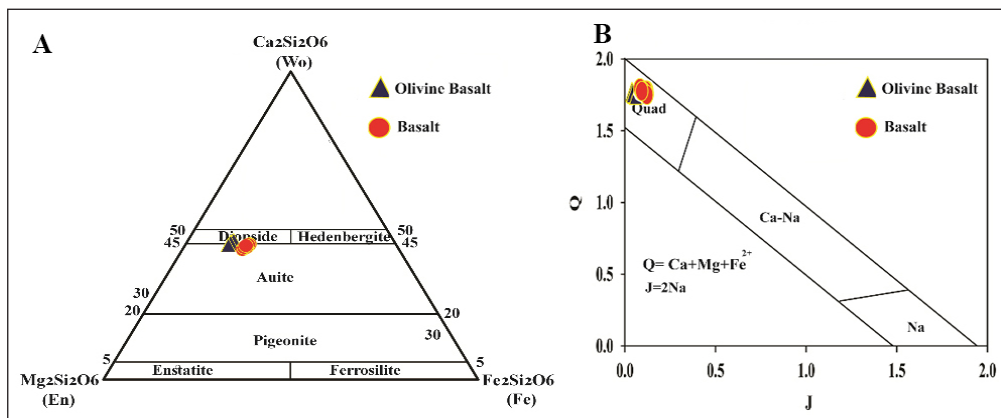
۳-۲-۲- شیمی کلینوپروکسن

کلینوپروکسن به عنوان فاز فرومینزین اصلی در سنگ‌های بازالتی و الیون-بازالتی منطقه حضور دارد و شیمی آن به عنوان یک ابزار قدرتمند برای بازسازی شرایط پتروژنز، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگمای والد عمل می‌کند. ترکیب شیمیایی بلورهای کلینوپروکسن با استفاده از آنالیز نقطه‌ای الکترون میکروپروپ (XPMA) تعیین گردید که نتایج برگزیده آن در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس محاسبات فرمول ساختاری بر مبنای ۶ اکسیژن، کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه غنی از کلسیم و دارای مقادیر پایینی از تیتانیم و آلومینیم هستند. به منظور طبقه‌بندی دقیق این پیروکسن‌ها، از نمودار سه جزئی Wo-En-Fs (Wollastonite-Enstatite-)

جدول ۲- نتایج آنالیز میکروپروپ کلینوپروکسن در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

Table 2. Results of microprobe analysis of clinopyroxene in study area rocks.

Sample Number	M-2-1	M-2-3	M-2-4	M-2-7	M-21-2	M-21-5	M-21-6	M-21-10	M-103-11	M-103-12	M-111-5	M-111-7	M-111-8	M-109-10	M-109-11
Rock type	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt
SiO ₂	49.3	49.55	50	48.37	49.34	48.73	48.81	48.49	48.35	48.26	48.61	48.73	49.11	48.46	49.03
TiO ₂	0.56	0.47	0.58	0.92	0.51	0.77	0.69	0.85	0.84	0.88	0.66	0.57	0.55	0.72	0.51
Al ₂ O ₃	3.59	3.44	3.59	3.88	3.49	3.79	3.61	3.82	4.29	4.36	3.86	4.11	4.03	4.19	3.89
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.05	0.12	0.03
Fe ₂ O ₃	8.82	8.69	8.43	9.43	9.69	9.14	9.43	9.14	7.44	7.59	7.36	7.22	7.14	7.4	7.19
MnO	0.49	0.44	0.48	0.29	0.43	0.3	0.43	0.27	0.26	0.29	0.3	0.29	0.27	0.27	0.29
MgO	14.64	14.83	15.31	14.58	14.56	14.39	14.79	14.77	15.25	14.91	15.59	15.63	15.83	15.43	15.78
CaO	21.54	21.68	21.24	22.22	21.84	22.07	21.81	22.37	22.52	22.63	22.43	22.26	22.06	22.49	22.11
Na ₂ O	0.5	0.48	0.49	0.37	0.47	0.41	0.5	0.31	0.29	0.27	0.29	0.35	0.3	0.34	0.32
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.44	99.58	99.84	99.82	99.29	99.6	99.73	99.84	99.47	99.24	99.31	99.34	99.62	99.29	99.42
Si	1.83	1.84	1.85	1.8	1.84	1.81	1.81	1.8	1.79	1.8	1.79	1.81	1.81	1.79	1.81
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Al	0.15	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	0.15	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe	0.27	0.27	0.26	0.29	0.27	0.28	0.28	0.29	0.23	0.24	0.23	0.22	0.22	0.22	0.23
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.81	0.82	0.83	0.79	0.81	0.8	0.82	0.8	0.84	0.83	0.86	0.86	0.87	0.85	0.87
Ca	0.86	0.86	0.84	0.88	0.87	0.88	0.87	0.89	0.89	0.9	0.89	0.88	0.87	0.89	0.87
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Fe(ii)	0.19	0.18	0.18	0.2	0.19	0.19	0.2	0.18	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Fe(iii)	0.11	0.1	0.11	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	0.19	0.23	0.21	0.2	0.2	0.22	0.21
Wo	43.09	43.18	42.55	44.17	43.75	44.06	43.12	44.44	44.88	45.33	44.2	44.06	43.65	44.61	43.61
En	40.76	41.1	41.9	39.67	40.48	39.98	40.67	39.97	42.29	41.56	42.75	43.05	43.59	42.59	43.8
Fs	14.34	13.9	13.78	14.83	14.34	14.48	14.43	14.52	11.79	12.13	11.62	11.63	11.47	12.68	11.59
Al(IV)	0.167	0.162	0.159	0.209	0.178	0.188	0.196	0.206	0.208	0.208	0.199	0.198	0.187	0.209	0.186
Al(VI)	0.010	0.012	0.003	0.040	0.026	0.022	0.039	0.039	0.021	0.017	0.030	0.018	0.011	0.026	0.016

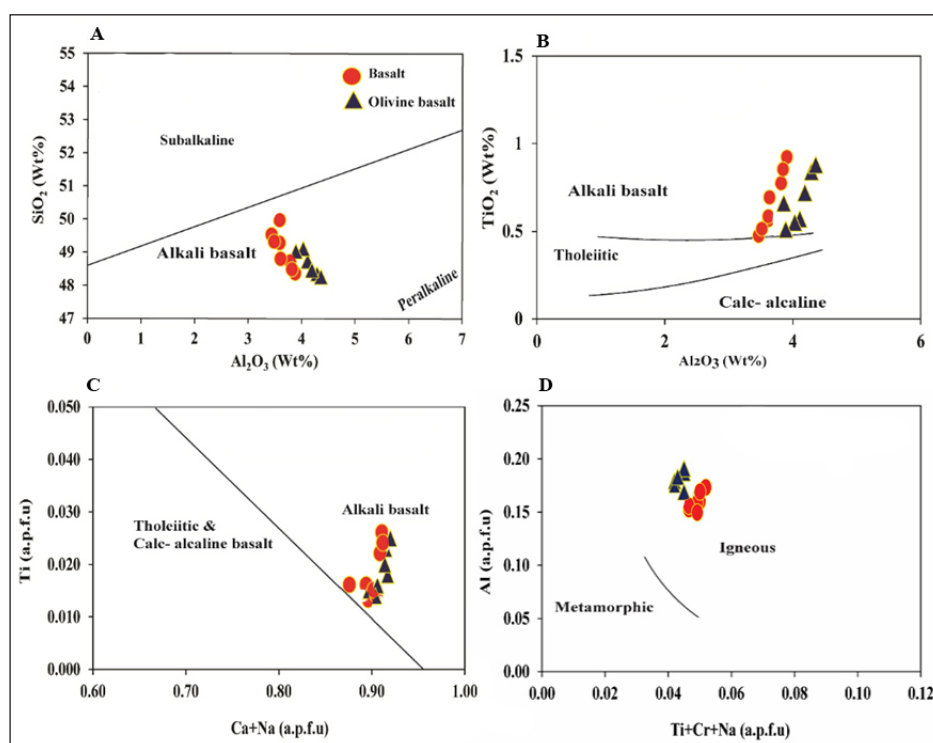


شکل ۴- نمودارهای طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه. (A) نمودار Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) که نشان می‌دهد ترکیب پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید-اویژیت قرار دارد. (B) نمودار Q-J (Morimoto and Kitamura, 1983) که ماهیت کلسیک (Quad) کلیسیک (Quad) پیروکسن‌ها را تایید می‌کند.

Figure 4. Classification diagrams for the studied clinopyroxenes. A) The Wo-En-Fs diagram (Morimoto et al., 1988), showing that the pyroxene compositions fall within the Diopside-Augite field. B) The Q-J diagram (Morimoto and Kitamura, 1983), confirming the calcic (Quad) nature of the pyroxenes.

قدرتمند برای تفکیک سری‌های ماگمایی است، نیز به طور قاطع ماهیت آلکالن کلینوپیروکسن‌ها را در هر دو گروه سنگی نشان می‌دهد (شکل ۵- C). مقادیر نسبتا بالای TiO_2 در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه (عموماً $wt\% < 0.1$)، مطابق با نظر بکالوا و سری (Beccaluva and Serri, 1988)، می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای والد از یک گوشته غنی شده (Enriched Mantle Source) باشد. همچنین، در نمودار تمایزی Al در برابر $Ti+Cr+Na$ (Berger et al., 2005)، تمامی نمونه‌ها در محدوده آذرین (Igneous) قرار گرفته و ماهیت دگرگونی آن‌ها رد می‌شود (شکل ۵- D).

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به طور مستقیم تحت تاثیر ترکیب ماگمای والدی است که از آن متبلور می‌شود. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از چندین نمودار تمایزی استفاده شد. در نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962)، تمامی نمونه‌ها آشکارا در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵- A). این ماهیت آلکالن در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 نیز تایید می‌شود، جایی که نمونه‌ها در بالای خط تفکیک‌کننده بازالت‌های تولییتی و کالک آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۵- B). نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier et al., 1982) که یک ابزار



شکل ۵- نمودارهای تعیین وابستگی ماگمایی بر اساس شیمی کلینوپیروکسن. (A) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962). (B) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 . (C) نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier et al., 1982). (D) نمودار تمایزی Al در برابر $Ti+Cr+Na$ (Berger et al., 2005) که ماهیت آذرین کلینوپیروکسن‌ها را تایید می‌کند.

Figure 5. Magmatic affinity diagrams based on clinopyroxene chemistry. A) SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram (Le Bas, 1962). B) TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram. C) Ti vs. $Ca+Na$ diagram (Leterrier et al., 1982). All three diagrams indicate an alkali basalt affinity for the parent magma. D) Al vs. $Ti+Cr+Na$ discrimination diagram (Berger et al., 2005), confirming the igneous origin of the clinopyroxenes

ارائه شده است، کلتیوپروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های آذرین فشار پایین قرار می‌گیرند که گویای تبلور تحت فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار (kbar) و در شرایط غنی از آب ($H_2O \approx 10\%$) است (شکل ۶-۳). این محدوده فشار معادل ژرفای تبلور در پوسته میانی تا زیرین (تقریباً ۱۵ تا ۳۰ کیلومتر) است و نشان می‌دهد که فنوکریست‌های کلتیوپروکسن در یک اتاقک ماگمایی ژرف و آب‌دار (هیدروس) متبلور شده‌اند.

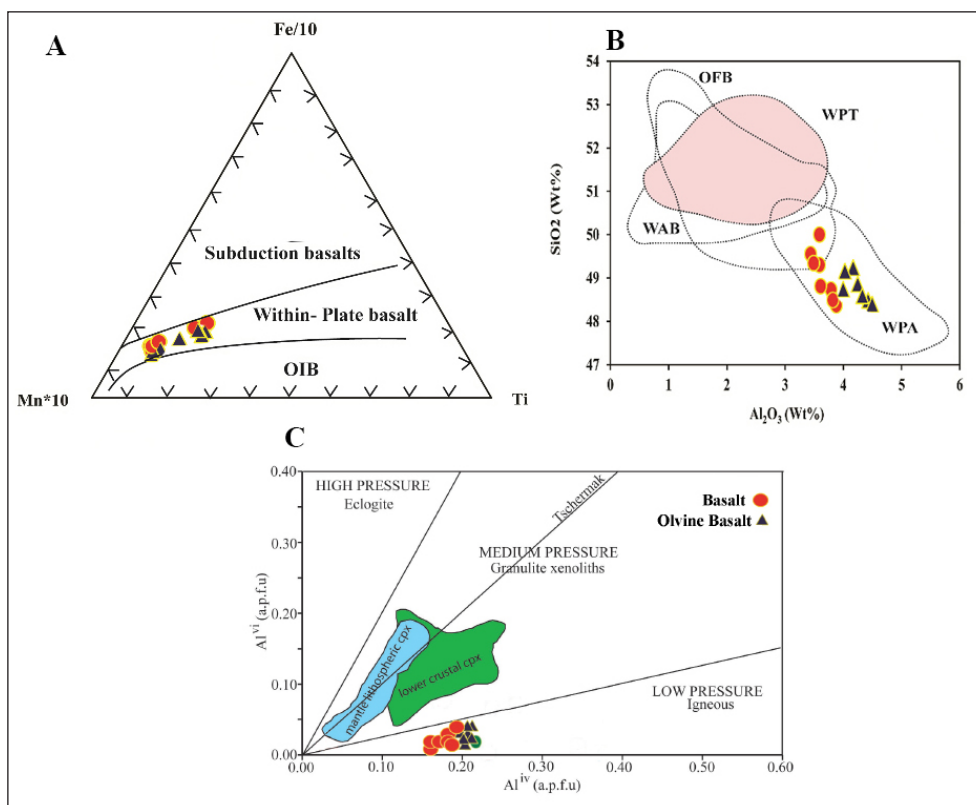
۳-۲-۴- شیمی کانی الیون

الیون به عنوان یک فاز فنوکریست شاخص، تنها در سنگ‌های الیون-بازالتی منطقه یافت می‌شود. ترکیب شیمیایی این کانی به دلیل حساسیت بالا به ترکیب و دمای ماگمای والد، اطلاعات حیاتی در مورد ماهیت اولیه مذاب و فرایندهای تحولی آن ارائه می‌دهد. نتایج آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروب بر روی بلورهای الیون در جدول ۳ آورده شده است.

۳-۲-۳- جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی

عناصر کم‌تحرك (Immobile elements) در ساختار کلتیوپروکسن می‌توانند برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما به کار روند. در نمودار سه جزئی Mn/10-Ti-Fe/10، آنالیزهای کلتیوپروکسن در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (Within-Plate Basalts) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳). این نتیجه در نمودار تمایزی SiO_2 در برابر Al_2O_3 (با فیلدهای زمین‌ساختی) نیز تایید می‌شود، جایی که نمونه‌ها عمدتاً در محدوده بازالت‌های آلکالن درون‌صفحه‌ای (WPA) و بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPB) جای می‌گیرند (شکل ۶-۳). این شواهد آشکارا نشان می‌دهند که ماگماتیسم منطقه در یک محیط زمین‌ساختی کششی و درون‌قاره‌ای رخ داده است و ارتباطی با فرایندهای فروانش ندارد.

توزیع آلومینیم بین جایگاه‌های چهاروجهی (T) و هشت‌وجهی (M1) در ساختار کلتیوپروکسن به فشار و میزان آب موجود در ماگما حساس است. بر اساس نمودار (Aoki and Kushiro, 1968) که توسط آنوکی و کوشیرو ($Al(IV)$ در برابر $Al(VI)$)



شکل ۶- نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی و شرایط تبلور کلتیوپروکسن. (A) نمودار Mn/10-Ti-Fe/10 که جایگاه بازالت‌های درون‌صفحه‌ای را نشان می‌دهد. (B) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 با محدوده‌های زمین‌ساختی که ماهیت درون‌صفحه‌ای (WPA & WPB) را تایید می‌کند. (C) نمودار $Al(IV)$ در برابر $Al(VI)$ برای برآورد فشار تشکیل کلتیوپروکسن (Aoki and Kushiro, 1968). محدوده‌های سنگ‌کره پوسته و گوشته پایینی از جانکوویکز و همکاران (Jankovics et al., 2013) گرفته شده‌اند.

Figure 6. Tectonomagmatic and crystallization condition diagrams for clinopyroxene. A) The Mn/10-Ti-Fe/10 diagram indicates a Within-Plate Basalt setting. B) The SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram with tectonic fields, confirming a within-plate affinity (WPA & WPB). C) The Al^{IV} vs. Al^{VI} diagram of Aoki and Kushiro (1968). The lower crust and mantle lithospheric Cpx domains are from Jankovics et al. (2013).

جدول ۳- نتایج آنالیز میکروپروب کانی الیون در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

Table 3. Results of microprobe analysis of Olivine minerals in study area rocks.

Sample NO.	M-103-1	M-103-6	M-103-7	M-103-9	M-103-10	M-109-3	M-109-5	M-109-6	M-109-10	M-111-3
Rock type	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt	OI- Basalt
SiO ₂	41.05	39.16	38.39	39.12	38.68	38.31	39.99	39.66	42.48	41.71
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AbOs	0	0	0	0	0	0	0.78	0	0	0
Fe ₂ O ₃	21.09	23.14	21.83	24.98	23.42	21.67	23.08	21.47	18.91	19.78
MnO	0.34	0.35	0.35	0.42	0.33	0.34	0.36	0.36	0.44	0.35
MgO	35.31	36.26	34.77	34.49	36.46	37.39	32.21	37.23	36.68	36.79
CaO	0.95	0.66	3.55	0.55	0.54	2.29	3.23	0.85	1.12	0.89
NaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	98.74	99.57	98.89	99.56	99.43	100	98.87	99.57	99.63	99.52
Si	1.027	0.982	0.976	0.985	0.973	0.96	1.005	0.99	1.045	1.031
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0	0	0.023	0	0	0
Fe	0.397	0.437	0.418	0.473	0.443	0.409	0.436	0.403	0.350	0.368
Mn	0.007	0.007	0.008	0.009	0.007	0.007	0.008	0.008	0.009	0.007
Mg	1.317	1.356	1.318	1.295	1.367	1.397	1.207	1.385	1.346	1.356
Ca	0.025	0.018	0.097	0.015	0.015	0.062	0.087	0.023	0.030	0.024
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	2.774	2.8	2.815	2.778	2.805	2.835	2.765	2.809	2.78	2.785
Te	0.41	0.41	0.41	0.5	0.38	0.39	0.44	0.42	0.53	0.42
Fo	75.4	74.59	71.63	72.26	74.63	74.53	69.44	76.16	71.58	71.27
Fa	22.73	24.03	22.7	26.42	24.2	21.8	25.12	22.17	20.19	20.97

(P) و فوگاسیته اکسیژن (Fo)، از ترکیب شیمیایی کانی‌های شاخص (کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز) به عنوان ابزارهای زمین‌دماسنجی و فشارسنجی استفاده شد. این پارامترها برای بازسازی ژرفای اتاقک ماگمایی و درک فرایندهای تحولی حین تبلور، حیاتی هستند.

۳-۳-۱- دماسنجی و فشارسنجی بر اساس کلینوپروکسن

با توجه به این که در سنگ‌های مورد مطالعه تنها کلینوپروکسن حضور دارد و ارتوپروکسن یافت نمی‌شود، استفاده از دماسنج‌های دوپروکسنی امکان‌پذیر نیست. از این رو، از روش‌های مبتنی بر ترکیب تک‌کانی کلینوپروکسن استفاده گردید.

مدل زمین‌دماسنجی و فشارسنجی سوئسو (Soesoo, 1997) که به طور خاص برای سیستم‌های فاقد ارتوپروکسن طراحی شده و بر اساس پارامترهای Xpt و Ypt عمل می‌کند، به عنوان روش اصلی انتخاب شد. نتایج حاصل از این روش در شکل A-8 و B نمایش داده شده است.

دمای تبلور محاسبه شده برای کلینوپروکسن‌ها در سنگ‌های بازالتی در محدوده ۱۱۶۰ تا ۱۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و برای سنگ‌های الیون-بازالتی در محدوده ۱۱۷۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد گردید (شکل A-8). دمای اندکی بالاتر در الیون-بازالت‌ها با ماهیت ماگمایی اولیه‌تر و کمتر تحول یافته آن‌ها، که از داده‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی الیون نیز استنباط شد، سازگاری کامل دارد. این دماها گویای شرایط نزدیک به لیکیدوس ماگما هستند.

فشار تبلور برای هر دو گروه سنگی در محدوده ۲ تا ۵ کیلوبار (kbar) به دست آمد (شکل B-8). با در نظر گرفتن چگالی متوسط پوسته (حدود ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب)، این فشار معادل ژرفای تقریباً ۷ تا ۱۸ کیلومتر است. این نتایج نشان می‌دهند که اتاقک ماگمایی اصلی که فنوکریست‌های کلینوپروکسن در آن متبلور شده‌اند، در پوسته میانی تا بالایی قرار داشته است.

به عنوان یک روش تکمیلی، از دماسنج مبتنی بر محتوای Al₂O₃ در کلینوپروکسن

فرمول ساختاری الیون‌ها بر پایه ۴ اتم اکسیژن محاسبه گردید. بر اساس این محاسبات، ترکیب الیون‌ها دارای مقادیر مول درصد فورستریت (Fo = 100 * Mg / (Mg + Fe + Mn)) در محدوده ۶۹/۴۴ تا ۷۷/۵۸ درصد و فایالیت (Fa) بین ۲۰/۱۹ تا ۲۴/۲۰ درصد است. مولفه تفریوتیت (Te) در تمام نمونه‌ها بسیار ناچیز و در حدود ۰/۵۰ تا ۰/۵۳ درصد می‌باشد که برای الیون‌های ماگمایی با منشأ گوشته‌ای معمول است. برای طبقه‌بندی دقیق این الیون‌ها، داده‌ها بر روی نمودار سه جزئی Fo-Fa-Te (فورستریت-فایالیت-تفریوتیت) رسم شدند (Deer et al., 1992). همان‌گونه که در شکل ۷ آشکارا نشان داده شده است، تمامی آنالیزهای الیون در محدوده کریزولیت (Chrysolite) قرار می‌گیرند.

الیون‌هایی که در تعادل مستقیم با یک مذاب اولیه حاصل از ذوب گوشته پریدوتیتی هستند، معمولاً دارای مقادیر فورستریت بسیار بالایی (Fo > 88-90%) می‌باشند. مقادیر Fo مشاهده شده در الیون‌های این منطقه (بیشینه ۷۷/۵۸%) به طور شایان توجهی پایین‌تر از مقادیر تعادلی با گوشته است. احتمالاً نشان می‌دهد که ماگمای والدی که این فنوکریست‌های الیون از آن متبلور شده‌اند، یک مذاب اولیه و اصلاح‌نشده نبوده است. در عوض، این ماگما پیش از تبلور فنوکریست‌های الیون، درجه‌ای از تفریق و تبلور بخشی (Fractional Crystallization) را در یک اتاقک ماگمایی ژرف‌تر تجربه کرده است. در طی این فرایند، تبلور و جدایش فازهای فرومنیزین اولیه (مانند الیون‌های غنی‌تر از منیزیم) سبب شده است که مذاب باقی‌مانده به تدریج از منیزیم تهی و به نسبت از آهن غنی‌تر شود. بنابراین، الیون‌های کریزولیتی مشاهده شده، محصول تبلور از یک ماگمای بازالتی نسبتاً تحول یافته هستند و نه یک مذاب اولیه. این نتیجه با ماهیت آلکالین و درون‌صفحه‌ای ماگما که از شیمی کلینوپروکسن استنباط شد، سازگاری کامل دارد.

۳-۳-۲- دما- فشار سنجی

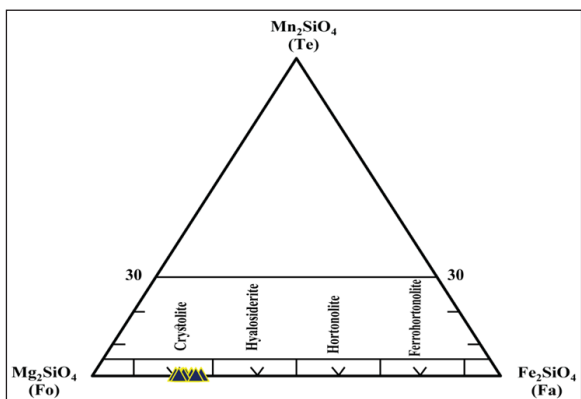
به منظور تعیین کمی شرایط فیزیکی حاکم بر سیستم ماگمایی، از جمله دما (T)، فشار

عناصر در ماگما است. برای تخمین کیفی این پارامتر، از نمودار $(Al^{IV}+Na)$ در برابر $(Al^{VI}+2Ti+Cr)$ که تابعی از میزان آهن سه‌ظرفیتی (Fe^{3+}) در کلینوپیروکسن است (Schweitzer et al., 1979)، استفاده شد. همان‌گونه که در شکل ۸-۸ مشاهده می‌شود، تمامی آنالیزهای کلینوپیروکسن در بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند. این امر نشان‌دهنده حضور شایان توجه آهن به صورت Fe^{3+} در ساختار پیروکسن و در نتیجه، تبلور ماگما در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا است. شرایط اکسیدان با ماهیت آلکالن ماگما و مشاهدات سنگ‌نگاری (مانند دگرسانی ایدینگریتی البوین) کاملاً همخوانی دارد.

(France et al., 2010) نیز استفاده شد که دمای پایین‌تری را برای بازالت‌ها (۱۱۰۳-۱۰۶۲ درجه سانتی‌گراد) و البوین-بازالت‌ها (۱۱۴۸-۱۱۰۱ درجه سانتی‌گراد) نشان داد. از آنجا که این دماسنج برای فشارهای پایین کالیبره شده است، این دماهای پایین‌تر احتمالاً منعکس‌کننده تعادل مجدد (re-equilibration) بلورها در مراحل نهایی صعود ماگما و در فشارهای کمتر است.

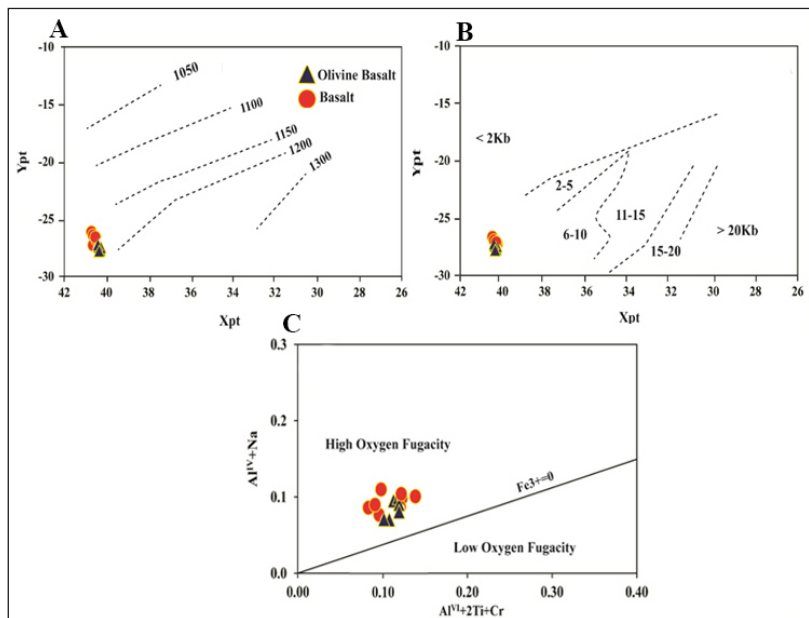
۳-۲-۳-۳ برآورد فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن (fO_2) یکی از پارامترهای کلیدی در کنترل توالی تبلور و رفتار



شکل ۷- نمودار طبقه‌بندی سه جزئی Fo-Fa-Te (فورستریت-فایلیت-تفروئیت) برای البوین‌ها (Deer et al., 1992). تمامی آنالیزهای نقطه‌ای البوین‌های سنگ‌های البوین-بازالتی (مثلث‌های زرد) در محدوده کریزولیت قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده ماهیت غنی از منیزیم اما تکامل یافته آن‌ها نسبت به مذاب‌های اولیه گوشته‌ای است.

Figure 7. Fo-Fa-Te (Forsterite-Fayalite-Tephroite) ternary classification diagram for olivines (after Deer et al., 1992). All point analyses of olivines from the olivine basalt samples (yellow triangles) plot within the Crystallite field, indicating their magnesium-rich but evolved nature relative to primary mantle melts.



شکل ۸- نمودارهای زمین‌دماسنجی و فشارسنجی بر اساس شیمی کانی. A و B) دماسنجی و فشارسنجی مبتنی بر تک‌کانی کلینوپیروکسن به روش سوئسو (Soesoo, 1997) که دمای تبلور ۱۱۶۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲-۵ کیلوپار را نشان می‌دهد. C) نمودار برآورد فوگاسیته اکسیژن (Schweitzer et al., 1979) که نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا حین تبلور کلینوپیروکسن است.

Figure 8. Geothermometry and geobarometry diagrams based on mineral chemistry. A and B) Single-clinopyroxene thermometry and barometry using the method of Soesoo (1997), indicating crystallization temperatures of 1160-1200 °C and pressures of 2-5 kbar. C) Oxygen fugacity estimation diagram (Schweitzer et al., 1979), suggesting high oxygen fugacity conditions during clinopyroxene crystallization.

۴- نتیجه‌گیری

پلاژیو کلازهای آن‌ها ترکیبی سدیک‌تر (لابرادوریت تا بیونیت) را نشان می‌دهند. حضور بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی در پلاژیو کلازها، نشان‌دهنده یک سیستم ماگمایی باز و پویا است که احتمالاً تحت تاثیر فرایندهایی مانند تزریق مجدد ماگما (Magma Replenishment) قرار داشته است. فعالیت آذرین کوتاه‌تر در منطقه مورد مطالعه، محصول ذوب‌بخشی یک گوشته غنی شده در یک رژیم زمین‌ساختی کششی و درون‌صفحه‌ای پس از برخورد است. این ماگمای آکالین پس از صعود به پوسته، در یک اتاقک ماگمایی در ژرفای ۷ تا ۱۸ کیلومتر مستقر شده و تحت شرایط دمایی بالا (حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد)، فشار ۲ تا ۵ کیلو بار و در محیطی غنی از آب و اکسیدان، متحمل فرایندهای پیچیده‌ای از جمله تبلور بخشی و تزریق مجدد و اختلاط ماگما گردیده است. الیون-بازالت‌ها و بازالت‌های مشاهده شده در سطح زمین، به ترتیب نماینده مذاب‌های کمتر و بیشتر تکامل یافته از این سیستم ماگمایی پویا هستند که تاریخچه پیچیده تحول در پوسته قاره‌ای را در خود ثبت کرده‌اند.

سپاسگزاری

از ریاست محترم دانشکده علوم پایه، معاون و مدیر کل محترم پژوهش و فناوری دانشگاه هرمزگان که امکان این پژوهش را فراهم نمودند، تشکر و قدردانی می‌نمایم.

این پژوهش با تلفیق داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها (پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و الیون) و مطالعات زمین‌دماسنجی و فشارسنجی، به بازسازی تاریخچه پتروژنتیکی سنگ‌های آتشفشانی بازیک (بازالت و الیون-بازالت) در بخش شمال‌باختری نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه پرداخته است. شواهد حاصل از شیمی کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که ماگمای والد این سنگ‌ها در یک جایگاه زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای (Within-Plate) کششی شکل گرفته است. این ماگما از یک منشا گوشته‌ای نسبتاً غنی شده (Enriched Mantle Source) مشتق شده و در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور گردیده است. سنگ‌های مورد مطالعه محصول تفریق و تحول این ماگمای والد در یک سیستم اتاقک ماگمایی واقع در پوسته میانی تا بالایی (ژرفای تقریبی ۷ تا ۱۸ کیلومتر) هستند. داده‌های به دست آمده ۲ مرحله اصلی از این تحول را نشان می‌دهند: الیون-بازالت‌ها نماینده یک ماگمای کمتر تحول یافته هستند که در دماهای بالاتر (۱۱۷۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) متبلور شده‌اند. حضور فنوکریست‌های الیون (با ترکیب کریزولیت) و پلاژیو کلازهای غنی از کلسیم (بیونیت) گویای این موضوع است. بازالت‌ها از یک مذاب تکامل یافته‌تر که متحمل فرایند تبلور بخشی شده است، تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها فاقد الیون بوده، در دماهای اندکی پایین‌تر (۱۱۶۰-۱۱۷۵ درجه سانتی‌گراد) متبلور شده‌اند و

کتابنگاری

- بهرمن، ص.، ۱۳۹۶، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی کوتاه‌تری، شمال زهک‌لوت، شرق استان کرمان، پایان نامه ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، ۱۲۶ ص.
 محمدی، س.، ۱۳۸۶، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های منطقه نگیسان، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۴ ص.
 منصور، ع.، ۱۳۹۷، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های داسیت-آندزیتی، شمال زهک‌لوت، شرق استان کرمان، پایان نامه ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، ۱۹۱ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. 'Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation', *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), pp. 401-419. doi: 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6), 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D., and Mojtahedi, M., 2010. 'Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran', *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(1-2), pp.37-50.
- Alavi, M., 1994. 'Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations', *Tectonophysics*, 229(3-4), pp. 211-238. doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., and Jones, S.J., 2013. 'Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran', *Journal of Petrology*, 54(5), pp. 887-911. doi: 10.1093/petrology/egt002.
- Aoki, K. I., and Kushiro, I., 1968. 'Some Clinopyroxenes from Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher, Eifel' *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 326-337. <https://doi.org/10.1007/bf00399694>.
- Bahraman, S., 2017. 'Geochemistry and petrogenesis of Quaternary volcanic rocks, north of Zehkalut, east of Kerman province' *M.Sc. thesis, Faculty of Basic Sciences, University of Hormozgan*, 126 p, (in Persian).
- Beccaluva, L., and Serri, G., 1988. 'Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from the northern Apennine ophiolites', *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(7), pp. 1055-1071. doi: 10.1139/e88-103.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. 'Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran', *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), pp. 210-265. doi: 10.1139/e81-019.
- Berger, J., Féménias, O., Mercier, J.C.C., and Demaiffe, D., 2005. 'A new geochemical tool to distinguish between igneous and metamorphic pyroxenes', *Lithos*, 82(1-4), pp. 21-34. doi: 10.1016/j.lithos.2004.12.001.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., and Khatib, M.M., 2013. 'Zircon U-Pb age constraints from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, on the magmatic response to Neotethyan subduction and Zagros collision', *Lithos*, 162, pp. 72-87. doi: 10.1016/j.lithos.2012.12.012.

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2nd edn. London: Longman Scientific & Technical.
- Dimitrijević, M.D., and Dimitrijević, M.N., 1973. 'Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and late Mesozoic plate tectonics', *The Journal of geology*, 81(3), pp.328-340.
- Eftekharnjad, J., 1987. Geological map of Nagisan, Scale 1:100,000. Tehran: Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Fedele, L., Rahimzadeh, B., Salari, G., Agostini, S., and Masoudi, F., 2022. 'A showcase of igneous processes in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc: The Miocene-Quaternary collisional magmatism of the Bijar-Qorveh area, northwest Iran', *Journal of Petrology*, 63(7), egac047. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac047>.
- France, L., Koepke, J., Ildelfonse, B., Cichy, S.B., and Deschamps, F., 2010. 'A new appraisal of the Al-in-clinopyroxene barometer: evidence from the Skaergaard intrusion', *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(5), pp. 755-767. doi: 10.1007/s00410-010-0503-x.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2006. 'A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)', *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), pp. 683-693. doi: 10.1016/j.jseae.2005.01.003.
- Ghorbani, M. R., Akbari, M., Graham, I. T., Benoit, M., and Sepidbar, F., 2025. 'What do arc magmatism trace-element patterns and Sr–Nd–Pb isotopic data reflect? Insights from the Urumieh–Dokhtar magmatic arc of Iran', *Solid Earth*, 16, 663–680. <https://doi.org/10.5194/se-16-663-2025>.
- Ghorbani, M., 2013. *The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources*. Dordrecht: Springer Science & Business Media.
- Hassanzadeh, J., 1993. 'Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province)', University of California, Los Angeles.
- Helz, R.T., 1973. 'Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases', *Journal of Petrology*, 14(2), pp. 249-302. doi: 10.1093/petrology/14.2.249.
- Jahangiri, A., 2007. 'Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications', *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4), pp. 433-447. doi: 10.1016/j.jseae.2006.11.003.
- Jankovics, M. É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, S. Ntaflos, T., 2013 'Origin and Ascent History of Unusually Crystal-Rich Alkaline Basaltic Magmas from the Western Pannonian Basin' *Bulletin of Volcanology*, 75, Article No. 749. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>.
- Khodami, M., Noghreyan, M., and Davoudian, A., 2009 'Pliocene-Quaternary Adakite volcanism in the Isfahan area, Central Iranian magmatic belt' *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, pp. 235-248.
- Le Bas, M.J., 1962. 'The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage', *American Journal of Science*, 260(4), pp. 267-288. doi: 10.2475/ajs.260.4.267.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. 'Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series', *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), pp. 139-154. doi: 10.1016/0012-821X(82)90122-4.
- Mansouri, A., 2018 'Geochemistry and petrogenesis of dacite-andesite domes, north of Zehalut, east of Kerman province', *M.Sc. thesis, Faculty of Basic Sciences, University of Hormozgan, 191 p, (in Persian)*.
- Middlemost, E.A.K., 1986. *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. London: Longman Group.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. 'Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran', *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), pp. 397-412. doi: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Mohammadi, S., 2007 'Petrology and geochemistry of rocks from the Negisan area', *Ph.D. dissertation, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, 264 p, (in Persian)*.
- Morimoto, N., and Kitamura, M., 1983. 'The Q-J diagram for classification of pyroxenes', *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, pp. 193-199.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottard, G., 1988. 'Nomenclature of pyroxenes', *American Mineralogist*, 73(9-10), pp. 1123-1133.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergés, J., 2012. 'Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence', *Tectonophysics*, 532, pp. 27-60. doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.027.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. 'Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression', *American mineralogist*, 77(11-12), pp.1242-1249.
- Nezafati, N., 2006. 'Au-Sn-W-Cu Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia', *Doctoral dissertation, University of Freiberg*.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008. 'Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences', *Lithos*, 106(3-4), pp. 380-398. doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.007.

- Reubi, O., and Blundy, J., 2009. 'A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites', *Nature*, 461(7268), pp.1269-1273.
- Richards, J.P., 2015. 'Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision', *Ore Geology Reviews*, 70, pp. 323-345. doi: 10.1016/j.oregeorev.2014.11.009.
- Sarjoughian, F., and Kananian, A., '2017. 'Zircon U–Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran', *Geologica Acta*, 15(1), 25–36. <https://www.redalyc.org/journal/505/50549984003/html/>.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E., 1979. 'Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts', *American Mineralogist*, 64(5-6), pp. 501-513.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour, J., 2009. 'Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, SE Iran', *Mineralium Deposita*, 44(3), pp. 265-283. doi: 10.1007/s00126-008-0216-1.
- Shahabpour, J., 2005. 'Tectonic evolution of the porphyry copper deposits in the Kerman region, SE Iran', *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(1), pp. 1-17. doi: 10.1016/j.jseaes.2004.01.003.
- Shahabpour, J., 2007. 'Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt', *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5-6), pp. 652-665. doi: 10.1016/j.jseaes.2007.02.001.
- Soesoo, A., 1997. 'A new single-clinopyroxene thermometer and its application to the Otepää intrusion, Estonia', *GFF*, 119(1), pp. 51-56. doi: 10.1080/11035899709546252.
- Stöcklin, J., 1968. 'Structural history and tectonics of Iran: a review', *AAPG bulletin*, 52(7), pp.1229-1258.
- Torabi, G., 2009. Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh–Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, west of Yazd province, Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(4), 583–613. <https://doi.org/10.3906/yer-0711-2>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. 'A Paleogene extensional arc flare-up in Iran', *Tectonics*, 30(3), TC3008. doi: 10.1029/2010TC002809.