

Original Research Paper

Using pyroxene and chromium spinel minerals to determine the petrogenesis of peridotites in the Haji Abad ophiolite complex, south of Iran

Habib Ebadi¹, and Seyed Mohsen Mortazavi Ravari^{1*}

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

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 May 21

Accepted: 2025 August 11

Available online: 2025 September 23

Keywords:

Mesozoic ophiolites

Ultramafic rocks

Abyssal

Supra-subduction

Haji Abad

ABSTRACT

The Haji Abad ophiolite complex, cropping out in south Iran and northern part of Hormozgan Province along Main Zagros Thrust. This complex consists of 2 sequences: northeastern and northwestern. The ultramafic rocks in this complex include harzburgite, lherzolite, and dunite. Mineral chemistry indicated that the average dominant pressure and temperature to forming these rocks range from 5 to 12 kbar and 1000-1383°C, respectively. To investigation the primary origin of these rocks, we used the rare earth element (REE) indicators and Dy/Gd to Yb ratio. Additionally, these conditions and the chemical composition suggest that the melts may have originated from spinel-peridotite facies in the upper mantle. Furthermore, in this study, the tectonic setting of the two ophiolitic sequences was accurately determined using pyroxene and chromium spinel geochemistry. The findings reveal that the northwestern ultramafic rocks closely correspond to abyssal ophiolites formed in a MORB-like setting, whereas the northeastern ultramafic rocks exhibit both abyssal and subduction-related features (supra-subduction zone: SSZ).

1. Introduction

Ophiolite complexes are generally remnants of oceanic fragments those tectonically, have outcropped along or over continental crust. Another interpretation of ophiolite complexes describes them as fragments of the upper mantle and oceanic crust, which record geological events from the stages of their formation to subduction and the final closure of oceanic basins throughout earth's history. (Moores, 1982; Dilek and Robinson, 2003; Dilek and Furnes, 2011, 2014; Uysal et al., 2015). However, their important role


in understanding the geodynamic processes of earth's crust and associated petrological and geodynamic events cannot be overlooked. The Iranian Mesozoic ophiolites belong to the Alpine-Himalayan Orogenic Belt, and these complexes outcrop in various regions of Iranian plateau, especially in the sedimentary-structural High Zagros zone. In fact, these ophiolite complexes are remnants of the Neotethys Ocean that exposed as ophiolitic sequences (Dilek and Robinson, 2003; Dilek and Furnes, 2011, 2014). Recent Studies


* Corresponding author: Seyed Mohsen Mortazavi Ravari; Email: Mortazavi@hormozgan.ac.ir

Citation:

Ebadi, H., and Mortazavi Ravari, S.M., 2025. Using pyroxene and chromium spinel minerals to determine the petrogenesis of peridotites in the Haji Abad ophiolite complex, south of Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(3), 137, 117-144. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.525167.2200>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2025.525167.2200

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.7.2



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

have shown that all ophiolite complexes in this orogenic belt formed during the tectonic evolution of rifting-subduction processes (such as MORB) and subduction zones (such as SSZ) of Neotethys. These ophiolites are classified into 2 main age groups: one Jurassic group (170 to 140 million years old) and next Cretaceous group (125 to 90 million years old). A younger group, ranging from Triassic to Paleocene/Eocene, is also recognized. According to Furnes et al. (2020), the ophiolites can be classified into 2 categories based on the tectonic setting: some are related to the subduction zones (around 76%), and others are unrelated to subduction zones (around 24%). Among the subduction-related ophiolites, the BA-type ophiolites are the most common, representing about 43% of them. Following that, BA (Back Arc)-FA (Fore Arc) ophiolites represent about 19%, with VA (Volcanic Arc) and FA ophiolites being subgroups (6% and 8%, respectively). Non-subduction-related ophiolites include Mid-Ocean Ridge (MOR) types, represent about 19%, while the remainder (about 7%) consists of Plume-type and continental margin ophiolites. The ophiolites in the Haji Abad region are situated along the Zagros fault zone (crush zone) of High Zagros Zone. The origin and tectonic setting of these rocks have been a matter of debate for many years. Recent researches show the beginning of rifting in Neotethyan ocean related to Paleozoic period (Dercourt et al., 1993; Agard et al., 2005; Stampfli and Borel, 2002; Sengör et al., 1988) and the inception of the Neotethyan ocean subduction below the Iranian microcontinent started in 220Ma ago (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981). In this stage the ocean has been open between African and Iranian microcontinent (MOR stage 220-190Ma) (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981; Sengör et al., 1988). Based on Ricou's hypothesis (1971 and 1974), the cessation of convection cells and the closure of the mid-ocean ridge (MOR) system around 95 million years ago triggered geodynamic changes that resulted in the formation of deep faults in the crust and lithosphere. These changes initiated the primary stages of the obduction process and the formation of associated ophiolites along the southern edge of the Africa plate (corresponding to the current southern edge of the Zagros; Alavi, 1994). The obduction process began approximately 95 million years ago (Alavi, 1994). Previous studies indicate that following the obduction process in the region, continued subduction of the Neotethys plate beneath Central Iran occurred approximately 60 million years ago during the Paleocene (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981). The Neotethys lithospheric mantle underwent a significant geodynamic process during this time. Subduction rollback of the Neotethys plate and subsequent slab break-off at 55 million years ago (Agard et al., 2005) induced deep lithospheric extensional forces. This process during the Paleocene led to the formation of a pull-apart basin resembling a local back-arc oceanic basin between the subducting Neotethys plate and the Iranian microcontinent. Recent studies

based on volcanic and ultramafic rocks of this region have shown that the Haji Abad ophiolite complex has different genesis types, including fore-arc (FA) and supra-subduction zone (SSZ) origins (Shafai Moghadam and Stern, 2015; Soltani Nezhad et al., 2018; Poosti et al., 2015; Ghasemi et al., 2002), and MOR genesis (Ebadi and Mortazavi, 2022). This discrepancy or different result may be due to the study of 2 distinct parts, such as the SSZ and MOR ophiolites found in Oman and Turkey (Nasir, 2020; Goodenough et al., 2010, 2014; Ambrose and Searle, 2019; Aldanmaz et al., 2009).

The Haji Abad ophiolites belong to the Mesozoic Alpine-Himalayan ophiolitic belt in Iran. Generally, the Mesozoic ophiolites in Iran are divided into 5 main subgroups: (1) Cretaceous Outer Zagros Belt (ZOB): These complexes are mostly situated along the Main Zagros Thrust. The age of these ophiolites is the Late Cretaceous to Early Paleocene. Examples of these ophiolitic complexes include the Maku and Salmas ophiolites in the northwest, the Kermanshah-Kurdistan, Neyriz, Esfandagheh-Haji Abad ophiolites. These ophiolitic complexes dating from the Late Cretaceous to Eocene along the more than 1000 km Iran-Iraq border. (2) Cretaceous ophiolites of the Inner Zagros Belt (ZIB): This group includes the Nain, Dehshir, Shahrbabak, Balvard-Baft ophiolites, and parts of the marginal and northern areas of the Central Iran block. (3) The Late Cretaceous to Early Paleocene ophiolites: Covering regions of Sabzevar, Torbat Heydarieh, and its northern parts. Group (4) Ophiolites from Early to Late Cretaceous: Including the Birjand, Nehbandan, and Tachel-Kooreh ophiolites located between Iran and Afghanistan blocks. (5) the Late Jurassic to Cretaceous Makran and Kahnooj Ophiolites (Shafai Moghadam and Stern, 2015). The Haji Abad ophiolite complex, which is part of the ZOB, belongs to the Kermanshah-Neyriz-Haji Abad-Esfandagheh ophiolitic belt. This complex consists of two ophiolitic sequences in the northeast and northwest of Haji Abad city (Fig. 1). Field studies in this area show that the ophiolitic sequences in these two areas are similar together, with minor differences. The lithology of these ophiolite sequences mainly includes peridotitic sections of the ultramafic sequence, consisting of harzburgite, lherzolite, and dunite. Mafic sections also outcrop in this complex in the form of pillow basalts and gabbros. Acidic rocks are less frequent, but plagiogranites can sometimes be found within the sequence. Radiolarian-bearing limestone in the upper part of the complex constitutes the major part of the sedimentary lithology.

2. Research methodology

In this study, we aim to conduct a detailed investigation of the tectonic environment and genesis of the peridotitic rocks in the Haji Abad ophiolite complex using mineral chemistry and trace elements in bulk rock samples. This research will ultimately provide a more precise determination of the origin and tectonic

nature of these rocks. Samples used in this study were carefully selected using a systematic approach from the study area. These samples were sent to the Institute of Geophysics and Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing (IGGCAS) in China for geochemical, petrographic, and mineralogical analysis as a part of a research opportunity. All analyses were carried out in the IGGCAS laboratory using the CAMACA-8100 electron microprobe and the INCA mass spectrometer. Representative results are provided in the appendix. For better understanding of the bulk rock geochemistry; rare earth elements (REEs) and trace elements were measured by using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), with the CAMACA (GSR52010) standard being used for these analyses at IGGCAS.

3. Results

3.1. Petrography of the ultramafic rocks

The dominant lithology of the peridotites in the Haji Abad ophiolite complex mainly includes harzburgite, lherzolite, and dunite. Due to their position in the Zagros crush zone, the peridotites have been intensively fractured. The petrography of these rocks reveals various generations of olivine, orthopyroxene, and clinopyroxene minerals. The main texture of the Haji Abad peridotites is predominantly granular to porphyroclastic and mesh types (Figs. 4 and 5).

3.1.1. Harzburgites

The harzburgites in the Haji Abad ophiolite complex mostly exhibit granular textures, and mesh textures due to serpentinization. The mineralogy of these rocks primarily is olivine (~60–70 volume percentage), orthopyroxene (20–35%), and less than 2% clinopyroxene (Figure 4). However, the chromian spinel content (based on probe data) in the harzburgites significantly varies (Fig. 4).

3.1.2. Dunite

Most dunite rocks in these two sections have been serpentinized and display mesh textures. These rocks primarily comprise olivine (90–93%), and minor orthopyroxene (<1%), with low amounts of chromian spinel and clinopyroxene. However, dunites in the northeastern section exhibit a higher degree of serpentinization compared to those in the northwestern section. Olivine crystals typically range from 0.1–0.5 mm in length, with granular and mosaic textures (Fig. 5).

3.1.3. Lherzolite

The lherzolites consist of olivine (~65%), orthopyroxene (15–25%), clinopyroxene (10–15%), and minor chromian spinel (1–3%) in the Haji Abad area. Most olivines have been altered to serpentine minerals such as antigorite and chrysotile. Olivine crystals are typically less than 0.5 mm in length and range from euhedral to

subhedral. Neoblastic olivines, are usually euhedral to subhedral, and commonly surrounded by clinopyroxene and orthopyroxene (Fig. 5). Orthopyroxenes are generally subhedral and exhibit exsolution with neogenic clinopyroxene, sometimes showing undulose extinction. Clinopyroxene crystals are mostly anhedral, varying in length from 0.5 to 1 mm. In addition, chromian spinel crystals (based on probe data) are observed as semi-transparent brown with a vermicular (worm-like) shape (Figure 4).

3.2. Crystal chemistry of Haji Abad ultramafic rocks

The mineralogy of the Haji Abad ultramafic sequence is simple, predominantly comprising olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and chrome spinel. Data is provided in the appendix, with Tables 2, 3, and 4 representing average chemical compositions of these minerals for comparison.

3.2.1. Olivine

Electron microprobe data indicates that olivine across the ultramafic lithologies of the Haji Abad ophiolitic sequence is Forsteritic (Fig. 6). Forsterite content ranges from Fo_{89-91} in the northeastern section to Fo_{90-92} in the northwestern section. This parameter remains relatively consistent across harzburgite, lherzolite, and dunite. NiO_2 content varies, decreasing from lherzolite to harzburgite and slightly increasing in dunite, with higher values in the northeast. Cr_2O_3 content shows significant variations that decreases from lherzolite to harzburgite and dunite in the northeast but increases in the northwest (Table 2, Appendix 1).

3.2.2. Chrome Spinel

Chrome spinel is a key tracer mineral in petrological processes and magma source and petrogenesis. Opaque minerals in the ultramafics are mainly Cr-rich chrome spinels. Most chrome spinels resemble of typical ophiolitic sequences, and different from stratiform chromitites or Alaskan-type deposits. The Mg# of chrome spinels decrease markedly from lherzolite to harzburgite and dunite, with lower values in the northeast section. Al_2O_3 content decreases from lherzolite to harzburgite and dunite in the northeast section, but increases in the northwest section (Fig. 6).

3.2.3. Pyroxenes

Pyroxenes, as the second most dominant mineral group in the ultramafic rocks, are present as orthopyroxene and clinopyroxene in both harzburgite and lherzolite lithologies. Their chemical compositions are as below:

- **Orthopyroxene:** Orthopyroxene, the dominant pyroxene in harzburgite and lherzolite, is enstatitic type. In the northeast section, compositions range from $En_{87.7-88.8}$, while in the northwest section,

they vary between $En_{88.2-88.5}$. Overall, chemical analyses reveal similar oxide variations in both sections, with slightly differences. However, average of Al_2O_3 content in orthopyroxenes is lower in the northeast compared to the northwest section (Fig. 7).

- **Clinopyroxene:** Clinopyroxene as one of the important keys for interpreting magma source characteristics, shows ranges from diopside to magnesian-augite in this region. The chemical composition of this mineral is very different in this region as well as, average of CaO and Al_2O_3 contents in harzburgite and lherzolite are lower in the northeast section, while MgO content is higher in northeastern ultramafics (Fig. 7).

4. Discussions

4.1. Pyroxene thermobarometry

The chemical composition of pyroxenes, particularly clinopyroxene, is an important tool for determining formation temperature in igneous rocks, especially when two types of pyroxenes—calcium-poor orthopyroxene and calcium-rich clinopyroxene—coexist. Since dunite rocks have little to no pyroxene phase, only harzburgite and lherzolite were used in this study for temperature-pressure determination. Based on the YPT (Soesoo, 1997) and XPT indices, the average temperature range 1150-1300°C for the northeast and 1200-1250°C for the northwest section. The pressure conditions during the formation of these rocks were approximately 6-13 kbar for the northeast and 5-10 kbar for the northwest section (Fig. 8).

4.2. Evolution and petrogenesis of the Haji Abad Ophiolite sequence

Geochemistry of index minerals and immobile elements has always played a significant role in determining the genesis in most petrological studies. In general, several proxies have been proposed to determine the composition of mantle sources and the geochemical stability fields of extracted magmas. The ratios of Dy/Yb can use for differentiate between spinel- and garnet- facies stability fields during partial melting of the mantle source (Jiang et al., 2009; Yang et al., 2014). Typically, partial melting in the garnet stability field produces melts with high Dy/Yb ratios (>2.5) and $Gd/Dy >2$, while partial melting in the spinel stability field produces melts with low Dy/Yb ratios (<1.5). According to this study, the Dy/Yb ratios for both Haji Abad ophiolite sequences are <1 , and the Gd/Yb ratios normalized to chondrite are also less than 2 (McDonogh and Sun, 1995). Therefore, all ultramafic samples indicate origin from the spinel stability field of the mantle.

4.3. Determination of partial melting percentage in the Haji Abad ophiolite sequence

Several proxies are used to determine the percentage of partial

melting in ultramafic rocks. One of the highly accurate methods is Cr# of chromite spinels in relation to the Fo content of olivines, and the changes in Cr# versus Mg# of spinels in ultramafic rocks (Arai, 1994; Hirose and Kawamoto, 1995). The percentage of partial melting in the ultramafic rocks of both ophiolite sequences show significant variations. Specifically, the lherzolite rocks in both regions experienced 10-15% and 15-20% partial melting, while the harzburgite rocks in both regions show more variation. Some samples exhibit a partial melting \sim 10-20%, while others range from 20-30%. The dunite rocks from the northwest section show 10-20% partial melting, whereas those from the northeast section show 20-30%. Some samples from the northwest section tend to the boninitic composition, which is not observed in the northeast samples (Fig. 11).

4.4. Tectonic setting and petrogenesis of the Haji Abad ophiolite complex

Chromian spinels are widely recognized as key indicators for identifying the tectonic setting of ophiolitic complexes, especially within ultramafic rocks. To better understand the tectonic history of these rocks, two main approaches were used: analyzing the composition of chromian spinel and comparing pyroxene compositions against spinel data. The results show that one group of ultramafic rocks—mainly located in the northwestern part of the Haji Abad area—is associated with an oblique extensional regime. In contrast, another group—mostly found in the northeastern part of Haji Abad—is linked to subduction-related environments, resembling those of supra-subduction zones (Figures 12-a, b, and c). To validate these findings, a broader comparison was made with other ophiolitic rocks in the region. The results clearly demonstrate that the ultramafic rocks in and around northeastern Haji Abad share strong physical and tectonic similarities (Table 6).

5. Conclusion

The ultramafic rocks of the Haji Abad ophiolite complex exhibit significant lithological and genetic similarities. However, mineral chemistry analyses reveal slight variations between the northeastern and northwestern sections. The northeastern part shows higher average formation temperatures, greater degrees of serpentinization, and lower formation pressures compared to the northwestern section. According to petrogenesis and tectonic setting study, most northwestern samples fall in abyssal peridotite environments (mid-ocean ridge settings), while northeastern samples demonstrate affinities to supra-subduction zone (SSZ) settings, characteristic of subduction-related tectonic environments. This comprehensive study suggests that the Haji Abad ultramafic rocks represent two tectonic episodes; northwestern section formed during the opening of the Tethys Ocean under a mid-ocean ridge (MOR) or abyssal setting and northeastern section developed during the closure or

early subduction of the Tethys Ocean, under supra-subduction conditions. These findings emphasize the multi-stage formation of the Haji Abad ophiolite complex and reveal that the position of two sections is genetically similar, but tectonically distinct ultramafic units after the closure of the Tethys Ocean.

The Haji Abad ophiolites indicate similar mineralogy and pressure-temperature formation conditions in both northeast and northwest sections. The northeastern section shows higher average formation

temperatures, greater serpentinization, and lower pressures compared to the northwestern section. Both sections derive from a similar mantle source, characterized as spinel lherzolite facies. Ultramafic rocks in the northeastern section exhibit affinities to boninitic melts and subduction-like setting. The two ophiolite sections represent tectonic settings—northwestern ultramafics are linked to mid-ocean ridge environments, while northeastern ultramafics are associated with supra-subduction zones.

استفاده از کانی پیروکسن و کروم اسپینل در تعیین پتروژنز پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی حاجی آباد، جنوب ایران

حبیب عبادی^۱ و سید محسن مرتضوی راوری^{۱*}^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی حاجی آباد در جنوب ایران و شمال استان هرمزگان برونزد دارد. سنگ‌های اولترامافیک این مجموعه در دو توالی (سکانس) شمال خاوری و شمال باختری حاجی آباد، بیشتر شامل هارزبورژت، لرزولیت و دونیت می‌باشند. بررسی‌های شیمی کانی پیروکسن و کروم اسپینل در این سنگ‌ها نشان می‌دهند که میانگین فشار بر این سنگ‌ها حدود ۵-۱۲ کیلو بار و میانگین دمای در حدود ۱۰۰۰-۱۳۸۳ درجه سانتی‌گراد بوده است. بررسی عناصر نادرخاکی و نسبت Dy، Yb در سنگ‌های اولترامافیک منطقه نشان‌دهنده منشا گرفتن چنین مذاب‌هایی از رخساره اسپینل لرزولیتی گوشته بالایی است. در این مطالعه، همچنین با استفاده از کانی پیروکسن و کروم اسپینل محیط زمین‌ساختی دقیق این دو دسته توالی افیولیتی به خوبی تعیین گردید، به گونه‌ای که این بررسی نشان می‌دهد اولترامافیک‌های بخش شمال باختری این مجموعه همخوانی خوبی با افیولیت‌های آیسال مشابه محیط مورب دارند. در حالی که اولترامافیک‌های بخش شمال خاوری افزون بر گرایش بیشتر نمونه‌ها به محیط آیسال آثاری از مولفه‌های فرورانش مشابه با محیط فرافروانش (سوپراسابداکشن) را نشان می‌دهند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۵/۲۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

افیولیت‌های مزوزویک

اولترامافیک

آیسال

فرافروانش

حاجی آباد

۱- پیش‌نوشتار

افیولیتی رخنمون یافته‌اند (Dilek and Robinson, 2003; Dilek and Furnes, 2011). پژوهش‌ها نشان داده‌اند که تمام مجموعه‌های افیولیتی درون این کمربند در طول تکامل زمین‌ساختی کافت (Rift)-فرورانش (مانند MORB) و منطقه بالای پهنه فرورانش (مانند SSZ) تئیس‌جوان گسترش یافته‌اند. آن‌ها به دو گروه سنی اصلی طبقه‌بندی می‌شوند: یک گروه ژوراسیک با سن بین ۱۷۰ تا ۱۴۰ میلیون سال و یک گروه کرتاسه با سن بین ۱۲۵ و ۹۰ میلیون سال (به دسته جوان‌تر نیز شناخته شده است) که از نظر سنی به تریاس تا پالئوسن/ائوسن تعلق دارد (Furnes et al., 2020). از نظر زمین‌ساختی، افیولیت‌های موجود به دو دسته افیولیت‌های مرتبط با فرورانش حدود ۷۶٪ و افیولیت‌های غیرمرتبط با فرورانش ۲۴٪ طبقه‌بندی می‌شوند (Furnes et al., 2020). در دسته افیولیت‌های مرتبط با فرورانش، افیولیت‌های نوع BA حدود ۴۳٪ (متداول‌ترین و چیره‌ترین، پس از آن ۱۹٪ افیولیت‌های نوع BA(Back Arc)-FA(Fore Arc)، با انواع VA(Volcanic Arc) و FA به عنوان

مجموعه‌های افیولیتی عموماً قطعات اقیانوسی باقیمانده‌ای هستند که از نظر زمین‌ساختی در امتداد یا بر روی پوسته قاره رخنمون پیدا کرده‌اند، به بیان دیگر، مجموعه‌های افیولیتی را قطعاتی از گوشته بالایی و پوسته اقیانوسی می‌دانند که در طی تاریخ زمین‌شناسی حوضه‌های اقیانوسی از مراحل گسترش آن‌ها تا آغاز فرورانش و بسته شدن نهایی، حوادث زمین‌شناسی را در خود ثبت کرده‌اند (Moore, 1982; Dilek and Robinson, 2003; Dilek and Furnes, 2011). (Uysal et al., 2015) و (2014) و به‌رحال نقش ارزنده آن‌ها در شناخت تحولات ژئودینامیکی پوسته زمین و رویدادهای سنگ‌شناختی و ژئودینامیکی قابل چشم‌پوشی نیست. افیولیت‌های مزوزویک ایران متعلق به کمربند کوهزایی آلپ-هممالیا (Alpine-Himalayan Orogenic Belt) می‌باشند و این مجموعه‌ها در بخش‌های مختلف پهنه ایران به‌ویژه پهنه رسوبی-ساختاری زاگرس رخنمون دارند. در حقیقت این مجموعه‌های افیولیتی بازمانده اقیانوس تئیس‌جوان بوده که به شکل توالی‌های

* نویسنده مسئول: سید محسن مرتضوی راوری؛ E-mail: Mortazavi@hormozgan.ac.ir

ماخذنگاری:

عبادی، ح. و مرتضوی راوری، س. م.، ۱۴۰۴، استفاده از کانی پیروکسن و کروم اسپینل در تعیین پتروژنز پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی حاجی آباد، جنوب ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۳)، ۱۳۷، ۱۱۷-۱۴۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.525167.2200>

doi: 10.22071/gsj.2025.525167.2200



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.7.2

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/>)

باشد، مانند افیولیت با زایش متفاوت SSZ و MOR در عمان، (NASIR, 2020; Goodenough et al., 2010, 2014; Ambrose and Searle, 2019) و ترکیه (Aldanmaz et al., 2009).

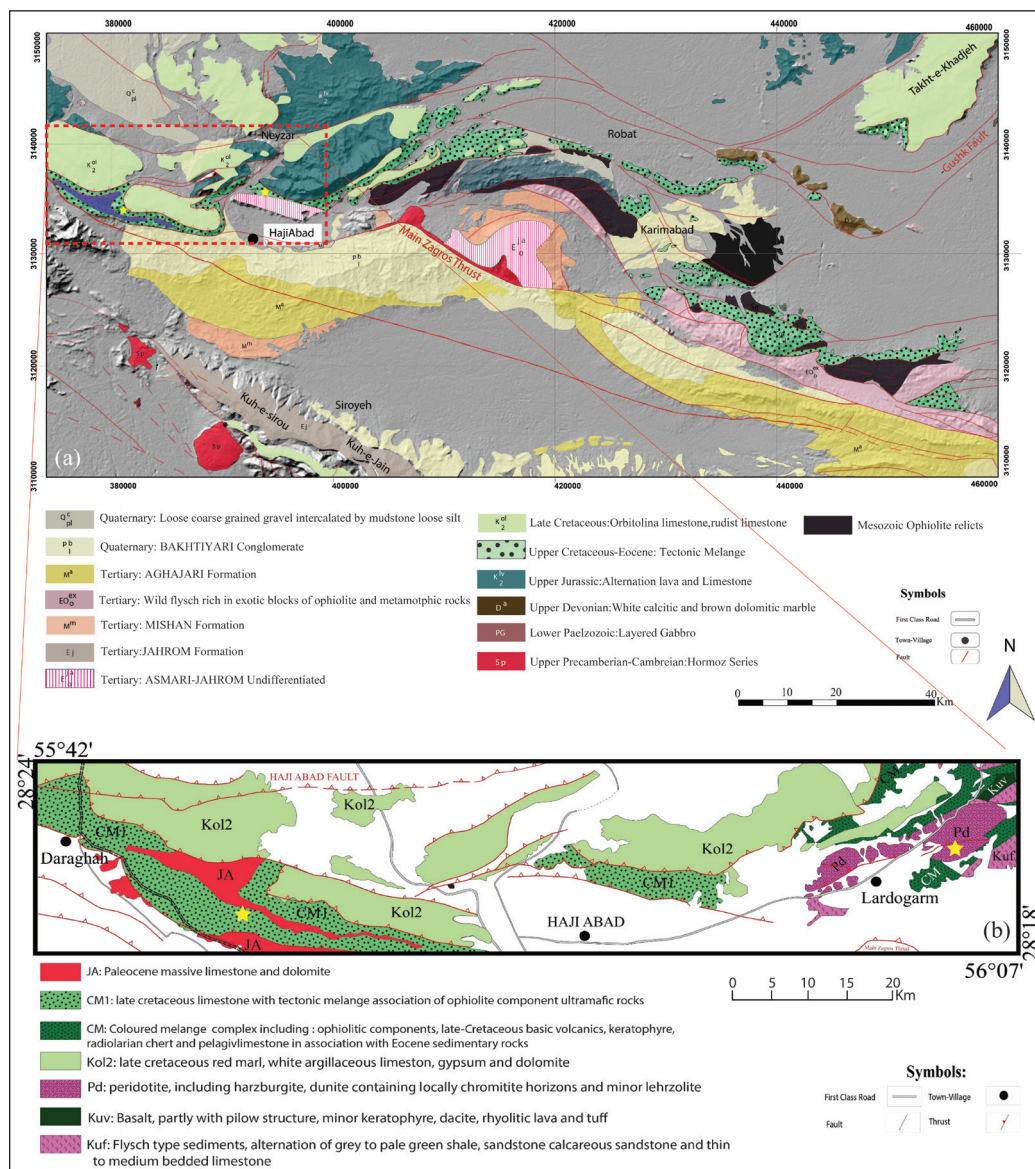
همان گونه که از مطالب بیان شده بر می آید، افیولیت های حاجی آباد به کمر بند آلپ هیمالیا تعلق داشته و در دسته افیولیت های مزوزویک ایران قرار دارند. با یک نگاه کلی افیولیت های مزوزویک در ایران به ۵ زیر گروه اصلی تقسیم بندی می شوند: گروه (۱) افیولیت هایی که در کمر بند درونی کرتاسه زاگرس قرار دارند (ZOB: Zargos Outer Belt). این مجموعه ها در امتداد راندگی (تراست) اصلی زاگرس قرار دارند. سن این گروه از افیولیت ها در حدود اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوسن برآورد شده است (Shafaii Moghadam and Stern, 2015). از این مجموعه های افیولیتی می توان به افیولیت های ماکو، سلماس در شمال باختر و افیولیت های کرمانشاه- کامیاران، نیریز، اسفندقه- حاجی آباد و همچنین می توان به مجموعه های افیولیتی با سن اواخر کرتاسه تا ائوسن در نوار مرزی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر بین ایران- عراق اشاره کرد (مانند مجموعه Sarmord-Mawat ophiolites در مرز ایران و عراق). گروه (۲) افیولیت های کمر بند داخلی کرتاسه زاگرس (ZIB: Zagros Inner Belt) شامل دهشیر، شهربابک، بلورد- بافت و بخش های حاشیه ای و شمالی بلوک ایران مرکزی. گروه (۳) افیولیت ها با سن اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوسن که بخش های سبزه وار، تربیت حیدریه و بخش های شمال آن را در بر می گیرد. گروه (۴) افیولیت ها با سن اوایل تا اواخر کرتاسه شامل بیرجند، نهبندان، تچل- کوره در بین بلوک ایران و افغانستان. گروه (۵) افیولیت های مکران و کهنوج با سن اواخر ژوراسیک و کرتاسه (Shafaii Moghadam and Stern, 2015). مجموعه افیولیتی حاجی آباد که زیر مجموعه گروه ZOB است، در امتداد افیولیت های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه قرار دارد. با توجه به موقعیت زمین شناسی و جغرافیایی در نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ و ۱:۱۰۰،۰۰۰ حاجی آباد و در شهرستان حاجی آباد در شمال استان هرمزگان واقع شده است. این مجموعه در دو توالی افیولیتی در شمال خاور و شمال باختر شهر حاجی آباد رخنمون دارد (شکل های a-1 و b). بررسی های صحرایی در این منطقه نشان می دهد که توالی های افیولیتی در این دو رخنمون با یکدیگر مشابه بوده و تفاوت های جزئی با یکدیگر دارند. سنگ شناسی بخش های پریدوتیتی از توالی افیولیتی شامل: هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت است. بخش های مافیک نیز در این مجموعه به شکل بازالت های بالشی و گابروها بروزند دارند. گاه بخش های پلاژیوگرانیتی در بین این مجموعه دیده می شوند. سنگ های آهکی رادیولردار در بخش بالایی این مجموعه بخش اعظم سنگ شناسی رسوبی را به خود اختصاص می دهند (جدول ۱).

گروه های فرعی (به ترتیب ۶ و ۸%) می باشند. افیولیت های در دسته غیر مرتبط با فرورانش افیولیت های Mid-Ocean Ridge (MOR) حدود ۱۹% و مابقی حدود ۷% را افیولیت های نوع Plume افیولیت های حاشیه قاره به خود اختصاص می دهند. افیولیت های منطقه حاجی آباد در امتداد پهنه زاگرس خرد شده (Crush Zone) قرار گرفته اند. خاستگاه و جایگاه زمین ساختی این سنگ ها سال ها است که مورد بحث گرفته است. مطالعات پیشین بر روی ژئودینامیک زاگرس نشان داده که رخداد کافت بین ابر قاره آفریقا و ایران مرکزی و در ادامه آن مراحل اولیه تشکیل اقیانوس تیس جوان مرتبط با دوران پالئوزویک می باشد (Dercourt et al., 1993; Agard et al., 2005; Stampfli and Borel, 2002; Sengör et al., 1988). از سوی دیگر، پژوهش های مختلف به خوبی نشان می دهند که فرورانش تیس جوان به زیر قاره ایران مرکزی حدود ۲۲۰ میلیون سال پیش آغاز شده (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981) و این در حالی است که در این مرحله، اقیانوس میان آفریقا و ایران کاملاً باز (MOR stage 220-190 Ma) بوده است (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981; Sengör et al., 1988). بر پایه فرضیه ریکو (Ricou, 1971, 1974) در حدود ۹۵ میلیون سال پیش توقف فعالیت سلول های همرفتی و در پی آن سیستم پشته میان اقیانوسی (MOR) سبب تغییرات ژئودینامیکی در این منطقه شده و در حقیقت این فرایند سبب شکل گیری و عملکرد گسل های ژرف در پوسته و سنگ کره (لیتوسفر) و در نهایت شروع فرارانش (Obduction) و تشکیل افیولیت ها در لبه جنوبی صفحه آفریقا شده است (Alavi, 1994). یافته های پژوهش (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981) نشان می دهند که در دوره پالئوسن، با تداوم فرایند فرورانش صفحه تیس جوان به زیر ایران مرکزی، و سپس ایجاد رخداد Roll back در حدود ۵۵ میلیون سال پیش یک کشش بسیار ژرف در سنگ کره به شکل گیری حوضه های پشت کماتی (Back-arc) در بین صفحه فرورونده و قاره ایران مرکزی انجامیده و در نهایت، منشا بیشتر افیولیت ها با زایش (ژنز) و محیط SSZ در این ناحیه است (Agard et al., 2005; Berberian and King, 1981). از آنجا که منطقه حاجی آباد جزو مناطق کلیدی در زمین ساخت زاگرس به شمار می رود، از این رو، پیشینه پژوهش ها در این منطقه را بررسی خواهیم کرد. مطالعات اخیر در منطقه حاجی آباد نتایج متفاوتی به ثبت رسانده است. به گونه ای که مطالعه بر روی سنگ های آتشفشانی و اولترامافیکی نشان می دهد که مجموعه افیولیتی حاجی آباد دارای زایش های متفاوتی اعم از پیش کمان (Fore-Arc) و فرافروانش (SSZ) (Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Soltani Nezah et al., 2018; Poosti et al., 2002; Ghasemi et al., 2015; Ebadi and Mortezaei, 2022) MOR و می باشد، علت این امر شاید مربوط به بررسی مجزا از دو بخش کاملاً متفاوت

جدول ۱- سنگ شناسی و کانی شناسی توالی های افیولیتی منطقه حاجی آباد.

Table 1. Lithology and mineralogy characteristics of ophiolitic sequences in the Haji Abad Area.

Groups Characteristics	Ophiolite sequences NE	Ophiolite sequences NW
Peridotite unit	Harzburgite, Lherzolite+Dunite	Harzburgite, Lherzolite±Dunite
Peridotite Mineralogy	Olv+Cpx+Opx+Cr-Spl	Opx+Cpx+Olv+Cr-Spl
Degree of Serpentinization	Very High	Low-Moderate
Mafic unit	Gabbro+Basalt	Basalt
Felsic unit	Tonalitic and plagiogranite	-
Sedimentary unie	Plagic Limestone +Radiolarite Chert	Plagic Limestone +Radiolarite Chert

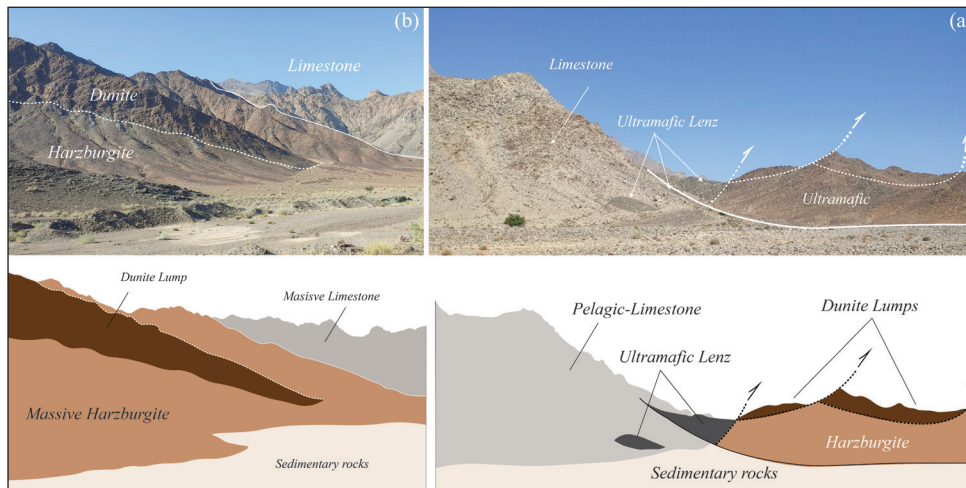


شکل ۱- (a) پراکنندگی افیولیت‌های مزوزویک در منطقه حاجی‌آباد استان هرمزگان؛ (b) نقشه زمین‌شناسی برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (سبزه‌ای، ۱۳۷۳). ستاره‌های درج شده در تصویر نشان‌دهنده منطقه مورد بررسی است.

Figure 1-a) Distribution of Mesozoic ophiolites in the Haji Abad area, Hormozgan Province. b) Geological map from Geological Survey of Iran scale: 1:250,000 (Sabzehei (1994). The stars indicate the study area.

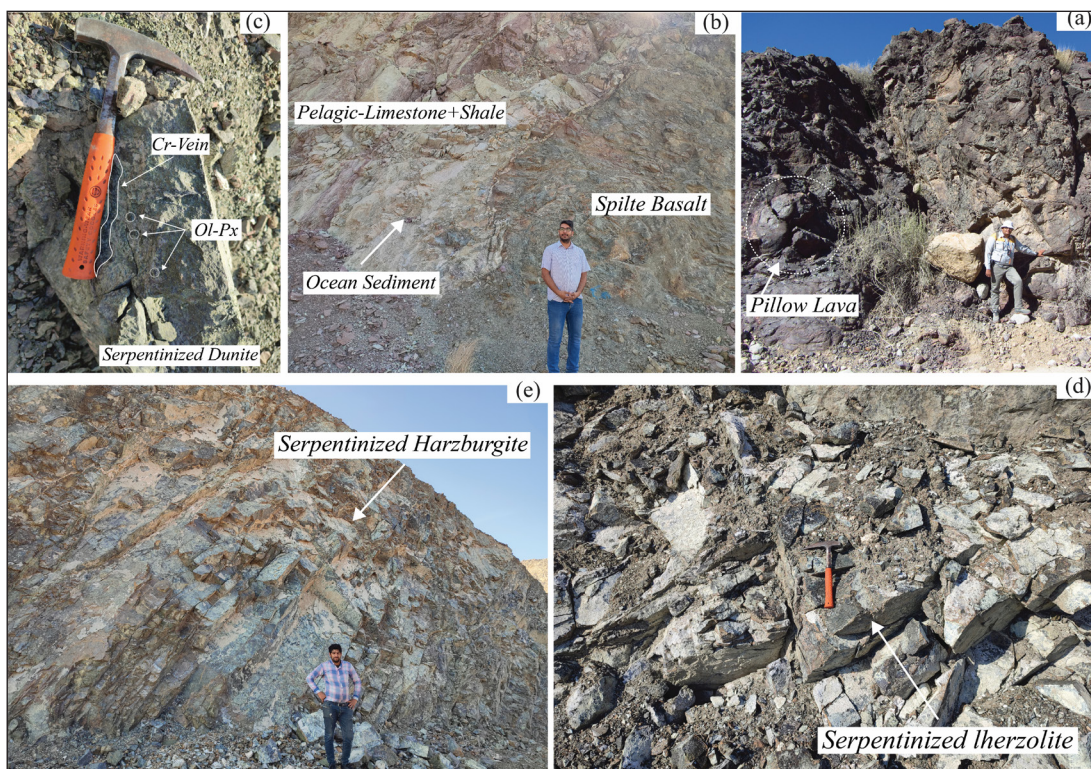
پیروکسن در هر دو گروه کاملاً در بین پریدوتیت‌ها قابل مشاهده هستند و این در حالی است که کانی‌های کدر (اوپاک) کرومیت (باتوجه به مطالعات ریزپرنداش الکترونی-پروب) به صورت رگه فقط در بخش شمال خاوری قابل مشاهده هستند (شکل ۳- c). از دیگر کانی‌های موجود می‌توان به سرپانتین و تالک به‌عنوان کانی‌های ثانویه در این بخش اشاره کرد. با وجود این که بخش شمال باختری آثار سرپانتینی شدن کمتری را نسبت به بخش شمال خاوری نشان می‌دهد، اما بلورهای ارتوپروکسن‌ها، کلینوپروکسن‌ها و اولیون در هر دو منطقه به‌خوبی حفظ شده است. در بخش مافیک بیشتر توده‌های گابروی آثار اسپیلیتی شدن را نشان می‌دهند و بازالته به شکل بالشی تشکیل شده است (شکل ۳- b). سنگ رسوبی رادیولردار و آهک‌های پلاژیک و اربیتولین‌دار از دیگر بخش‌های اصلی این مجموعه افیولیت هستند (شکل‌های ۲- a و ۳- a).

روند کلی شمال-شمال باختری تا جنوب-شمال خاوری این مجموعه منطبق با پهنه خرد شده زاگرس است. این مجموعه تقریباً ۴۰ کیلومتر طول و ۴ کیلومتر عرض دارد، اما فاصله بین این دو رخنمون حدود ۲۵ کیلومتر است. پریدوتیت‌های این منطقه با رنگ‌های سبز تیره و سیاه تحت تاثیر فرایند هوازدگی قرار گرفته‌اند. هارزبورژیت تقریباً بخش عمده توده پریدوتیت را به خود اختصاص داده است (شکل‌های ۳- d و e). بیشتر هارزبورژیت‌ها مرز تدریجی با لرزولیت و دونیت دارند (شکل‌های ۲- a و b و ۳- d و e). لرزولیت به‌عنوان دومین بخش پریدوتیتی از این مجموعه دارای شکل نواری بوده و با مرز تدریجی در بین توده‌های هارزبورژیت قرار گرفته است. لرزولیت‌ها گاه نسبت به هارزبورژیت و دونیت درجات ضعیفی از سرپانتینی شدن را نشان می‌دهند. سنگ‌های دونینی به‌عنوان سومین لیتولوژی از بخش پریدوتیتی به صورت توده‌ای در بالای هارزبورژیت‌ها قرار دارند (شکل ۲- a). دانه‌های اولیون



شکل ۲- (a) گسترش سنگ‌های اولترامافیک توده‌ای و عدسی (لنزی) با مرز مشخص همراه با آهک‌های پلاژیک در منطقه شمال باختر و خاور حاجی آباد؛ (b) پراکندگی تپه دونیتی با مرز تدریجی در بالای هارزبورژیت.

Figure 2 - a) Distribution of Massive and Lense shape ultramafic rocks of sharp contact with pelagic limestones in the northwest and northeast of Haji Abad. b) Distribution of dunite hills with a gradual boundary overlying harzburgite.



شکل ۳- (a) بازالت بالشی در ابعاد مختلف در پیکره افیولیتی منطقه شمال باختر؛ (b) بازالت اسپیلیتی شده و کاملاً تغییر شکل یافته بر اثر واکنش با آب اقیانوس همراه با رسوبات کف اقیانوس (آهک‌های پلاژیک و شیل)؛ (c) بافت/ساخت‌های پseudomorph اولیوین با رگه کرومیت در پریدوتیت‌ها؛ (d) توده‌های حجیم هارزبورژیت کمتر سرپانتینیته شده نسبت به بخش شمال خاور؛ (e) توده‌های لرزولیتی در بخش شمال خاوری با درجه سرپانتینیته شدن بیشتر نسبت به بخش باختری (باتوجه به داده‌های سنگ‌نگاری و میدانی).

Figure 3 - a) Pillow basalts of different sizes within the ophiolitic sequence in the northwest of Haji Abad. b) Strongly deformed and spilitic basalt due to interaction with seawater associated with deep marine sediments (pelagic limestones and shales). c) Pseudomorph of olivine with chromite veins in peridotites. d) Massive harzburgite bodies with lower degrees of serpentinization in comparison to the northeastern section. e) Lherzolite masses in the northeastern part of Haji Abad, exhibiting a higher degree of serpentinization compared to the western section (based on petrography and field data).

۲- روش پژوهش

در این پژوهش سعی شده است تا با بهره‌گیری از داده‌های شیمی کانی و عناصر فرعی در سنگ کل یک بررسی دقیق در خصوص محیط زمین‌ساختی و زایش سنگ‌های پریدوتیتی موجود در کل مجموعه افیولیتی حاجی‌آباد صورت گیرد. این بررسی در نهایت به تعیین دقیق خاستگاه و ماهیت زمین‌ساختی این سنگ‌ها خواهد انجامید. نمونه‌های مورد مطالعه توسط نگارندگان با یک بررسی دقیق و به روش سامان‌مند (سیستماتیک) از محدوده مورد مطالعه نمونه‌برداری شده است. نمونه‌های مورد بررسی جهت بررسی‌های مطالعات ژئوشیمی و سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی در راستای یک فرصت تحقیقاتی به موسسه IGGCAS (موسسه ژئوفیزیک و زمین‌شناسی آکادمی علوم چین، پکن) در کشور چین ارسال شد. تمامی تحلیل‌ها در آزمایشگاه فوق پیشرفته IGGCAS با استفاده از ریزپردازش الکترونی CAMACA-8100 و طیف‌سنج جرمی اینکا انجام شد. نتایج نماینده در پیوست ارائه شده است. برای درک بهتر ژئوشیمی سنگ کل، عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب (REE) با استفاده از طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) اندازه‌گیری شدند و برای این تحلیل‌ها از استاندارد CAMACA (GSR52010) در IGGCAS استفاده شد.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- پتروگرافی سنگ‌های اولترامافیک حاجی‌آباد

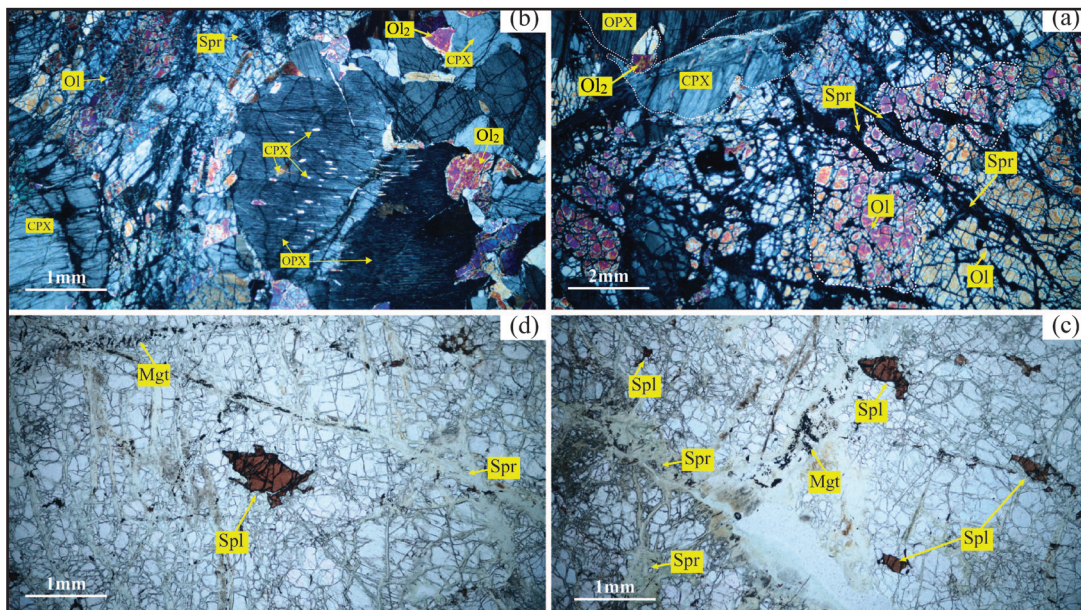
ترکیب سنگ‌شناسی (لیتولوژی) چیره پریدوتیت‌های افیولیت‌های حاجی‌آباد به طور عمده شامل هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت است. پریدوتیت‌ها به دلیل موقعیت‌شان

در پهنه خردشده (Crush Zone) زاگرس، دچار شکستگی‌های شایان توجهی شده‌اند. سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نسل‌های مختلفی از کانی‌های اولیوین، اورتوپروکسن و کلینوپروکسن را نشان می‌دهد. بافت اصلی پریدوتیت‌های حاجی‌آباد عمدتاً دانه‌ای تا پورفیرو کلاستیک و شبکه‌ای است (شکل‌های ۴ و ۵-ا و b).

۳-۱-۱- هارزبورژیت‌ها

هارزبورژیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی حاجی‌آباد دارای اولیوین (۶۰-۷۰ درصد حجمی)، اورتوپروکسن (۲۰-۳۵ درصد حجمی) و کلینوپروکسن (کمتر از ۲ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای می‌باشند که به دلیل سرپانتینی شدن، اولیوین بافت شبکه‌ای نشان می‌دهد (شکل‌های ۴-ا و b) با این حال، فراوانی کروم اسپینل‌ها در هارزبورژیت‌ها به‌طور شایان توجهی متفاوت است (شکل‌های ۴- c و d) به گونه‌ای که رخنمون شمال‌خاوری دارای ۸-۵ درصد و رخنمون شمال‌باختری ۳-۱ درصد کروم اسپینل دارند. بیشتر کروم اسپینل‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار و گاه شکل‌دار (برگی شکل) هستند و دارای حاشیه تجزیه شده می‌باشند.

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، اولیوین به‌طور کلی به صورت بلورهای دانه‌ای بزرگ با اندازه ۱/۰-۰/۴ میلی‌متر (طول)، با بلورهای بی‌شکل همراه با بافت شبکه‌ای مشاهده می‌شود. افزون بر این، اولیوین‌ها کینک‌بند و خاموشی موجی را به دلیل تغییر شکل به‌خوبی نشان می‌دهند. همچنین، اولیوین نوژنیک (Ol_2) در نزدیکی پیروکسن‌ها به‌طور آشکار مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴-ا و b).



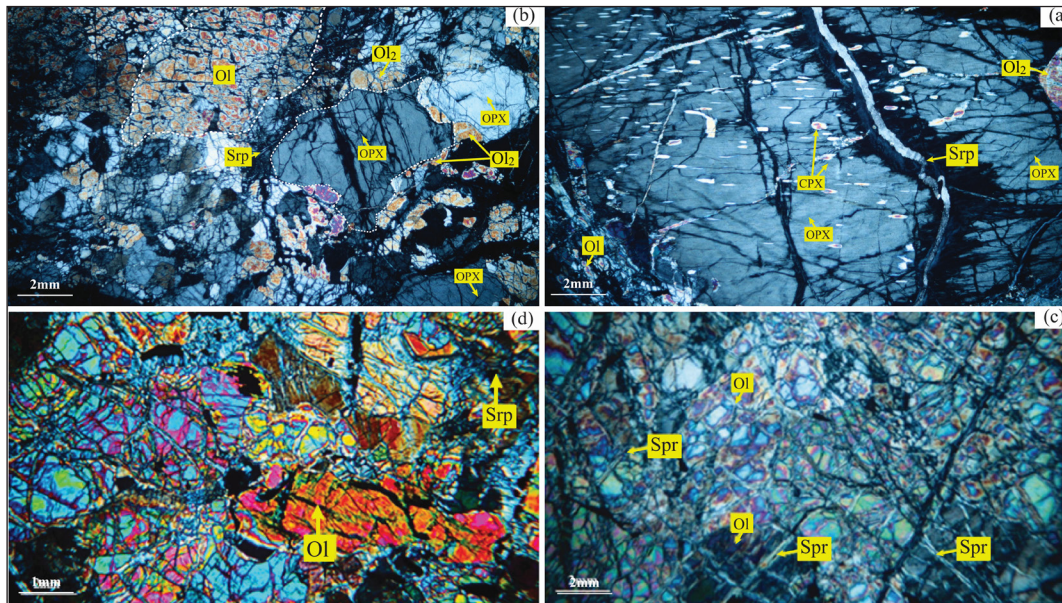
شکل ۴-ا) اولیوین بلورهای دانه‌ای بزرگ بی‌شکل (۰/۴-۰/۱ میلی‌متر) با بافت شبکه‌ای در رخنمون شمال‌خاوری حاجی‌آباد. اولیوین: بلورهای دانه‌ای بزرگ (۰.۱-۰.۴ میلی‌متر) با بافت شبکه‌ای و انقراض موجی و کینک‌بند. ب) لهرزولیت‌های سرپانتینی شده که در بین سنگ‌های هارزبورژیتی قرار دارند، بلورهای اورتوپروکسن بزرگ (۰/۵-۲ میلی‌متر) با خاموشی موجی و اکسلوشن کلینوپروکسن نوژنیک. کلینوپروکسن: به صورت دانه‌های نامنظم بین اولیوین و اورتوپروکسن؛ c و d) کروم اسپینل‌ها به‌طور شایان توجهی در هارزبورژیت‌ها، همچنین تجمعات مگنتیت به احتمال زیاد مربوط به فرایند سرپانتینی شدن است. علائم روی شکل برگرفته از کرتز (Kretz, 1983).

Figure 4 - a) Olivine crystals in the harzburgites with a mesh texture in the northeastern section. Olivine: large granular crystals (0.1-0.4 mm) exhibiting kink-band deformation and undulose extinction. b) Serpentinized lherzolites interbedded with harzburgites, containing large orthopyroxene crystals (0.5-2 mm), with undulose extinction and clinopyroxene exsolution. Clinopyroxene formed as irregular crystals between olivine and orthopyroxene. c, d) Chromian spinels appear as euhedral to subhedral crystals scattered within harzburgites. Additionally, granular magnetite likely formed due to serpentinization. Symbols and annotations after Kretz (1983).

۳-۱-۲- دونیت

بیشتر سنگ‌های دونیتی در این دو گروه فرایند سرپانتینی شدن را تحمل نموده و اولیون بافت شبکه‌ای از خود نشان می‌دهد. این سنگ‌ها عمدتاً شامل اولیون (۹۳-۹۰ درصد حجمی)، سرپانتین (>۴ درصد حجمی) و اورتوپیروکسن جزئی

(>۱ درصد حجمی) هستند، با مقادیر جزئی از کروم اسپینل و کلینوپیروکسن. با این حال، دونیت‌های بخش شمال خاوری نسبت به بخش شمال باختری درجه بیشتری از سرپانتینی شدن را نشان می‌دهند. بلورهای اولیون معمولاً با طول ۰/۵-۰/۱ میلی‌متر و برخی از آن‌ها با بافت دانه‌ای و موزاییک شناخته می‌شوند (شکل‌های ۵-۳، c، d).



شکل ۵-۳ (a) ارتوپیروکسن در بین اولیون‌های نسل دوم در لرزولیت. (b) اکسلوشن ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن نئوژنیک در لرزولیت. (c و d) تفاوت درجه سرپانتینی شدن در دونیت در توالی افیولیتی حاجی‌آباد بخش شمال خاوری (c) و شمال باختری (d) که درجه آن در رخنمون شمال خاوری بیشتر است. علائم روی شکل برگرفته از کرتز (Kretz, 1983).

Figure 5-a) Lherzolite shows orthopyroxene between neogenic olivine crystals. b) Exsolution of orthopyroxene and neogenic clinopyroxene in the lherzolite. c, d) Different degrees of serpentinization of dunite within the Haji Abad ophiolitic sequence in northeastern (c) and northwestern (d) sections. The northeastern section exhibits highest degree of serpentinization (d). Symbols and annotations after Kretz (1983).

۳-۱-۳- لرزولیت

لرزولیت‌های حاجی‌آباد دارای اولیون (>۶۵ درصد حجمی)، اورتوپیروکسن (۱۵-۲۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و کروم اسپینل (حدود ۱-۳ درصد حجمی) هستند. بیشتر اولیون‌ها به کانی‌های ثانویه مانند آنتیگوریت و کریزوتیل تجزیه شده‌اند. بلورهای اولیون معمولاً کمتر از ۰/۵ میلی‌متر طول دارند و به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند. اولیون‌های نئوبلاست به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار معمولاً توسط کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن احاطه شده‌اند (شکل ۵-۳). اورتوپیروکسن‌ها به طور کلی نیمه‌شکل‌دار بوده و اکسلوشن با کلینوپیروکسن نئوژنیک نشان می‌دهند و گاه دارای خاموشی موجی هستند (شکل ۵-۳). بلورهای کلینوپیروکسن به طور عمده بی‌شکل بوده و طول آن‌ها بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر در تغییر است. افزون بر این، بلورهای کروم اسپینل (باتوجه به داده‌های پروب) به صورت قهوه‌ای نیمه‌شفاف و با شکل کرمی شکل (ورمیکولار) مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴-۳، c و d).

۳-۲- شیمی بلور اولترامافیک‌های حاجی‌آباد

همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، کانی‌شناسی اولترامافیک‌های توالی حاجی‌آباد ساده بوده و عموماً شامل اولیون، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و بیشتر کروم اسپینل

است. در جدول‌های ۴، ۳، ۲ و ۵ تنها میانگین ترکیب شیمیایی این کانی‌ها جهت مقایسه آورده شده است. اما داده‌های کامل در بخش پیوست در دسترس است.

۳-۲-۱- اولیون

داده‌های ریزپردازش الکترونی نشان می‌دهند که اولیون موجود در کل توالی اولترامافیک افیولیت حاجی‌آباد از نوع فورستریت بوده (شکل ۶-۳ a) و این میزان در بخش شمال خاوری $Fo_{(91-89)}$ و در بخش شمال باختری $Fo_{(92-90)}$ در تغییر است. همچنین بایستی عنوان کرد که میزان این پارامتر در هر ۳ سنگ هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت تقریباً مشابه است. درصد اکسید نیکل از لرزولیت به هارزبورژیت کاهش و در دونیت کمی افزایش داشته و در بخش شمال خاوری بیشتر از شمال باختری است. تغییرات اکسید کروم در این کانی بسیار شاخص بوده به طوری که متوسط میزان اکسید کروم از سمت لرزولیت به هارزبورژیت و دونیت در بخش شمال خاوری کاهش و در بخش شمال باختری به صورت افزایشی نمایان می‌شود (جدول ۲ و پیوست ترکیب کانی‌ها). تغییرات میزان اکسید کروم ممکن است به عواملی چون ضربه توزیع این اکسید بین مذاب/کانی یا درصد میزان واکنش مذاب / مذاب وابسته باشد (Dick and Bullen, 1984; Pearce et al., 2000; Trevor et al., 2008).

جدول ۲- نماینده ترکیب اولیون‌های موجود در دو توالی افیولیتی منطقه حاجی‌آباد.

Table 2. Representative composition of olivines in the two ophiolitic sequences in the Haji Abad area.

Sample	Lherzolite G1 NE	Lherzolite G2 NW	Harzburgite G1 NE	Harzburgite G2 NW	Dunite G1NE	Dunite G2 NW
%	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.
SiO ₂	41.222	40.588	40.63	41.09	40.703	42.17
TiO ₂	0.027	0.014	0.01	0.01	0.012	0.01
Al ₂ O ₃	0.148	0.010	0.01	0.06	0.023	0.36
Cr ₂ O ₃	0.032	0.008	0.01	0.02	0.005	0.08
FeO	8.636	8.514	8.57	8.79	8.593	8.81
MnO	0.115	0.123	0.12	0.13	0.126	0.13
MgO	49.583	50.515	50.38	49.52	50.069	48.12
CaO	0.076	0.030	0.03	0.04	0.044	0.14
Na ₂ O	0.025	0.030	0.37	0.02	0.022	0.03
NiO	0.355	0.364	0.01	0.39	0.374	0.36
K ₂ O	0.003	0.026	0.01	0.01	0.006	0.01
P ₂ O ₅	0.009	0.013	0.03	0.01	0.014	0.01
Si	1.009	0.989	0.99	1.01	0.995	1.04
Ti	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000	0.00
Al	0.004	0.000	0.00	0.00	0.001	0.01
Cr	0.001	0.000	0.00	0.00	0.000	0.00
Fe ³⁺	0.028	0.031	0.03	0.02	0.018	0.02
Fe ²⁺	0.148	0.142	0.14	0.16	0.157	0.16
Mn	0.002	0.003	0.00	0.00	0.003	0.00
Mg	1.805	1.834	1.83	1.81	1.825	1.76
Ca	0.002	0.001	0.00	0.00	0.001	0.00
Te	0.119	0.126	0.12	0.13	0.130	0.14
Fo	90.881	91.207	91.13	90.75	91.044	90.33
Fa	8.880	8.628	8.70	9.05	8.767	9.27
Ca-Ol	0.119	0.039	0.04	0.06	0.058	0.25
Mg#	0.924	0.928	0.93	0.92	0.921	0.92

جدول ۳- نماینده ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در دو توالی افیولیتی منطقه حاجی‌آباد.

Table 3. Representative composition of chrome spinels in the two ophiolitic sequences in the Haji Abad area.

Sample	Lherzolite G1 NE	Lherzolite G2 NW	Harzburgite G1 NE	Harzburgite G2 NW	Dunite G1NE	Dunite G2 NW
%	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.
SiO ₂	0.23	1.08	0.19	0.12	0.12	0.10
TiO ₂	0.03	0.07	0.03	0.05	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	34.00	36.11	32.11	37.97	27.27	38.64
Cr ₂ O ₃	34.95	32.34	36.56	31.23	42.81	30.09
FeO	16.02	13.95	17.12	14.61	16.49	15.38
MnO	0.09	0.13	0.04	0.07	0.12	0.00
MgO	14.74	16.36	14.13	16.00	13.46	15.76
CaO	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.09	0.05	0.03	0.01	0.06
NiO	0.01	0.01	0.02	0.07	0.00	0.06
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.01	0.01	0.03	0.02
Si	0.05	0.24	0.05	0.03	0.03	0.02
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	9.28	9.67	8.83	10.15	7.64	10.29
Cr	6.43	5.85	6.81	5.61	8.18	5.42

ادامه جدول ۳- نماینده ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در دو توالی افیولیتی منطقه حاجی‌آباد.

Continued from Table 3. Representative composition of chrome spinels in the two ophiolitic sequences in the Haji Abad area.

Sample	Lherzolite G1 NE	Lherzolite G2 NW	Harzburgite G1 NE	Harzburgite G2 NW	Dunite G1 NE	Dunite G2 NW
Fe ³⁺	0.18	0.08	0.27	0.19	0.14	0.26
Fe ²⁺	2.93	2.58	3.09	2.59	3.17	2.67
Mn	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
Mg	5.09	5.54	4.93	5.41	4.79	5.32
Ca	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	63.48	68.06	61.49	67.62	59.89	66.31
Cr#	41.00	37.73	43.58	35.61	51.68	34.58

جدول ۴- نماینده ترکیب ارتوپروکسن‌های موجود در دو توالی افیولیتی منطقه حاجی‌آباد.

Table 4. Representative composition of orthopyroxenes in the two ophiolitic sequences of the Haji Abad area.

Sample	Lherzolite G1 NE	Lherzolite G2 NW	Harzburgite G1 NE	Harzburgite G2 NW
%	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.
SiO ₂	55.492	55.058	55.98	55.28
TiO ₂	0.041	0.032	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	3.217	3.097	2.55	3.55
Cr ₂ O ₃	0.809	0.761	0.74	0.79
FeO	5.715	5.482	5.59	5.55
MnO	0.103	0.119	0.10	0.10
MgO	32.896	33.665	33.64	33.02
CaO	1.820	1.705	1.42	1.71
Na ₂ O	0.033	0.021	0.04	0.03
K ₂ O	0.010	0.006	0.01	0.01
NiO	0.085	0.081	0.08	0.01
P ₂ O ₅	0.012	0.008	0.01	0.09
Si	1.918	1.907	1.93	1.91
Al ^(IV)	0.082	0.092	0.07	0.09
Al ^(VI)	0.049	0.034	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.028	0.064	0.03	0.04
Cr	0.022	0.021	0.02	0.02
Ti	0.001	0.001	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.137	0.100	0.13	0.12
Mn	0.003	0.003	0.00	0.00
Mg	1.695	1.738	1.73	1.70
Ca	0.068	0.063	0.05	0.06
Na	0.002	0.001	0.00	0.00
K	0.000	0.000	0.00	0.00
Wo	3.501	3.235	2.71	3.30
En	87.793	88.535	88.86	88.24
Fs	8.705	8.230	8.43	8.46
Mg#	0.93	0.95	0.93	0.93

جدول ۵- نماینده ترکیب کلینوپيروكسن‌های موجود در دو توالی افیولیتی منطقه حاجی آباد.

Table 5. Representative composition of clinopyroxenes in the two ophiolitic sequences of the Haji Abad area.

Sample	Lherzolite G1 NE	Lherzolite G2 NW	Harzburgite G1 NE	Harzburgite G2 NW
%	Ave.	Ave.	Ave.	Ave.
SiO ₂	52.589	52.133	53.13	52.39
TiO ₂	0.078	0.119	0.08	0.11
Al ₂ O ₃	3.823	4.196	2.95	4.08
Cr ₂ O ₃	1.163	1.308	0.95	1.12
FeO	2.858	2.358	2.33	2.46
MnO	0.044	0.043	0.03	0.04
MgO	18.136	17.426	17.85	17.84
CaO	21.351	22.188	22.50	21.84
Na ₂ O	0.120	0.330	0.17	0.19
K ₂ O	0.010	0.006	0.01	0.01
NiO	0.043	0.049	0.05	0.02
P ₂ O ₅	0.032	0.027	0.02	0.05
Si	1.902	1.890	1.93	1.90
Al ^(IV)	0.098	0.110	0.08	0.10
Al ^(VI)	0.065	0.069	0.05	0.07
Fe ³⁺	0.018	0.038	0.02	0.02
Cr	0.033	0.037	0.03	0.03
Ti	0.002	0.003	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.071	0.048	0.05	0.05
Mn	0.001	0.001	0.00	0.00
Mg	0.977	0.942	0.96	0.96
Ca	0.828	0.862	0.87	0.85
Na	0.008	0.023	0.01	0.01
K	0.000	0.000	0.00	0.00
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.952	0.799	0.93	0.86
Fe3/(Fe3+Fe2)	0.374	0.678	0.52	0.39
Wo	43.735	45.952	45.75	44.95
En	51.64	50.17	50.50	51.04
Fs	4.63	3.87	3.76	3.99
Mg#	0.93	0.95	0.95	0.95

می‌دهد، به گونه‌ای که در بخش شمال خاوری این میزان از سمت لرزولیت به هارزبورژیت و دونیت روندی کاهشی و در بخش شمال باختری روندی افزایشی دارد. (شکل ۶- b).

۳-۲-۳- پیروکسن

پیروکسن به عنوان دومین کانی تشکیل‌دهنده سنگ‌های اولترامافیکی منطقه در ترکیب سنگ‌شناسی هر دو منطقه حضور دارد. پیروکسن‌های موجود از دو نوع ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن در سنگ‌ها هارزبورژیتی و لرزولیتی بوده و در ادامه، از نظر ترکیب شیمیایی با یکدیگر مقایسه شده‌اند:

– **ارتوپيروكسن:** ارتوپيروكسن به عنوان کانی تشکیل‌دهنده سنگ‌های لرزولیت و هارزبورژیت ترکیبی انستاتیته داشته که میزان آن در بخش شمال خاوری حدود

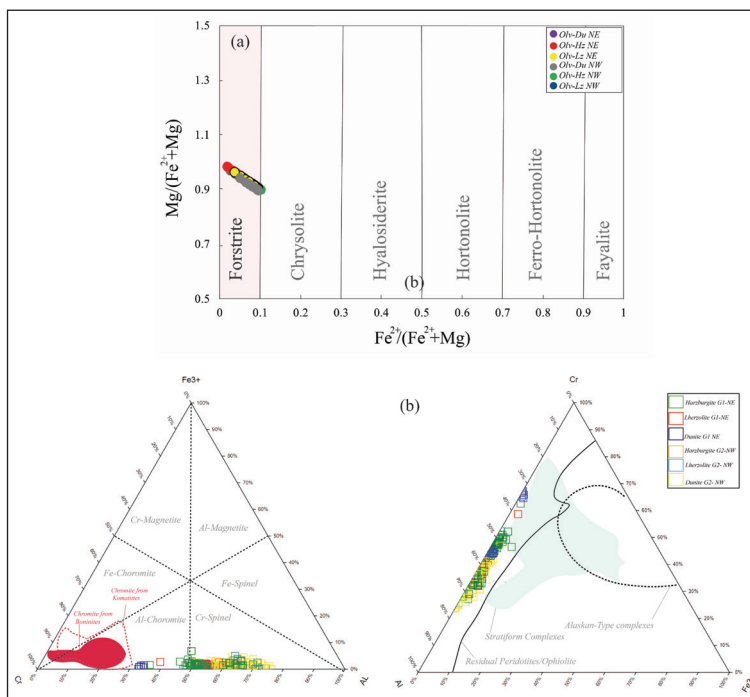
۳-۲-۲- کروم اسپینل

کانی کروم به عنوان یک ردیاب در طی فرایندهای سنگ‌شناختی و سرشت ماگما همیشه مورد توجه بوده است. کانی‌های کدر در اولترامافیک‌های مورد بررسی بیشتر از نوع کروم اسپینل بوده و ترکیبی کروم-آلومینیم‌دار از خود نشان می‌دهند. بر اساس بررسی انجام شده، بیشتر کروم اسپینل‌های مشاهده شده در اولترامافیک‌های این دو مجموعه ترکیبی مشابه اسپینل‌های مرتبط با توالی‌های افیولیتی را نشان می‌دهند (به بیان دیگر، این کرومیت‌ها جزو کرومیت‌های مرتبط با کرومیت‌های لایه‌ای یا نوع آلسکایی نمی‌باشند). میانگین میزان Mg# در این کانی بسیار شایان توجه است به گونه‌ای که از سمت لرزولیت به هارزبورژیت و دونیت به طور شاخصی کاهش می‌یابد و این در حالی است که این میزان در بخش شمال خاوری از بخش شمال باختری کمتر است. اکسید آلومینیم نیز در این کانی تغییرات شاخصی را نمایش

تعیین خاستگاه و سرشت ماگمای تشکیل دهنده در این سنگ ها با ترکیبی دیوپسیدی تا مگنزیتو اوژیت حضور دارد. ترکیب شیمیایی این کانی در دو منطقه مورد مطالعه با یکدیگر مشابه نبوده به گونه‌ای که میانگین میزان اکسید کلسیم و آلومینیم در هر دو سنگ هارزبورژیت و لرزولیت در بخش شمال خاوری کمتر از بخش شمال باختری است. میزان اکسید منیزیم در تمامی اولترامافیک‌های بخش شمال خاوری بیشتر از بخش شمال باختری است (شکل ۷- b).

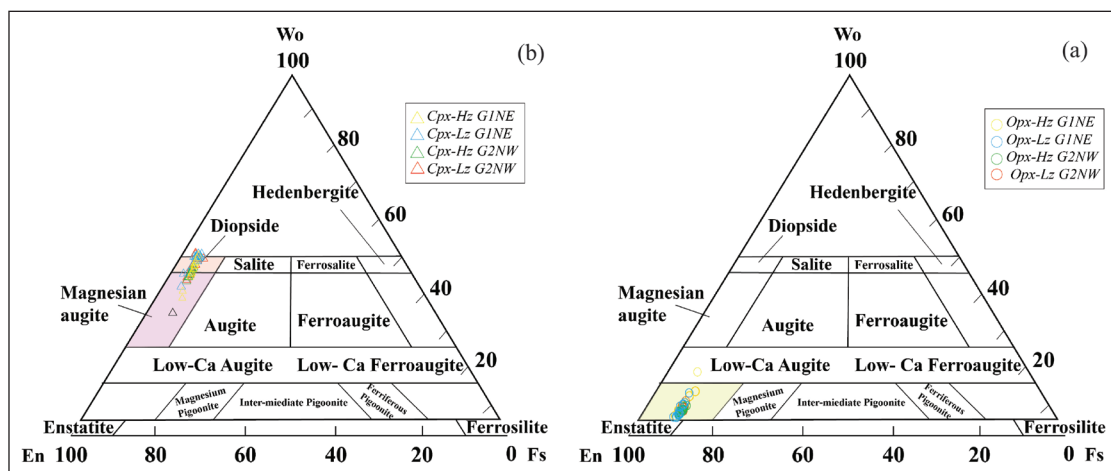
En_(۷۷-۸۸/۸) و در بخش شمال باختری En_(۸۸/۷-۸۸/۵) در تغییر است. با نگاه کلی به آنالیز شیمی کانی ارتوپروکسن می توان دریافت که تغییرات میزان اکسیدهای مختلف در هر دو منطقه تقریباً مشابه بوده و تغییرات چندانی مشاهده نمی‌شود. همچنین میانگین درصد اکسید آلومینیم موجود در اولترامافیک‌های بخش شمال خاوری از شمال باختری کمتر است (شکل ۷- a).

– **کلینوپروکسن:** کانی کلینوپروکسن یکی دیگر از کانی‌های شاخص و ارزشمند در



شکل ۶- a) تغییرات ترکیب کروم اسپینل (برگرفته از استیونز- Stevens, 1994). b) تغییرات ترکیب اولوین (Deer et al., 1978).

Figure 6 - a) Compositional variations of chromite (after Stevens, 1994).
b) Compositional variations of olivine (after Deer et al., 1978).



شکل ۷- a و b) ترکیب پیروکسن‌های موجود در پیکره افیولیتی حاجی آباد که در هر دو منطقه بیشتر ترکیب‌های دو گروه مشابه‌اند. برگرفته از پولدوارت و هس (Poldevaart and Hess, 1951).

Figure 7 – a and b) Pyroxene compositions in the Haji Abad ophiolitic sequence show similarities between the two studied sections. (after Poldevaart and Hess, 1951).

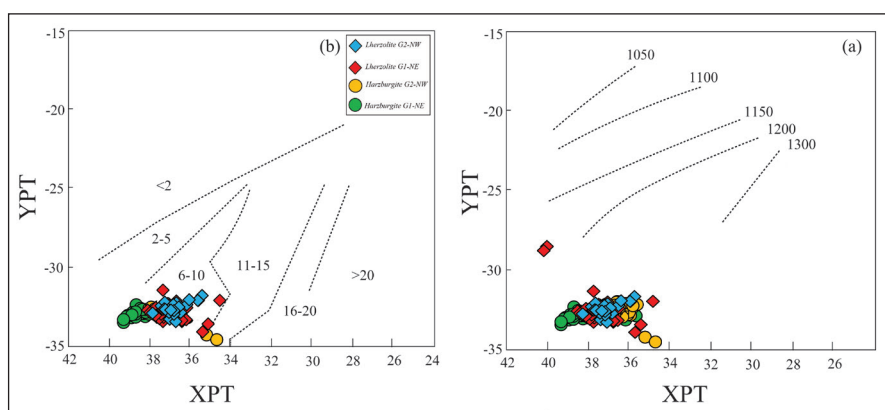
۴- بحث

۴-۱- زمین دما- فشار سنجی اولترامافیک‌های حاجی آباد

۴-۱-۱- دماسنجی و فشار سنجی با پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به‌ویژه کلینوپیروکسن ابزار مهمی برای تعیین دما در سنگ‌های آذرین به‌شمار می‌رود به‌ویژه هنگامی که دو نوع پیروکسن یعنی ارتوپیروکسن فقیر از کلسیم و کلینوپیروکسن غنی از کلسیم با هم، هم‌زیست باشند. از آنجا که سنگ‌های دونیتی دارای فاز اندکی از پیروکسن یا فاقد آن هستند، در این بررسی تنها از سنگ هارزبورژیت و لرزولیت منطقه جهت تعیین دما-فشارسنجی استفاده گردید. بر اساس بررسی‌های انجام شده و تعیین شاخص YPT و XPT (Soesoo, 1997) کلینوپیروکسن‌های موجود در هر دو منطقه میانگین محدوده دمایی برای تشکیل بخش شمال خاوری ۱۱۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای بخش شمال باختری ۱۲۰۰-۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. همچنین این بررسی نشان

می‌دهد که فشار حاکم در زمان تشکیل این سنگ‌ها برای بخش شمال خاوری در حدود ۶-۱۳ کیلو بار و برای بخش شمال باختری ۵-۱۰ بوده است (شکل ۸). روش دوم دماسنجی استفاده از روش پوتریکا (Putrika, 2008) برای کلینوپیروکسن‌ها در سنگ لرزولیت و هارزبورژیت است. مقدار محاسبه شده دما ۱۳۰۳-۱۳۸۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵-۱۰ کیلو بار در بخش شمال خاوری و دما ۱۰۰۰-۱۳۰۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵-۱۰ کیلو بار و برای بخش شمال باختری به ترتیب ۱۰۱۰-۱۳۵۳ و فشار ۵-۱۰ کیلو بار، ۱۰۰۰-۱۲۹۷ و فشار ۵-۱۲ کیلو بار برآورد گردید. لازم به یادآوری است که روش دوم (Putrika, 2008) از نظر دما و فشار بسیار مشابه روش اول (Soesoo, 1997) بوده و اختلاف کم بین این دو روش به اختلاف در روش محاسباتی و استفاده از برخی کانی‌های در حال تعادل جهت تعیین دما و فشار مربوط می‌باشد. از این رو، میانگین دمایی (بر اساس روش دوم) به ترتیب برای بخش شمال باختری حدود ۱۳۴۱ و بخش باختری ۱۱۴۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل‌های ۸-ا و ۸-ب).



شکل ۸-ا و ۸-ب) تعیین دما و فشار پیروکسن با استفاده از روش ارائه شده توسط سواسو (Soesoo, 1997).

Figure 8 - a, b) Determination of temperature and pressure of pyroxene formation using the method proposed by Soesoo (Soesoo, 1997).

مشکل از اولیوین و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن باشند، می‌توان محدوده فشاری بین ۱۲ تا ۲۰ کیلو بار را برای آن‌ها در نظر گرفت. همچنین بر اساس نظریه دیک و بولن (Dick and Bullen, 1984) فشار موجود در زمان تشکیل مجموعه کانی‌های اسپینل، ارتو و کلینوپیروکسن و اولیوین حدود ۱۰-۲۰ کیلو بار است. بر اساس این تعاریف و با توجه به نمودار جکوییز و گرین (Jaques and Green, 1980) و داده‌های شیمی کانی و دما-فشارسنجی، تمامی اولترامافیک‌های حاجی‌آباد در محدوده گوشته اسپینلی قرار گرفته و منشأ گارنتی ندارند (شکل ۱۰).

۴-۳- تعیین درصد ذوب بخشی مجموعه افیولیتی حاجی آباد

جهت تعیین درصد ذوب بخشی در سنگ‌های اولترامافیک از روش‌های زیادی استفاده می‌شود. یکی از روش‌های مرسوم و بسیار دقیق استفاده از تغییرات میزان Cr# کروم اسپینل‌ها در برابر Fo اولیوین‌های موجود و تغییرات میزان Cr# برابر Mg# موجود در اسپینل واحدهای اولترامافیک است (Arai, 1994; Hirose and Kawamoto, 1995). میزان تغییرات درصد ذوب در سنگ‌های اولترامافیک هر دو توالی افیولیتی در این مجموعه بسیار شایان توجه است. به این ترتیب که سنگ‌های لرزولیتی در هر دو منطقه بین ۱۰-۱۵ و ۱۵-۲۰ درصد متحمل ذوب بخشی شده‌اند و این در حالی است که سنگ‌های هارزبورژیتی در هر دو منطقه تغییرات زیادی را نشان می‌دهند، به‌طوری که برخی از نمونه‌ها درصد

۴-۲- تکامل و پتروژنز مجموعه افیولیتی حاجی آباد

استفاده از کانی‌های شاخص و عناصر غیر متحرک همیشه نقش بسزایی در تعیین ژنز در بیشتر مطالعات سنگ‌شناسی داشته‌اند. به طور کلی چندین مدل برای نشان دادن ترکیب منبع گوشته و میدان پایداری ژئوشیمیایی در نظر گرفته شده است که ماگمای باقی‌مانده از آن استخراج می‌شود. نسبت‌های Dy/Yb می‌توانند به‌عنوان شاخصی برای تمایز بین حوزه‌های پایداری اسپینل و گارنت در طول ذوب بخشی از منبع گوشته‌ای عمل کنند (Jiang et al., 2009; Yang et al., 2014). به طور کلی، ذوب بخشی در میدان پایداری گارنت سبب تولید مذاب با نسبت Dy/Yb بالا ($Yb/5 < 2 < Gd/Dy$) می‌شود، در حالی که ذوب بخشی در میدان پایداری اسپینل، مذاب‌هایی با نسبت Dy/Yb پایین ($Yb/5 > 1$) تولید می‌کند. بر اساس این بررسی میزان Dy/Yb هر دو توالی افیولیتی حاجی‌آباد > 1 بوده و این در حالی است که میزان Gd/Yb بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) نیز کمتر از ۲ می‌باشد (جدول‌های ۶ و ۷). به این ترتیب تمامی نمونه‌های اولترامافیک نشان‌دهنده منشأ گرفتن از بخش اسپینلی گوشته می‌باشد (شکل‌های ۹-ا و ۹-ب).

بررسی انجام شده در جهت تعیین زایش داده‌های دما و فشارسنجی و ترمودینامیک حاکم بر تشکیل کانی‌ها همخوانی دارد (شکل ۸) از این رو، بر اساس نظریه بری و کهلر (Brey and Kohler, 1900) سنگ‌های اولترامافیکی که فاقد گارنت و بیشتر

درصد از ذوب بخشی را متحمل شده‌اند. تفاوت دیگری که بسیار آشکار است ارتباط برخی از نمونه‌های منطقه شمال خاور با سیستم بونینیتی و گرایش به سمت آن‌هاست که این موارد در نمونه‌های شمال باختر دیده نمی‌شود (شکل‌های ۱۱-a و b).

ذوب بخشی حدود ۱۰-۲۰ درصد و مابقی درصد ذوب بخشی را بین ۲۰-۳۰ درصد نشان می‌دهند. در مورد سنگ‌های دونیتی موضوع متفاوت است به بیان دیگر، سنگ‌های منطقه شمال باختر نشان می‌دهند که بین ۱۰-۲۰ درصد و سنگ‌های شمال خاور بین ۲۰-۳۰

جدول ۶ - نماینده عناصر فرعی موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی آباد، بخش شمال خاوری.

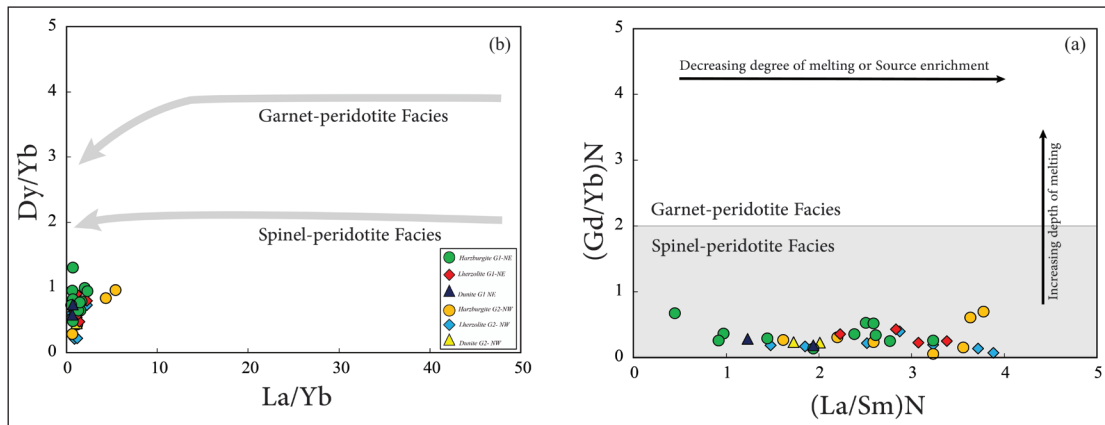
Table 6. Representative trace elements from northeastern Haji Abad ultramafics. (Lz= Lherzolite, Hz = Harzburgite).

Group 1																				
Type	Sample	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Lz	OR 2	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	1.00	0.01	0.39	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Lz	OR 3	0.02	0.02	0.03	0.05	0.01	9.69	0.02	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01
Lz	OR 5	0.03	0.01	0.04	0.07	0.01	6.27	0.04	0.29	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.02	0.05	0.01	0.08	0.02
Lz	OR 6	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	1.67	0.02	0.25	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.05	0.02	0.05	0.01	0.08	0.01
Lz	OR 8B	0.03	0.02	0.11	0.24	0.03	9.91	0.11	0.60	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.06	0.01
Lz	OR 8C	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	1.93	0.02	0.39	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01
Lz	OR 14	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	2.42	0.02	0.21	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01
Lz	Lardgarm	0.01	0.01	0.02	0.04	0.00	8.18	0.02	0.20	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
HZ	OR 1	0.03	0.03	0.22	0.50	0.05	10.10	0.19	0.63	0.02	0.04	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01
HZ	OR 11	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	3.11	0.01	0.22	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
HZ	OR 13	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	2.68	0.01	0.17	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01
HZ	OR 16	0.02	0.02	0.12	0.26	0.03	5.58	0.10	0.40	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01
HZ	OR 4	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	2.53	0.02	0.21	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01
HZ	OR 7	0.02	0.02	0.04	0.10	0.01	1.62	0.05	0.37	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01
HZ	OR 10	0.01	0.02	0.03	0.08	0.01	1.44	0.04	0.36	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01
Du	OR 12	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	3.07	0.01	0.22	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Du	OR 8A	0.02	0.02	0.03	0.07	0.01	2.68	0.03	0.47	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01

جدول ۷ - نماینده عناصر فرعی موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی آباد، بخش شمال باختری.

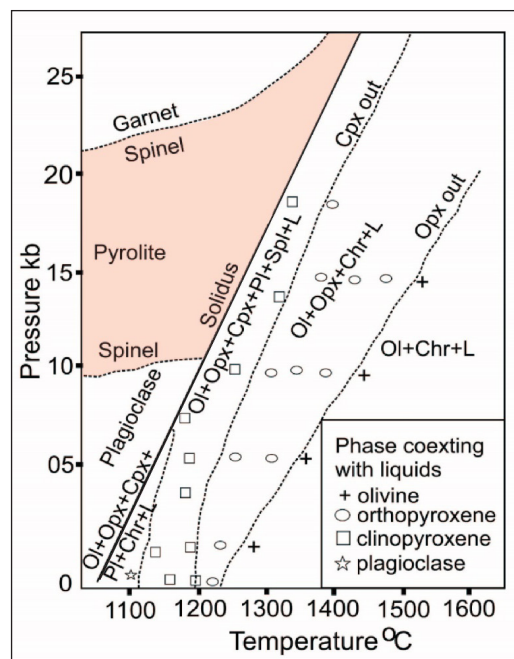
Table 7. Representative trace elements from the northwestern Haji Abad ultramafics. (Lz= Lherzolite, Hz = Harzburgite).

Group 2																				
Type	Sample	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Lz	DG 7	0.02	0.01	0.05	0.10	0.01	2.00	0.05	0.30	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01
Lz	DG 6	0.05	0.02	0.07	0.15	0.01	1.36	0.07	0.37	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.08	0.02	0.07	0.01	0.09	0.02
Lz	HP 2	0.05	0.02	0.18	0.38	0.05	9.38	0.17	1.04	0.03	0.04	0.02	0.05	0.01	0.07	0.02	0.07	0.01	0.09	0.02
Lz	HP 4	0.02	0.02	0.06	0.11	0.02	2.19	0.05	0.27	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.06	0.01
Lz	HP 8	0.02	0.02	0.05	0.11	0.01	5.34	0.04	0.26	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01
HZ	HP 13	0.04	0.01	0.22	0.40	0.05	13.80	0.21	0.83	0.03	0.06	0.02	0.09	0.02	0.14	0.03	0.11	0.02	0.14	0.02
HZ	HP 14	0.06	0.01	0.11	0.24	0.03	9.67	0.10	0.70	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.07	0.02	0.06	0.01	0.08	0.01
HZ	DG 3	0.02	0.02	0.04	0.08	0.01	2.02	0.05	0.20	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.12	0.03	0.11	0.02	0.13	0.02
HZ	DG 8	0.11	0.04	0.20	0.37	0.05	10.80	0.21	1.17	0.04	0.05	0.02	0.07	0.01	0.10	0.02	0.09	0.01	0.11	0.02
HZ	DG 9	0.04	0.03	0.04	0.08	0.01	1.55	0.04	0.38	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.10	0.02	0.10	0.02	0.12	0.02
HZ	DG 10	0.02	0.02	0.08	0.15	0.02	1.52	0.06	0.32	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.04	0.01	0.07	0.01
HZ	DG 13	0.06	0.01	0.09	0.22	0.04	28.70	0.26	1.42	0.09	0.14	0.06	0.25	0.05	0.40	0.08	0.30	0.04	0.31	0.05
HZ	HP 6	0.03	0.01	0.05	0.10	0.01	6.55	0.04	0.33	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01
HZ	HP 9	0.03	0.01	0.07	0.14	0.02	5.23	0.07	0.60	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01
HZ	HP 10	0.01	0.01	0.02	0.04	0.00	15.40	0.02	0.18	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.08	0.02	0.07	0.01	0.10	0.02
HZ	HP 11	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	1.25	0.02	0.20	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01
Du	HP L2	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01	2.85	0.02	0.19	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.05	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01
Du	HP 12	0.04	0.02	0.04	0.09	0.01	4.45	0.04	0.59	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.09	0.02	0.09	0.01	0.13	0.02



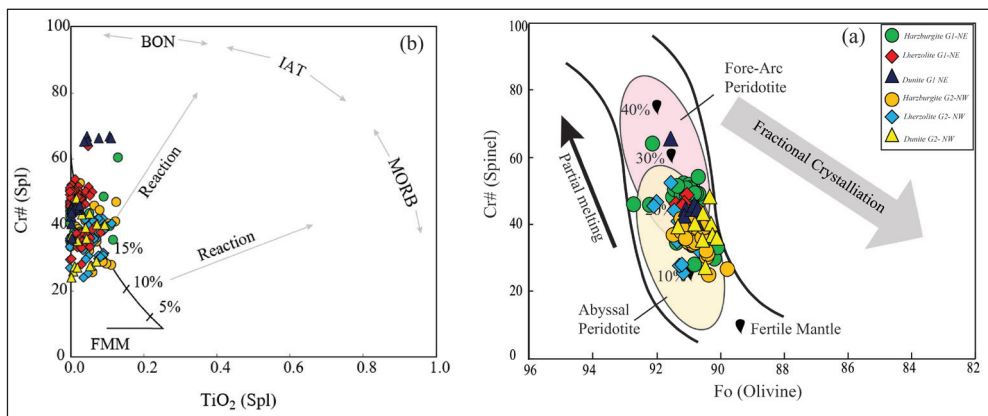
شکل ۹- (a) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb برگرفته از راجش و همکاران (Rajesh et al., 2013) که ذوب گوشته در محدوده اسپینل پریدوتیت را برای اولترامافیک حاجی آباد نشان می‌دهد. (b) نمودار $(La/Sm)_{CN}$ در برابر $(Gd/Yb)_{CN}$ به یک منبع اسپینل‌دار با غنی‌شدگی و سپس با کاهش درصد ذوب اشاره می‌کند. مقادیر به‌نجار شده به کندریت از مک‌دونوا و سان (Mc Donough and Sun, 1995).

Figure 9 - a) Dy/Yb versus La/Yb diagram, from Rajesh et al. (2013), indicating mantle melting from spinel peridotite for the Haji Abad ultramafics. b) $(La/Sm)_{CN}$ versus $(Gd/Yb)_{CN}$ diagram, highlighting a spinel-rich source with enrichment and subsequent reduction in melting percentage. Values are normalized to chondrite (McDonough and Sun, 1995).



شکل ۱۰- نمودار دما بر اساس فشار برگرفته از جکوییز و گرین (Jaques and Green, 1980) سنگ‌های اولترامافیک حاجی آباد در محدوده دما-فشاری گوشته اسپینلی قرار دارند (بخش رنگی محدوده دمایی و فشاری سنگ‌های اولترامافیک حاجی آباد می‌باشد).

Figure 10. Temperature vs. pressure diagram for Haji Abad ultramafic rocks, showing that the ultramafic rocks of Haji Abad fall within the spinel mantle temperature-pressure range (Jaques and Green, 1980).



شکل ۱۱- (b) تعیین زایش (ژنز) و محیط زمین‌ساختی برای اولترامافیک‌های حاجی‌آباد به ترتیب Fo موجود در اولوین و اکسید TiO₂ در اسپینل‌ها در برابر Cr# (Pearce et al., 2000) اسپینل موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی‌آباد (OSMA) در برابر Cr# Olivine-Spinel Mantle Arrays: OSMA) در برابر Cr# (Arai, 1994) برگرفته از آرای - (Arai, 1994).

Figure 11. Determining the genesis and tectonic setting for the Haji Abad ultramafics (a, b) Fo in olivine and TiO₂ in spinels plotted against Cr# in spinels (adapted from Pearce et al., 2000), showing the melting degrees in the ultramafics of the Haji Abad region. OSMA data adapted from Arai (1994).

گروهی دیگر که بیشتر مربوط به بخش شمال خاوری منطقه حاجی‌آباد می‌باشد مرتبط با محیط‌های مرتبط با فرورانش مشابه محیط فرفروانش هستند (شکل‌های ۱۲- a و b و c) جهت مقایسه اطلاعات و نتایج به‌دست آمده در منطقه حاجی‌آباد یک بررسی کلی با دیگر سنگ‌های افیولیتی منطقه صورت گرفت، نتایج این یافته‌ها به خوبی نشان می‌دهند که اولترامافیک‌های مشابه در منطقه و نزدیک به منطقه شمالی خاوری حاجی‌آباد از نظر ویژگی‌های فیزیکی و محیط زمین‌ساختی نزدیکی زیادی با یکدیگر دارند (جدول ۸).

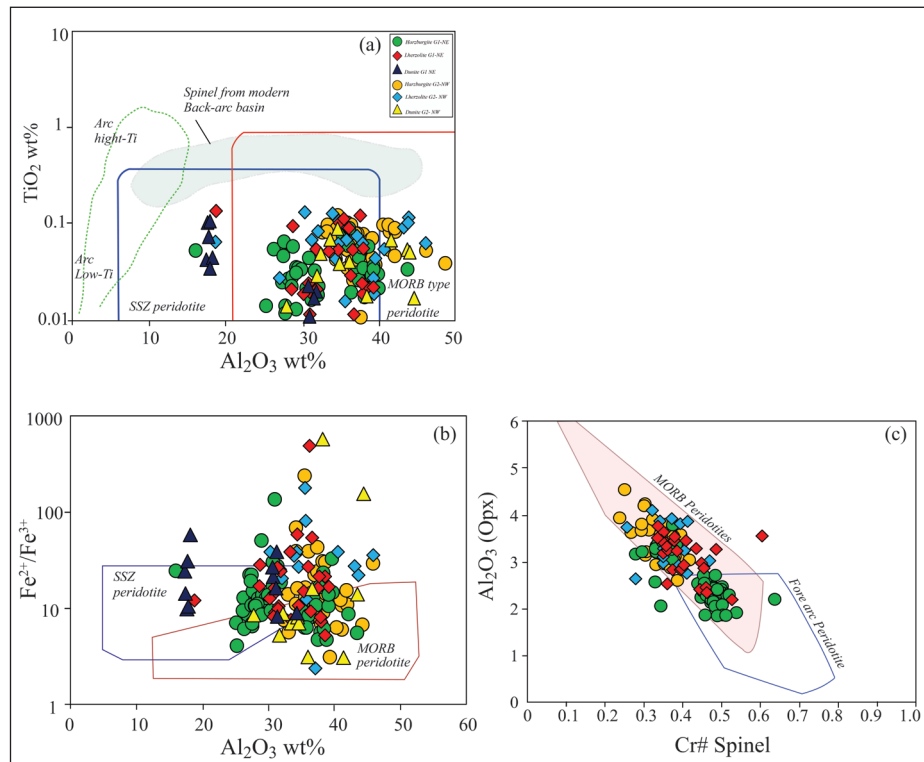
۴-۴- محیط زمین‌ساختی و سنگ‌زایی مجموعه افیولیتی حاجی‌آباد

کروم اسپینل‌ها عموماً به عنوان شاخص‌های اصلی در جهت تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی به‌ویژه سنگ‌های اولترامافیک مورد استفاده قرار می‌گیرند. جهت تعیین دقیق پیشینه زمین‌ساختی حاکم بر این سنگ‌ها از دو شاخص یعنی ترکیب کروم اسپینل و قرار دادن ترکیب پیروکسن در برابر اسپینل استفاده شد. این بررسی نشان می‌دهد که گروهی از سنگ‌های اولترامافیک که بیشتر مربوط به بخش شمال باختری منطقه حاجی‌آباد هستند، مرتبط با سیستم کششی مورب و

جدول ۸- مقایسه محیط زمین‌ساختی و دیگر پارامترهای اندازه‌گیری شده اولترامافیک‌های حاجی‌آباد با اولترامافیک‌های مزوزویک در منطقه حاجی‌آباد تا اسفندقه.

Table 8. Comparison of the tectonic environment and other measured parameters of the ultramafics in Haji Abad with the Mesozoic ultramafics from the Haji Abad to Esfandagheh region.

Mesozoic Ophiolite in Haji Abad-Esfandagheh region							Reference	
	Cr#%			Type of Spinel	Pressure(kbar)	Tectonic setting		
	Lherzolite	Harzburgite	Dunite					
Sikhoran-Soghan	42.0-52.06	42.0-52.06	52.4-76.4	Cr-Spinel	~4-6	Proto-forearc -SSZ	Sepidbar et al, 2021	
Dehsheikh	19.1-33.6	41.3-60.63	52.3-76.1	Cr-Spinel-Al Chromite	~10	SSZ	Peighambari et al., 2016	
AB bid	19.1-33.6	16.6-28.5	53.7-57.8	Cr-Spinel-Al Chromite	~16	SSZ-Mantle flow	Mohamadi et al., 2017	
Lardgarm (BALA NE)	32.0-88.5	40-40.5	43-86.7	Cr-Spinel-Al Chromite	~26	fore-arc-SSZ	Rostami et al, 2016	
Daragah(NW of Haji Abad)	30.0-33.0	39.6-42.2	23.5.1-48	Cr-Spinel	~10	MOR	Ebadi and Mortazavi, 2022	
This Study	Haji Abad (NW)	25.6-52.5	24.0-41.7	24.1-48.31	Cr-Spinel	~5-10	MOR	This study
	Haji Abad (NE)	33.5-60.3	28.0-63.64	36-03-67.1	Cr-Spinel-Al Chromite	~5-13	SSZ	



شکل ۱۲- (a) و (b) تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از نمودار TiO_2 و Fe^{2+}/Fe^{3+} در برابر Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های موجود در اولترامافیک‌های حاجی‌آباد. برگرفته از کامنسنسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001). (c) Al_2O_3 در برابر $Cr\#$ موجود در کروم اسپینل سنگ‌های اولترامافیک حاجی‌آباد (برگرفته از موریشیتا و همکاران -Morishita et al., 2015).

Figure 12. Tectonic setting determination by using (a, b) TiO_2 and Fe^{2+}/Fe^{3+} versus Al_2O_3 in chrome spinels from the ultramafic rocks of Haji Abad, from Kamenetsky et al. (2001). c) Al_2O_3 versus $Cr\#$ in chrome spinels from the ultramafic rocks of Haji Abad, based on Morishita et al. (2015).

۵- نتیجه‌گیری

اولترامافیک‌های مجموعه حاجی‌آباد به لحاظ زایش (ژنز) و سنگ‌شناسی بسیار به یکدیگر شباهت دارند، اما در بررسی‌های شیمی کانی، تغییراتی اندک در آن‌ها دیده می‌شود؛ بخش شمال‌خاوری نسبت به بخش شمال‌باختری از میانگین دمایی درجه‌سرپانتینی شده بیشتر و میانگین فشاری کمتری برخوردار است. آنچه این اولترامافیک‌ها را از یکدیگر متمایز می‌سازد، نخست، تغییرات در میزان ذوب بخشی است، به گونه‌ای که سنگ‌های لرزولیتی در هر دو دسته دارای درصدهای متفاوتی از ذوب بخشی یعنی ۱۰-۱۵ و ۱۰-۲۰ درصد می‌باشند؛ در سنگ‌های هارزبورژیتی موضوع کمی متفاوت‌تر است سنگ‌های اولترامافیک در شمال باختر حاجی‌آباد (۱۰-۲۰) نسبت با شمال‌خاور (۲۰-۳۰) دارای ذوب بخشی کمتری هستند. همچنین در نمونه‌های بخش شمال‌خاوری گرایش به سمت مذاب‌های بونینیتی و محیط‌های مشابه فرورانش دارند. دوم، بررسی ژئوشیمی کانی‌های متفاوت به خوبی نشان می‌دهد که اولترامافیک‌های موجود در این منطقه دارای ترکیب شیمیایی متفاوتی هستند به گونه‌ای که بیشتر نمونه‌های بخش شمال‌باختری گرایش به سمت محیط‌های آب‌سپال داشته و این در حالی است که نمونه‌های بخش شمال‌خاوری تمایل خود را با محیط‌های مشابه فرورانش و فرافروانش نشان می‌دهند. از این رو، با توجه به تمامی موارد بررسی شده، می‌توان نتیجه گرفت که برخی از اولترامافیک‌های منطقه حاجی‌آباد احتمالاً مربوط به زمان بازشدگی اقیانوس تیس (شرایط مورب) و برخی دیگر مربوط به فرورانش اقیانوس تیس (شرایط فرافروانش) است. مهم‌ترین نتایج

را می‌توان چنین توصیف کرد:
 - افیولیت‌های حاجی‌آباد دارای کانی‌شناسی و شرایط دما و فشاری مشابه و نه یکسان می‌باشند.
 - بخش شمال‌خاوری نسبت به بخش شمال‌باختری از میانگین دمای تشکیل و درجه‌سرپانتینی شدن بیشتر و میانگین فشاری کمتری برخوردار می‌باشند.
 - گوشته موجود در هر دو بخش افیولیتی مشابه و از نوع اسپینل لرزولیت است.
 - اولترامافیک‌های بخش شمال‌خاوری گرایش به سمت مذاب‌های بونینیتی و محیط‌های مشابه با فرورانش دارند.
 - برخی از سنگ‌های اولترامافیک در بخش شمال‌باختری مشابه محیط مورب و برخی دیگر در بخش شمال‌خاوری نشان‌دهنده همراهی با محیط زمین‌ساختی فرافروانش هستند.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از همکاری دانشگاه و موسسه تحقیقاتی علوم زمین و ژئوفیزیک IGGCAS کشور چین و حمایت‌های مالی جناب آقای پرفسور Bo Wan و مجموعه دانشگاه هرمزگان و سازمان امور دانشجویان کشور و وزارت علوم و تحقیقات جهت همکاری‌های لازم در راستای تحقق فرصت مطالعاتی این پژوهش نهایت تشکر و قدردانی را دارند.

کتابنگاری

سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۳، تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ حاجی آباد، سازمان زمین شناسی کشور. <https://data.gov.ir>.
 رستمی پور، ح.، ۱۳۹۵، خاستگاه سنگ‌های اولترامافیک شرق حاجی آباد، استان هرمزگان پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان. وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، ایران. <https://ganj.irandoc.ac.ir>

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, 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., and Mitchell, J., 2009. "Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes." *Lithos*, 113(3-4), 691-709. 10.1016/j.lithos.2009.03.010.

Ambrose, T. K., and Searle, M. P., 2019. 3-D structure of the northern Oman-UAE ophiolite: Widespread, short-lived, suprasubduction zone magmatism. *Tectonics*, 38(1), 233-252. <https://doi.org/10.1029/2018TC005038>.

Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113, 191-204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3).

Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11), 1764-1766. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.

Brey, G. P., and Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6), 1353-1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353> doi: 10.1093/petrology/31.6.1353.

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1978. Rock-forming minerals. 2A, single chain silicates. Longman, London. ISBN: 9781897799857.

Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys palaeo- environmental maps. <https://ccgm.org/en/product/atlas-tethys/>.

Dick, H.J.B., and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Pet.* 1984, 86, 54-76. 10.1007/BF00373711.

Dilek, Y., and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387-411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>.

Dilek, Y., and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100. doi:10.2113/GSELEMENTS.10.2.93.

Dilek, Y., and Robinson, P.T., 2003. Ophiolites in Earth History: Introduction, in Dilek Y, Robinson PT. (eds.), *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publication, 218, 1-8. doi:1144/GSL.SP.2003.218.01.01.

Ebadi, H., and Mortazavi, M., 2022. Ultramafic rocks northwest of Haji Abad, 2023., 41st international Earth Sciences conference, Geological Survey of Iran. <https://civilica.com/doc/1665448/>.

Furnes, H., Dilek, Y., Zhao, G., Safonova, I., and Santosh, M., 2020. Geochemical characterization of ophiolites in the Alpine-Himalayan Orogenic Belt: Magmatically and tectonically diverse evolution of the Mesozoic Neotethyan oceanic crust. *Earth-Science Reviews*, 208, 103258. 10.1016/j.earscirev.2020.103258.

Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehi, M., Whitechurch, H., and Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolite complex. *C. R. Geosci.* 334, 431-438. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01770-4](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01770-4).

Goodenough, K. M., Styles, M. T., Schofield, D. I., Thomas, R. J., Crowley, Q. G., Lilly, R. M., and Carney, J. N., 2010. Architecture of the Oman-UAE Ophiolite: Evidence for a Multi-phase Magmatic History [electronic Version]. Springer. <https://doi.org/10.1007/s12517-010-0177-3>.

Goodenough, K. M., Thomas, R. J., Styles, M. T., Schofield, D. I., and MacLeod, C. J., 2014. Records of ocean growth and destruction in the Oman-UAE ophiolite. *Elements*, 10(2), 109-114. 10.2113/gselements.10.2.109.

Hirose, K., and Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and planetary Science letters*, 133(3-4), 463-473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00096-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U).

Jaques, A.L., and Green, D.H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Miner. Petrol.* 1980, 73, 287-310. <https://doi.org/10.1007/BF00381447>.

Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Dai, B.Z., Liao, S.Y., Zhao, K.D., Ling, H.F., 2009. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos* 2009, 107, 185-204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.006>.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A. J., and Meffre, S., 2001. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: An Empirical Study of Associated Olivine, Cr-Spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279. ISSN 0003-004X.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–254. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mohammadi, M., Ahmadipour, H., and Moradian, A., 2017. Petrogenetic evolution and tectonic environment of the harzburgites from Ab-Bid ultramafic complex (East of Hadji-Abad, Hormozgan province). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(102), 221-232. <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.44157>.
- Moores, EM., 1982. Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics*, 20, 735–760. doi:10.1029/RG020i004p00735. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00735>.
- Morishita, T., Nakamura, K., Shibuya, T., Kumagai, H., Sato, T., Okino, K., Sato, H., Nauchi, R., Hara, K., Takamaru, R., 2015. Petrology of peridotites and related gabbroic rocks around the Kairei Hydrothermal Field in the Central Indian Ridge. In *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems: TAIGA Concept*; Ishibashi, J.-I., Ed.; Springer: Tokyo Heidelberg New York Dordrecht London, 2015; Available online: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-4-431-54865-2_14. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_14.
- Nasir, S., 2020. SSZ Semail ophiolite vs MORB Masirah ophiolite: a perspective from podiform chromitites. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 94(S1), 51-52. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14462>.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 36–53. doi: 10.1007/s004100050572.
- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H. G., Ahmadipour, H., and Heidarian, H., 2016. Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): inferences from platinum-group elements and chromite compositions. *Ore Geology Reviews*, 74, 39-51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.032>.
- Poldevaart, A., and Hess, H.H., 1951. Nomenclature of clinopyroxenes in the system Ca MgSi₂O₆-CaFeSi₂O₆-Mg₂Si₂O₆-Fe₂Si₂O₆. *Journal of Geology*, 59, 472-476. DOI: 10.1086/625891.
- Poosti, M., Mohammadi Portaziani, R., Haj Hosni, H., and Mortazavi Ravari, M., 2015. Cr-spinel mineral chemistry and tectonic setting of Lerdgerme-Paein peridotites in east of Haji Abad, SE Iran. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 26, No.102. <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.44067>.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral.Geochem.* 69, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Rajesh, H.M., Chisonga, B.C., Shindo, K., Beukes, N.J., Armstrong, R.A., 2013. Petrographic, geochemical and SHRIMP U–Pb titanite age characterization of the Thabazimbi mafic sills: Extended time frame and a unifying petrogenetic model for the Bushveld Large Igneous Province. *Precambrian Res.* 2013, 230, 79–102. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.02.002>.
- Ricou, L. E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 13, 327-350. <https://www.abebooks.fr/croissant-ophiolitique-peri-arabe-ceinture-nappes-mises/19064489862/bd>.
- Ricou, L. E., 1974. L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des Zagrides (Doctoral dissertation). <https://www.sudoc.fr/009009477>.
- Rostami pour, H., 2016. *Origin of the ultramafic rocks in east Hajjiabad, Hormozgan Province, MSc thesis., (2016). University of Hormozgan, Faculty of Basic Sciences, Ministry of Science, Research and Technology, Iran.* <https://ganj.irandoc.ac.ir>. (In Persian).
- Sabzehei, M., 1994. *Geological map of Hajiabad at 1:250,000 and 1:100,000 (Geological Survey of Iran). Ministry of Science, Research and Technology, Iran.* Retrieved from <https://data.gov.ir>. (In Persian).
- Şengör, A. M. C., Altın, D., Cin, A., Ustaömer, T., and Hsü, K. J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1), 119-181. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.0>.
- Sepidbar, F., Khedr, M. Z., Ghorbani, M. R., Palin, R. M., and Xiao, Y., 2021. Petrogenesis of arc-related peridotite hosted chromitite deposits in Sikhoran-Soghan mantle section, South Iran: Evidence for proto-forearc spreading to boninitic stages. *Ore Geology Reviews*, 136, 104256. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104256>.
- Shafaii Moghadam, H., and Stern, R. J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 31-59. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *GFF*, 119(1), 55-60. DOI: 10.1080/11035899709546454.
- Soltani Nejad, M., Ahmadipour, H., Moradian, A., and Zabuli Sarvtmin, B., 2018. Chromite chemistry as an approach to the origin of the north-east of Haji Abad ultramafic massif, Hormozgan province. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 27, No.107. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.63824>.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).

Stevens, R. E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29(1-2), 1-64. https://www.minsocam.org/ammin/AM29/AM29_1.

Trevor, J.F., David, H.G., Leonid, V.D., and Andrew, W.M., 2008. The composition of near- solidus partial melts of fertile peridotite at 1 and 1.5 GPa: Implications for the petrogenesis of MORB. *J. Petrol.* 2008, 49, 591-613. DOI: 10.1093/petrology/egn009.

Uysal, I., Akmaz, R.M., Kapsiotis, A., Demir, Y., Saka, S., Avcı, E., and Müller, D., 2015. Genesis and geodynamic significance of chromitites from the Orhaneli and Harmancık ophiolites (Bursa, NW Turkey) as evidenced by mineralogical and compositional data. *Ore Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.08.006>.

Yang, Q.Y., Santosh, M., Shen, J.F., Li, S.R., 2014. Juvenile vs. recycled crust in N.E. China: Zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and an integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiadong Peninsula. *Gondwana Res.* 2014, 25, 1445-1468. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.003>.

پیوست

APPENDIX

پیوست ۱- نماینده ترکیب الیوین های موجود در لرزولیت های منطقه حاجی آباد.

Appendix 1. Representative composition of olivines in lherzolites from the Haji Abad region.

Comment	OR-8B	OR-3	OR-8A	HP-2	DG-6	HP-8
Group	Group 1(NE)			Group2(NW)		
Rock type	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ
type	ol	ol	ol	ol	ol	ol
SiO ₂	39.43	55.77	40.25	38.70	40.67	38.91
FeO	8.52	5.63	8.84	0.01	0.07	0.00
MnO	0.07	0.06	0.11	8.65	8.61	8.49
MgO	50.62	34.36	49.54	0.12	0.13	0.12
CaO	0.01	0.89	0.08	51.28	49.05	51.46
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.03	0.06	0.01
NiO	0.36	0.01	0.38	0.01	0.07	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.38	0.39	0.39
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00
Total	99.09	99.22	99.30	0.00	0.05	0.00
Si	0.97	1.45	0.99	99.19	99.19	99.40
Fe3	0.06	0.00	0.01	0.95	1.01	0.95
Fe2	0.11	0.12	0.17	0.10	0.00	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.07	0.18	0.07
Mg	1.85	1.33	1.82	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.02	0.00	1.87	1.81	1.87
tot. cat.	3.00	3.00	3.00	0.00	0.00	0.00
tot. oxy.	4.00	4.49	4.00	3.00	3.00	3.00
Te	0.07	0.08	0.12	4.00	4.01	4.00
Fo	91.30	89.97	90.70	0.12	0.13	0.12
Fa	8.62	8.27	9.08	91.21	90.84	91.41
Ca-Ol	0.01	1.67	0.10	8.63	8.95	8.46
Fe/Fe+Mg	0.06	0.08	0.08	0.04	0.08	0.02
Mg#	0.94	0.92	0.92	0.04	0.09	0.04

پیوست ۲- نماینده ترکیب الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه حاجی‌آباد.

Appendix 2. Representative composition of olivines in harzburgites from Haji Abad region.

Comment	OR-4-G1-2	OR-13-04	OR-13-10-0	OL-HZ	DG-9-G2-3	DG-9-G2-5
Group	Group 1(NE)			Group2(NW)		
Rock type	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ
type	ol	ol	ol	ol	ol	ol
SiO ₂	41.098	39.194	38.532	41.831	40.359	39.722
Cr ₂ O ₃	0.129	0.086	0.059	0.003	0	0
FeO	8.559	8.95	8.863	9.644	9.437	9.364
MnO	0.122	0.149	0.109	0.165	0.147	0.134
MgO	49.676	50.786	51.381	47.12	48.729	50.517
CaO	0.06	0	0.013	0.065	0.046	0.006
Total	100.11	99.619	99.39	99.253	99.282	100.063
Na ₂ O	0.38	0.39	0.423	0.015	0.075	0.001
NiO	0	0.001	0	0.385	0.39	0.319
K ₂ O	0	0.034	0.001	0.008	0.027	0
P ₂ O ₅	0.041	0.025	0	0.005	0.003	0
Si	1.01	0.96	0.94	1.04	1.00	0.97
Fe3	0.00	0.08	0.11	0.00	0.00	0.06
Fe2	0.18	0.10	0.07	0.20	0.20	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.81	1.85	1.87	1.75	1.80	1.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
tot. cat.	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
tot. oxy.	4.01	4.00	4.00	4.04	4.00	4.00
Te	0.13	0.15	0.11	0.18	0.15	0.14
Fo	91.00	90.87	91.06	89.46	90.01	90.45
Fa	8.80	8.98	8.81	10.27	9.78	9.41
Ca-Ol	0.08	0.00	0.02	0.09	0.06	0.01
Fe2/F2/Mg	0.09	0.05	0.03	0.10	0.10	0.07
Mg #	0.91	0.95	0.97	0.90	0.90	0.93

پیوست ۳- نماینده ترکیب الیوین‌های موجود در دونیت‌های منطقه حاجی‌آباد.

Appendix 3. Representative composition of olivines in dunites from the Haji Abad region.

Comment	OR-8A-G7-1	OR-8A-G9-2	OR-8A-G9-1	HP-12-G13-1	HP-12-G13-2BU	HPL2-G5-3
Group	Group 1(NE)			Group2(NW)		
Rock type	Du	Du	Du	Du	Du	Du
type	ol	ol	ol	ol	ol	ol
SiO ₂	40.1	41.2	40.5	42.3	40.8	40.7
FeO	8.9	8.8	8.7	8.0	8.6	8.6
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
MgO	50.6	49.4	49.8	49.7	50.4	50.3
CaO	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
NiO	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Total	100.1	100.1	99.7	100.7	100.4	100.2
Si	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Fe3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8

پیوست ۴- نماینده ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک منطقه حاجی‌آباد.

Appendix 4. Representative composition of clinopyroxenes in ultramafic rocks from the Haji Abad region.

Comment	OR-8A-G7-2	OR-8A-G5-4	OR-7-G8-3	OR-7-G8-4	HP-8-1-07cpx	DG-6-G1-4	DG-3-G5-1	DG-4-G14-3
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
Rock type	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	HZ
type	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
SiO ₂	52.02	51.39	52.03	51.78	51.12	52.22	52.18	51.86
TiO ₂	0.06	0.04	0.14	0.13	0.10	0.12	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	3.36	3.60	4.73	4.60	3.44	3.18	4.64	3.84
Cr ₂ O ₃	1.14	1.29	1.52	1.45	0.77	1.01	1.31	1.10
FeO	2.49	2.74	2.25	3.07	1.93	2.23	2.93	2.81
MnO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.08	0.01	0.00	0.02
MgO	17.90	19.39	15.82	19.79	19.92	17.46	18.94	18.60
CaO	21.80	20.54	22.58	19.06	21.46	22.75	20.01	20.63
NiO	0.05	0.04	0.02	0.01	0.05	0.04	0.05	0.04
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.01	0.05	0.09	0.02	0.02	0.05
Total	99.03	99.18	99.81	100.15	99.29	99.42	100.43	99.15
Si	1.91	1.88	1.90	1.87	1.87	1.91	1.88	1.89
Al(iv)	0.09	0.12	0.10	0.13	0.13	0.09	0.12	0.11
Al(vi)	0.05	0.03	0.10	0.06	0.02	0.05	0.08	0.06
Fe(iii)	0.03	0.09	0.00	0.05	0.16	0.05	0.03	0.03
Cr	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03
Fe(ii)	0.04	0.00	0.06	0.05	0.10	0.02	0.06	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.98	1.06	0.86	1.06	1.09	0.95	1.02	1.01
Ca	0.86	0.80	0.88	0.74	0.84	0.89	0.77	0.81
TOTAL	4.01	4.03	4.00	4.02	4.05	4.02	4.01	4.01
Wo	44.81	41.36	48.73	38.89	42.30	46.63	40.77	42.34
En	51.20	54.34	47.49	56.18	54.64	49.79	53.68	53.14
Fs	3.99	4.31	3.78	4.92	3.06	3.57	4.65	4.52
Mg#	0.96	1.00	0.93	0.96	0.91	0.98	0.95	0.94

پیوست ۵- نماینده ترکیب ارتوپروکسن‌های موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی‌آباد.

Appendix 5. Representative composition of orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Haji Abad region.

Comment	OR-8B-1	OR-8B-1	OR-1	OR-7-	HP-2-P	HP-2-o	DG-8-	DG-8-
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
Rock type	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	HZ
type	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx
SiO ₂	52.76	53.00	56.54	55.21	53.31	55.57	53.62	54.34
TiO ₂	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	3.45	3.50	2.53	3.39	2.91	2.63	4.38	3.77
Cr ₂ O ₃	1.11	1.01	0.90	0.90	0.67	0.51	0.97	0.54
FeO	4.45	5.54	5.23	5.53	5.90	5.84	5.81	5.79
MnO	0.10	0.12	0.11	0.10	0.14	0.15	0.10	0.07
MgO	29.54	34.64	34.27	32.47	35.04	33.11	33.57	33.38
CaO	7.65	1.27	0.54	2.50	0.93	1.19	1.04	1.07
NiO	0.02	0.07	0.00	0.01	0.09	0.06	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.07	0.09	0.02	0.00	0.03	0.03
Total	99.17	99.20	100.31	100.23	99.05	99.10	99.63	99.13
Si	1.87	1.86	1.94	1.91	1.87	1.94	1.87	1.90

ادامه پیوست ۵- نماینده ترکیب ارتوپروکسن‌های موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی آباد.

Continued from Appendix 5. Representative composition of orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Haji Abad region.

Comment	OR-8B-1	OR-8B-1	OR-1	OR-7-	HP-2-P	HP-2-o	DG-8-	DG-8-
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
Rock type	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	HZ
type	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx
Al	0.13	0.14	0.06	0.09	0.12	0.06	0.13	0.10
Al	0.02	0.00	0.04	0.05	0.00	0.05	0.05	0.05
Fe(iii)	0.12	0.16	0.00	0.02	0.17	0.01	0.09	0.06
Cr	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	0.01	0.00	0.15	0.14	0.00	0.16	0.08	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.56	1.81	1.75	1.68	1.83	1.72	1.74	1.74
Ca	0.29	0.05	0.02	0.09	0.03	0.04	0.04	0.04
TOTAL	4.04	4.05	4.00	4.01	4.06	4.00	4.03	4.02
Wo	14.63	2.35	1.04	4.80	1.71	2.29	2.00	2.05
En	78.64	89.55	91.01	86.78	89.73	88.72	89.26	89.21
Fs	6.73	8.10	7.95	8.42	8.56	8.98	8.75	8.74
Mg#	1.00	1.00	0.92	0.92	1.00	0.91	0.95	0.94

پیوست ۶- نماینده کروم اسپینل‌های موجود در اولترامافیک‌های منطقه حاجی آباد.

Appendix 6. Representative composition of Cr-Spinels in ultramafic rocks from the Haji Abad region.

Comment	09-OR-3	OR-3-13	OR-4-3	OR-1-3	DG-6-3	DG-6-4	HP-6-3	HP-6-5
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
Rock type	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	HZ
type	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr
SiO ₂	0.003	0.007	0.04	0.01	0.047	0.061	0.03	0.10
TiO ₂	0.052	0.090	0.01	0.02	0.042	0.026	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	31.773	28.713	25.23	27.28	39.503	39.224	35.09	37.65
Cr ₂ O ₃	36.394	40.400	43.68	43.01	31.853	31.422	33.64	31.63
V ₂ O ₅	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00
FeO	18.096	16.707	17.58	17.04	13.220	13.271	17.05	16.97
MnO	0.282	0.302	0.00	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00
MgO	12.523	13.092	13.60	13.29	15.458	15.844	14.70	14.51
CaO	0.003	0.000	0.04	0.00	0.041	0.050	0.02	0.02
K ₂ O	0.000	0.000	0.01	0.01	0.010	0.000	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.00	0.03	0.008	0.000	0.06	0.00
Na ₂ O	0.035	0.069	0.08	0.07	0.000	0.011	0.01	0.03
Total	99.241	99.461	100.27	100.77	100.182	99.912	100.67	100.98
Si	0.001	0.002	0.01	0.00	0.011	0.014	0.01	0.02
Ti	0.009	0.016	0.00	0.00	0.007	0.004	0.01	0.01
Al	8.960	8.154	7.18	7.70	10.545	10.474	9.52	10.11
Cr	6.885	7.697	8.34	8.14	5.704	5.629	6.13	5.70
V	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00

ادامه پیوست ۶- نماینده کروم اسپینل های موجود در اولترامافیک های منطقه حاجی آباد.

Continued from Appendix 6. Representative composition of Cr-Spinels in ultramafic rocks from the Haji Abad region.

Comment	09-OR-3	OR-3-13	OR-4-3	OR-1-3	DG-6-3	DG-6-4	HP-6-3	HP-6-5
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
Rock type	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	HZ
type	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr
Fe(iii)	0.136	0.113	0.45	0.15	0.000	0.000	0.32	0.14
Fe(ii)	3.485	3.253	3.10	3.26	2.504	2.514	2.97	3.10
Mn	0.057	0.062	0.00	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00
Mg	4.467	4.703	4.90	4.74	5.220	5.352	5.05	4.93
TOTAL	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.00	24.00
Cr/Cr+Al	0.435	0.486	0.00	0.00	0.351	0.350	0.39	0.36
Mg#	56.176	59.113	0.61	0.59	67.582	68.036	0.63	0.61
Cr#	43.452	48.557	53.73	51.40	35.104	34.955	39.15	36.04

پیوست ۷- نماینده کروم اسپینل های موجود در دونیت منطقه شمال خاور حاجی آباد.

Appendix 7. Representative composition of Cr-Spinels in dunite from the northwestern Haji Abad region.

Comment	OR-8A-	OR-12	OR-8A -	OR-8A -5	HPL2 -4	HPL2 -5	HPL2 -4	HPL2 -5
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
type	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr
SiO ₂	0.16	0.25	0.36	0.02	0.13	0.04	0.01	0.07
TiO ₂	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	31.85	17.58	38.41	33.34	28.00	33.64	36.82	36.14
Cr ₂ O ₃	38.57	53.62	32.24	37.02	39.01	33.85	32.03	30.30
V ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.30	17.66	14.26	15.91	20.66	17.49	17.39	16.49
MnO	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	14.94	11.34	15.42	14.41	11.80	14.43	14.16	16.53
CaO	0.06	0.05	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.06
Total	100.96	100.90	100.80	100.76	99.78	99.57	100.53	99.95
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.11	0.24
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.09
Na ₂ O	0.07	0.02	0.03	0.00	0.06	0.03	0.01	0.00
Si	0.04	0.06	0.08	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	8.72	5.21	10.24	9.12	8.01	9.27	9.98	9.72
Cr	7.08	10.67	5.77	6.79	7.48	6.26	5.82	5.47
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(iii)	0.12	0.00	0.00	0.08	0.44	0.43	0.20	0.76
Fe(ii)	2.85	3.72	2.70	3.01	3.75	2.99	3.15	2.38
Mn	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.17	4.25	5.20	4.99	4.27	5.03	4.85	5.63
TOTAL	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Fe/Fe+Mg	0.36	0.47	0.34	0.38	0.50	0.40	0.41	0.36

ادامه پیوست ۷- نماینده کروم اسپینل های موجود در دونیت منطقه شمال خاور حاجی آباد.

Continued from Appendix 7. Representative composition of Cr-Spinels in dunite from the northwestern Haji Abad region.

Comment	OR-8A-	OR-12	OR-8A -	OR-8A -5	HPL2 -4	HPL2 -5	HPL2 -4	HPL2 -5
Group	Group 1(NE)				Group 2(NW)			
type	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr	chr
Cr/Cr+Al	0.45	0.67	0.36	0.43	0.48	0.40	0.37	0.36
Fe(ii)	2.85	3.73	2.87	3.01	3.75	2.99	3.15	2.38
Fe(iii)	0.12	0.02	0.17	0.08	0.44	0.43	0.20	0.76
Mg#	64.44	53.25	64.44	62.35	53.23	62.70	60.66	70.24
Cr#	44.82	67.17	36.03	42.69	48.31	40.30	36.86	36.00