

Original Research Paper

# High-Cr chromium spinels in Golashkard ultramafic unit, Faryab complex, southeast of Sanandaj-Sirjan, Iran

Afsaneh Naseri-Esfandagheh<sup>1\*</sup>, Mohammad Rahgoshay<sup>1</sup>, and Sasan Bagheri<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2023 January 07

Accepted: 2023 March 25

Available online: 2024 March 20

### Keywords:

Chromitite

Chromium-spinel chemistry

Faryab ultramafic

Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab ophiolitic belt

Sanandaj-Sirjan zone

## ABSTRACT

The Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab ophiolitic belt is one of the most famous chromite-bearing occurrences in the south of Iran that has received considerable attention. Golashkard ultramafic unit includes dunite, highly serpentinized harzburgites, chromitite and wehrlite layers in the Faryab ophiolitic complex located in the southeast of Sanandaj-Sirjan as one of the chromite-bearing areas of the Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab ophiolitic belt. Ultramafic rocks and chromitites of Golashkard area consist of 20 to more than 50% of chromite. The studied chromites have variable massive, banded and scattered textures. The geochemistry of Golashkard ultramafic rocks shows that the average Cr# enrichment of chromite in serpentinite rocks (probably dunite and harzburgite) and wehrlite is to  $Cr/(Cr + Al) \times 100 = 70-80$  and in chromitite is relatively higher ( $Cr/(Cr + Al) \times 100 = 81$ ). Based on the lithological and mineral chemistry characteristics, Golashkard ultramafic rocks are part of mantle related to ophiolite, which was produced by a homogeneous boninitic melt in the suprasubduction zone and formed high chromium chromitites and related peridotites.

## 1. Introduction

Ophiolites are good windows of the mantle lithosphere that are exposed on the surface of the earth that the heterogeneity of the mantle can be examined by them. As indicated by mineralogical and geochemical characteristics, ophiolites may be formed in different tectonic settings, including those related to the mid-ocean ridge (MOR), which includes the fertile mantle with the

characteristics of Cr and Al-rich spinels with a relatively low Cr ratio ( $0.6 < Cr/(Cr+Al)$ ), and also types associated with the arc or supra-subduction zone (SSZ) with the characteristic of Cr-rich chromium spinels with a high Cr ratio ( $0.6 > Cr/(Cr+Al)$ ) were named (Dick and Bullen, 1984; Zhou et al., 1998; Dare et al., 2009; Arai et al., 2011). Ophiolites contain significant chromite


\* Corresponding author: Afsaneh Naseri-Esfandagheh; E-mail: naseri.a1986@gmail.com

### Citation:

Naseri-Esfandagheh, A., Rahgoshay, M., and Bagheri, S., 2024. High-Cr chromium spinels in Golashkard ultramafic unit, Faryab complex, southeast of Sanandaj-Sirjan, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34(1), 131, 53-66. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.379697.2047>.

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

doi: 10.22071/gsj.2023.379697.2047

 dor: 20.1001.1.10237429.1403.34.1.4.8



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

deposits hosted by harzburgites in massive, nodular, banded and scattered forms. Cr-spinel is sometimes preserved from alteration both in chromitites and even in other peridotites and can be used as a reliable petrogenetic indicator, even in highly serpentinized ultramafic rocks (Liipo et al., 1995). The chemistry of chromium spinels provides important information about the composition of the primary melt (Rollinson, 2008), magmatic processes (partial melting) and partial crystallization (Irvine, 1967; Roberts and Neary, 1993; van der Veen and Maaskant, 1995).

Ophiolites are the oldest known ocean fragments of the Sanandaj-Sirjan zone in southern Iran, which are used to identify the suture zone between convergent blocks. The ophiolitic complexes of Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab belt are dismembered mafic-ultramafic complexes that have undergone several stages of change, deformation and metamorphism. With detailed lithological studies on the ophiolitic rocks of the upper mantle (peridotites and related chromitites) of the Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab belt, it has been concluded that these ophiolites were probably formed in various tectonic situations, from MOR to SSZ (Ahmadipour et al., 2003; Ghasemi et al., 2002; Shafaeii-Moghadam, 2013; Saccani et al., 2018; Delavari et al., 2016; Peighambari et al., 2011; Jannessary et al., 2012). Tholeiitic to boninitic magmas are considered as the dominant primary magmas for chromite deposits in Haji-Abad-Esfandah-Faryab belt ophiolites, especially the types with high Cr (Shafaeii-Moghadam, 2013; Ahmadipour et al., 2003; Saccani et al., 2018; Delavari et al., 2016). According to the studies of Naseri et al. (2023), the Golashkard mantle part is located in the Faryab ophiolitic complex consists of dunite, wehrlite, pyroxenite, as well as chromitite and serpentinite, which has been thrust on a metamorphic bed belonging to the Bajgan complex. Dunites are seen as masses and sometimes contain thin layers of chromitite. Wehrlites and pyroxenites are also exposed as dikes in different parts. Harzburgites are completely serpentinized and chromitites are seen as layers and masses. This research provides a detailed geochemical investigation of chromium spinels on chromitite rocks and their host ultramafic rocks.

## 2. Research and methodology

In order to accurately investigate the geochemical behavior of elements in the structure of minerals and to complete the mineralogical investigations of spinel minerals in chromitite, serpentinite and Wehrlites rocks in Japan by JEOL JXA-8600M automatic superprobe with KV15 accelerating voltage and Amp radiation current  $2 \times 10^{-8}$  have been analyzed in the Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, Japan. Then, using the obtained results, the structural formula of the mentioned minerals was calculated. Spreadsheets (Excel) were used to calculate the structural formula and determine the end

members of the minerals, as well as their  $Fe^{+2}$  and  $Fe^{+3}$  separation.

## 3. Results and Discussions

Golashkard ultramafic unit is a part of Faryab chromite-rich ophiolite complex, in the east of Faryab city and in the Sanandaj-Sirjan structural zone, between large chromite mines such as Sorkhband mountain, Esfandagheh, and Haji-Abad outcrops. Sanandaj-Sirjan represents the southwest margin of a continental strip in the Neotethian oceanic subduction system in Iran. The ophiolite complexes of Sanandaj-Sirjan zone have many differences and similarities in terms of ophiolite structure. Some of these complexes have a coherent ophiolite structure similar to the Oman ophiolite (such as the Kahnuj ophiolite complex) and some are ophiolitic melanges and fragmented parts (such as the Haji-Abad, Minab, Esfandagheh and Faryab complexes). The Golashkard ultramafic unit includes the mantle part of the Faryab ophiolitic complex, which is surrounded by the metamorphic rocks of the Bajgan complex from the south and west (McCall, 1985) and the metamorphic complexes around the Mordan river from the north without direct contact.

Most of the ultramafic rocks of Golashkard area are strongly serpentinized. In serpentinized rocks, primary silicate minerals have been completely altered to serpentines, carbonates and talc. Although the degree of alteration is high, the ultramafic protolith can be identified as harzburgite by bastite textures, the result of orthopyroxene alteration. There are forms similar to orthopyroxene (bastite) in which magnetite fills the cleavage planes of their main crystals. Chromium spinels in harzburgite are mostly amorphous and skeletal. Serpentinic dunite contains abundant subhedral to euhedral chromium spinel crystals (about 5% of rock volume), which usually show weaker changes and fractures than serpentinic harzburgite. The spinels in the dunites are often aligned and scattered in the olivines. In some samples, chromium spinel crystals have tensile cracks, orientation, olivine inclusions and mylonitic textures. Chromium spinel found in Wehrlites rocks is often anhedral, with irregular edges and in different sizes. Spinel in Wehrlites is scattered among olivine minerals or next to them and in the vicinity of clinopyroxene porphyroclasts.

Chromitites in Golashkard area are composed of 70% to 90% of modal chromium spinel crystals. Altered chromite crystals are generally black in color and non-altered chromites are reddish brown to orange in color, fine-grained to coarse-grained (up to 10 mm) and have tensile fractures. In microscopic sections, chromitites are often anhedral to subhedral and show signs of severe crushing. Different shapes can be distinguished in chromium spinel crystals such as semi-rounded spherical, elliptical and polygonal. Usually, the primary texture of chromites cannot be recognized due to their excessive crushing, but due to the angle of placing the crystals

next to each other, a mass texture can be recognized for them. In sheared chromium spinel, the grains break along the fractures and form a cataclastic texture. Chromium spinel sometimes contains interstices of olivine and orthopyroxene silicate minerals, which are often altered to serpentine and chlorite minerals. Ferrochromite and chromium-rich magnetite are formed along the margins and cracks of chromium spinel grains as a result of the alteration of harzburgites, wehrlites, and to a lesser extent in chromitites.

Based on mineral chemistry, chromium spinels in host serpentinites (probably harzburgite) are high Cr types.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content is lower in Chromium spinels that host Wehrlites than those formed in serpentinites (harzburgite) (41.34-35.45% and 41.95% on average). Cr# of the Wehrlites -hosted chromium spinels shows different values from 0.67 to 0.76 with an average of 0.72. Cr-spinels of serpentinite (harzburgite) show a different compositional range.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content ranges from 30.62 to 50.87% by weight (on average 43.24% by weight). Cr# of serpentinite (harzburgite) chromium spinels is high and ranges from 0.76 to 0.83 (on average 0.80). Chromium spinels of all chromitites are also high Cr types. They have a high  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  content ranging from 47.46 to 56.60 wt%, with an average of 54.51 wt%. Cr# in chromitite spinels such as those in serpentinites (harzburgite) is significantly higher than in the host wehrlite and ranges from 0.66 to 0.87 with an average of 0.81. The  $\text{TiO}_2$  content of chromium spinel in all rock types (wehrlites, serpentinites and chromitites) is very low (<0.35% by weight), which is one of the characteristics of the upper mantle of ophiolitic complexes. Mg ratio is inversely correlated with Cr ratio. The approximate negative correlation between  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  in the chromites of the Golashkard area in the Faryab complex indicates their ophiolitic nature. In the graph of  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , most of the chromitites of the Faryab complex are placed in the range of podiform chromitites close to the border of stratiform chromitites. The ratio of Cr and the ratio of medium to high Mg of Cr-spinels of the upper mantle rocks of Golashkard region are almost similar to those of ophiolitic Cr-spinels, as shown in the Cr-Al-Fe<sup>3+</sup> triangular diagram and the Cr-Al-Fe<sup>3+</sup>+Ti triangular diagram.

Chromite deposits with Chromium spinels of high Cr# are most likely produced by the interaction between melts of high partial melting with mantle peridotite in a supra subduction zone. In the present study, in the Faryab complex, all chromitites and serpentinites (harzburgite) are uniform in terms of chemical composition and include chromium spinels with Cr# higher than 0.8. These chromium spinels with high Cr# strongly indicate that these rocks are either formed from high-grade partial melting or depleted peridotite melting. These types of magmas are easily formed in the supra subduction zone, where  $\text{H}_2\text{O}$  is supplied as a fluid from the subducting edge. This interpretation is strongly supported by estimates of primary melt composition in equilibrium with

chromitites and other studied host rocks, such that the chromitites of the Faryab complex are plotted almost in the boninite field. In addition, chromium spinels in chromitite and other rocks with low  $\text{TiO}_2$  are also plotted in the SSZ field in the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{TiO}_2$  diagram. The chromitite-serpentinite (harzburgite) and wehrlite complex of Golashkard area are very similar to late Proterozoic ophiolitic complexes. The chromium spinel chemistry of chromitites and serpentinites (harzburgite) is very similar, including the high Cr ratio (Cr#>0.8), which most likely formed from the interaction between boninite melts and wall rock peridotites in an arc environment. The main difference between the Golashkard region ophiolite and late Proterozoic ophiolitic complexes is the absence of Al-rich chromites, which are quite common in many Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic complexes (Ahmed et al., 2012; Miura et al., 2012).

#### 4. conclusion

The mantle part of the Faryab complex ophiolite includes highly serpentinized harzburgites, dunite, medium-scale chromitite layers, and wehrlite. The primary silicate minerals of dunite and especially harzburgite have been completely altered to secondary minerals in most of the studied areas. Chromium spinels are the only primary minerals that are preserved from changes and reflect the primary characteristics of the ultramafic protolith. The composition of chromium spinels in chromitites is slightly different from the examples found in hosts of harzburgite and wehrlite. The high Cr ratio of Chromium spinels in chromitites, as well as the low  $\text{TiO}_2$  content, indicates their formation by interaction between mantle harzburgite and arc-related magma. The estimated composition of the primary melt in equilibrium with the formation of podiform chromitites indicates a boninitic chemical composition above a supra subduction zone. Therefore, the composition of high Cr Chromium spinels in podiform chromitites and in relatively refractory mantle peridotites in Faryab ophiolitic complex shows the extensive interaction of boninitic melt with relatively refractory mantle peridotite. In the Faryab complex, dunite, harzburgite and chromitite rocks are the most important hosts of chromite, which is consistent with other ophiolitic areas in the Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab belt. Also, in terms of magmatic nature (Boninitic magmas) and tectonic setting (supra-subduction zone), there is a significant similarity between the ophiolitic regions in the Haji-Abad-Esfandagheh-Faryab belt.

#### Acknowledgments

We appreciate and thank Professor Kuzuo Nakashima from Yamagata University, Japan, who has provided significant help to our research team in preparing and performing point analysis in the project related to the Ph.D. thesis of the first author.

# کروم اسپینل‌های غنی از Cr در واحد اولترامافیک گلاشکرد، کمپلکس فاریاب، جنوب خاور سندج-سیرجان، ایران

افسانه ناصری اسفندقه<sup>۱\*</sup>، محمد رهگشای<sup>۱</sup> و ساسان باقری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

## چکیده

کمرند افیولیتی حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب به عنوان یکی از معروف‌ترین رخداد‌های کرومیت‌دار در جنوب ایران می‌باشد. کمرند افیولیتی حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب در سال‌های اخیر، کانون توجه بسیاری از زمین‌شناسان علاقمند به کمپلکس‌های افیولیتی و زمین‌شناسی اقتصادی بوده است. واحد اولترامافیک گلاشکرد شامل دونیت، هارزبورژیت‌های شدیداً سرپانتینیتی شده، لایه‌های کرومیتیت و ورلیت در کمپلکس افیولیتی فاریاب واقع در جنوب خاور سندج-سیرجان به عنوان یکی از مناطق کرومیت‌دار کمرند افیولیتی حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب یافت شده است. سنگ‌های اولترامافیک و کرومیتیت‌های ناحیه گلاشکرد از ۲۰ تا بیش از ۵۰ درصد مدال کرومیت تشکیل شده‌اند. کرومیت‌های مطالعه شده دارای بافت‌های متغیر توده‌ای، نواری و پراکنده می‌باشند. زمین‌شیمی سنگ‌های اولترامافیک گلاشکرد نشان می‌دهد که میانگین غنی‌شدگی  $Cr\#$  کرومیت در سنگ‌های سرپانتینیت (دونیت و هارزبورژیت) و ورلیت برابر  $Cr/(Cr + Al) \times 100 = 80-70$  و در کرومیتیت‌ها نسبتاً بالاتر است  $[Cr/(Cr + Al) \times 100 = 81]$ . بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و شیمی کانی، واحد اولترامافیک گلاشکرد بخش گوشته‌ای مرتبط با افیولیت می‌باشد که توسط یک مذاب بونینیتی همگن گسترده در بالای پهنه فرافورانتش (سوپراسابداکشن) تولید شده و کرومیتیت‌های کروم بالا و پریدوتیت‌های مرتبط را تشکیل داده است.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۱/۰۵

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کرومیتیت

شیمی کروم اسپینل

اولترامافیک فاریاب

کمرند افیولیتی حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب

پهنه سندج-سیرجان

## ۱- پیش‌نوشتار

اسپینل هم در کرومیتیت‌ها و حتی در سایر پریدوتیت‌ها، گهگاه از دگرسانی محفوظ می‌ماند و می‌تواند به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی قابل اعتماد، حتی در سنگ‌های اولترامافیک بسیار سرپانتینیتی شده استفاده شود (Liipo et al., 1995). شیمی کروم اسپینل‌ها اطلاعات مهمی را در مورد ترکیب مذاب اولیه (حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب)، فرایندهای ماگمایی (ذوب بخشی) و تبلور بخشی (Irvine, 1967; Roberts and Neary, 1993; Van der Veen and Maaskant, 1995) ارائه می‌دهد.

افیولیت‌ها قطعات اقیانوسی شناخته شده پهنه سندج-سیرجان در جنوب ایران هستند که برای شناسایی پهنه‌های جوش خورده بین بلوک‌های همگرا استفاده می‌شوند. کمپلکس‌های افیولیتی کمرند حاجی آباد-اسفندقه-فاریاب به صورت مجموعه‌های مافیک-اولترامافیک، مراحل گوناگونی از تغییر شکل و دگرگونی را متحمل شده‌اند. با مطالعات سنگ‌شناسی دقیق بر روی سنگ‌های افیولیتی گوشته بالایی (پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌های مرتبط) کمرند حاجی آباد-اسفندقه-

افیولیت‌ها توالی عمودی از یک سنگ کره (لیتوسفر) گوشته‌ای در نظر گرفته شده‌اند که در اثر رویدادهای زمین‌ساختی روی سطح زمین رانده شده و از طریق آن‌ها می‌توان ناهمگنی گوشته را بررسی کرد (Coleman, 1977). همان‌گونه که با ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی مشخص می‌شود، افیولیت‌ها ممکن است در موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلفی تشکیل شوند، از جمله می‌توان به انواع مرتبط با پشته میانی اقیانوس (MOR) اشاره کرد که شامل گوشته با ویژگی کروم اسپینل‌های غنی از Al با کروم نسبتاً پایین ( $Cr/(Cr+Al) < 0/6$ ) هستند، و همچنین انواع مرتبط با کمان یا پهنه فرافورانتش (سوپراسابداکشن: SSZ) با ویژگی کروم اسپینل‌های غنی از Cr با عدد کرومی  $Cr\#$  بالا ( $Cr/(Cr+Al) > 0/6$ ) نام برد (Dick and Bullen, 1984; Zhou et al., 1998; Dare et al., 2009; Arai et al., 2011). افیولیت‌ها حاوی معادن کرومیت قابل توجهی هستند که به طور عمده در سنگ‌های اولترامافیک دونیت و هارزبورژیت به صورت توده‌ای، ندولار، نواری و پراکنده تشکیل می‌شوند. کروم

\* نویسنده مسئول: افسانه ناصری اسفندقه؛ E-mail: naseri.a1986@gmail.com

## ماخذنگاری:

ناصری اسفندقه<sup>۱\*</sup>، رهگشای<sup>۱</sup>، م. باقری<sup>۲</sup>، س.، ۱۴۰۳، کروم اسپینل‌های غنی از Cr در واحد اولترامافیک گلاشکرد، کمپلکس فاریاب، جنوب خاور سندج-سیرجان، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۱)، ۵۳-۶۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.379697.2047>

doi: 10.22071/gsj.2023.379697.2047

doi: 20.1001.1.10237429.1403.34.1.4.8

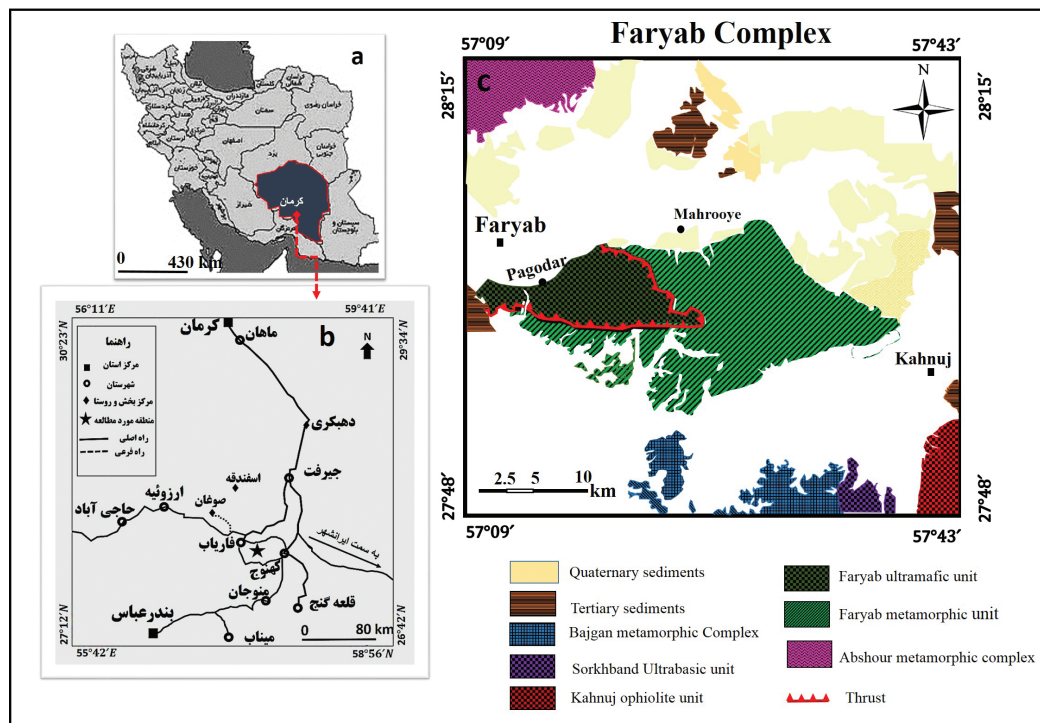
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

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

تیس جوان (نئوتیس) در ایران را نشان می‌دهد. این واحد زمین‌شناسی تاریخچه جداشدگی از گندوانا در پرمین، رانده شدگی از قاره سمیرین در پرمین-تریاس، شروع فرورانش در تریاس پسین-ژوراسیک پیشین و گسترش کمان ماگمایی ژوراسیک تا پالئوژن در حاشیه جنوبی اوراسیا را نشان می‌دهد، بنابر این پهنه سندج-سیرجان یک کمربند کوهزایی با روند شمال باختر است که بلافاصله در شمال پهنه جوش خورده زاگرس قرار دارد و نشان دهنده هسته دگرگونی منطقه برخورد عربی-اوراسیا می‌باشد (Hassanzadeh and Wernicke, 2016). مجموعه باجگان از جمله دگرگونی‌های پهنه سندج-سیرجان است که در بین مجموعه‌های افیولیتی پراکنده در این پهنه تشکیل شده است. مجموعه‌های افیولیتی پهنه سندج-سیرجان از لحاظ ساختمان افیولیت دارای تفاوت و شباهت‌های بسیاری هستند. برخی از این مجموعه‌ها دارای ساختمان افیولیتی منسجم شبیه به افیولیت عمان (مانند مجموعه افیولیتی کهنوج) و برخی به صورت ملائزهای افیولیتی و بخش‌های تکه تکه شده هستند (مانند مجموعه‌های حاجی‌آباد، میناب، اسفندقه و فاریاب). واحد اولترامافیک گلاشکرد بخش گوشته‌ای مجموعه افیولیتی فاریاب را در بر می‌گیرد که توسط سنگ‌های دگرگونی مجموعه باجگان از سمت جنوب و باختر (McCall, 1985) و مجموعه‌های دگرگونی حوالی رودخانه مردان از سمت شمال و بدون همبری مستقیم احاطه گشته است. راه‌های اصلی دسترسی به این منطقه از طریق جاده آسفالت جیرفت-کهنوج یا جیرفت-فاریاب و کهنوج-فاریاب امکان‌پذیر می‌باشد (شکل ۱-ب). راه فرعی صوغان-فاریاب این منطقه را به افیولیت‌های اسفندقه پیوند داده است. با توجه به شکل ۱ جاده آسفالت فاریاب-حاجی‌آباد افیولیت‌های مورد مطالعه را به افیولیت‌های حاجی‌آباد پیوند می‌دهد.

فاریاب، این نتیجه حاصل شده است که این افیولیت‌ها احتمالاً در انواع موقعیت‌های زمین‌ساختی، از موقعیت MOR تا SSZ تشکیل شده‌اند (Ahmadipour et al., 2003; Ghasemi et al., 2002; Shafaii-Moghadam et al., 2013; Saccani et al., 2018; Delavari et al., 2016; Peighambari et al., 2011; Jannessary et al., 2012). ماگماهای تولیتی تا بونیتی به عنوان ماگمای اولیه چیره برای کانسار کرومیت در افیولیت‌های کمربند حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب، به ویژه انواع با کروم بالا در نظر گرفته می‌شوند (Ahmadipour et al., 2003; Shafaii-Moghadam et al., 2013; Saccani et al., 2018; Delavari et al., 2016).

بر اساس مطالعات ناصری و همکاران (۱۴۰۲) بخش گوشته‌ای گلاشکرد واقع در کمپلکس افیولیتی فاریاب متشکل از دونیت، ورلیت، پیروکسینت و همچنین کرومیتیت و سرپانتینیت بوده که بر روی یک بستر دگرگونی متعلق به کمپلکس باجگان رانده شده است. دونیت‌ها به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی حاوی لایه‌های نازکی از کرومیتیت می‌باشند. ورلیت‌ها و پیروکسینت‌ها نیز به صورت دایک در بخش‌های مختلفی رخمون داشته و فراوانی کمی دارند. هارزبورژیت‌ها به طور کامل سرپانتینیتی شده‌اند و کرومیتیت‌های منطقه نیز به صورت لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند. مطالعه حاضر بررسی دقیق زمین‌شیمیایی کروم اسپینل‌های این منطقه را بر روی سنگ‌های کرومیتیت و سنگ‌های اولترامافیک میزان آن‌ها ارائه می‌کند. واحد اولترامافیک گلاشکرد بخشی از مجموعه افیولیتی کرومیت‌دار فاریاب، در خاور شهرستان فاریاب و در پهنه ساختاری سندج-سیرجان بین معادن کرومیتی بزرگی از جمله؛ کوه سرخیند، اسفندقه و همچنین حاجی‌آباد رخمون دارد (شکل ۱). سندج-سیرجان حاشیه جنوب باختری یک نوار قاره‌ای در سیستم فرورانش اقیانوسی



شکل ۱- ا) موقعیت جغرافیایی کرمان در نقشه ایران؛ (ب) راه‌های دسترسی به کمپلکس افیولیتی گلاشکرد در شهرستان فاریاب؛ (ج) نقشه ساده از واحدهای گلاشکرد (Golashkard)، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، محمدآباد (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۹۹۴)، کهنوج (Morgan et al., 1979) نودز (Morgan et al., 1980) و با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوآران (باباخانی و علوی تهرانی، ۱۳۷۱).

Figure 1- a) Geographical location of Kerman on the map of Iran; b) Access ways to Golashkard ophiolite complex in Faryab city; c) Simplified map of Golashkard units, taken from geological maps with a scale of 1:100000, Mohammad-Abad (Sabzaei et al., 1994), Kahnuj (Morgan et al., 1979), Now Dez (Morgan et al., 1980) and with a scale of 1:250000 Sabzevaran (Babakhani and Alavi Tehrani, 1371).

## ۲- روش پژوهش

اصلی ارتوپروکسن را پر می کند (شکل ۲-۲a). کروم اسپینل‌ها در هارزبورژیت بیشتر به صورت بی شکل و اسکلتی هستند (شکل ۲-۲b)، کانی‌های سرپانتین در پوشش‌های دونیت بیشتر آنتی گوریت و گاهی کریزوتیل و لیزاردیت با بافت مش مشخص هستند (شکل ۲-۲c). دونیت سرپانتینی حاوی بلورهای کروم اسپینل نیمه شکل دار تا شکل دار فراوان (حدود ۵ درصد حجم سنگ) است که معمولاً نسبت به هارزبورژیت سرپانتینی تغییرات و شکستگی‌های ضعیف تر نشان می دهند (شکل ۲-۲d).

**دونیت:** دونیت‌ها یکی از مهم ترین ترکیبات سنگی در بردارنده کانی‌های کرومیت منطقه کلاشگرد را تشکیل داده‌اند. ترکیب متوسط مدال آن‌ها بیش از ۹۵ تا ۹۷ درصد الیون و ۳ تا ۵ درصد اسپینل می باشد. بافت اصلی آنها گرانولار است، اما بافت کاتاکلاستیک نیز در الیون‌ها و اسپینل‌ها مشاهده شده است (شکل ۳-۲a). اسپینل‌های موجود در این دونیت‌ها به طور عمده نیمه شکل دار تا بدون شکل، بیشتر به رنگ سیاه تشکیل شده‌اند. کروم اسپینل‌ها اغلب به صاف شده (شکل ۳-۲b) و هم به صورت پراکنده درون الیون‌ها قرار گرفته‌اند. در برخی از نمونه‌ها بلورهای کروم اسپینل دارای ترک‌های کششی، جهت یافتگی، ادخال‌های الیون و بافت‌های ملیونیتی می باشند (شکل ۳-۲c).

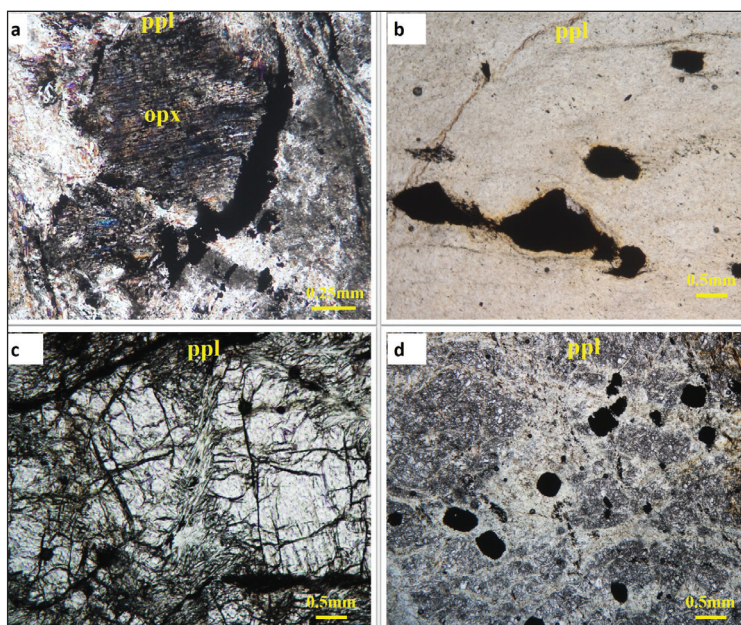
**ورلیت:** کروم اسپینل موجود در سنگ‌های ورلیت بیشتر به صورت بی شکل، دارای حاشیه‌های نامنظم و تقریباً زیگزآگی و در اندازه‌های متفاوت تشکیل شده است. اسپینل در ورلیت‌ها به صورت پراکنده و در بین کانی‌های الیون یا در کنار آنها و در مجاورت پورفایرو کلاست‌های کلیئوپروکسن ایجاد شده‌اند. در برخی از کانی‌های کروم اسپینل ادخال‌های ریز الیون دیده شده است (شکل ۳-۲d).

پس از نمونه برداری صحرائی، تهیه تعدادی مقاطع نازک صیقلی و انجام مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌هایی که گویای بهتری از تکامل ویژگی‌های صحرائی و سنگ‌نگاری (پتروگرافی) بوده‌اند انتخاب شده و به منظور بررسی دقیق رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی کانی‌های کروم اسپینل در سنگ‌های کرومیت، سرپانتین و ورلیت در کشور ژاپن توسط ابرکاوشگر خودکار مدل JEOL JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV و جریان اشعه‌ای  $2 \times 10^{-8}$  Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا ژاپن تجزیه شده‌اند. سپس با استفاده از نتایج به دست آمده، فرمول ساختاری کانی‌های یاد شده محاسبه شد. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضوهای پایانی کانی‌ها و همچنین تفکیک  $Fe^{+2}$  و  $Fe^{+3}$  آن‌ها از صفحات گسترده (اکسل) استفاده گردید که در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

## ۳- داده‌ها و اطلاعات

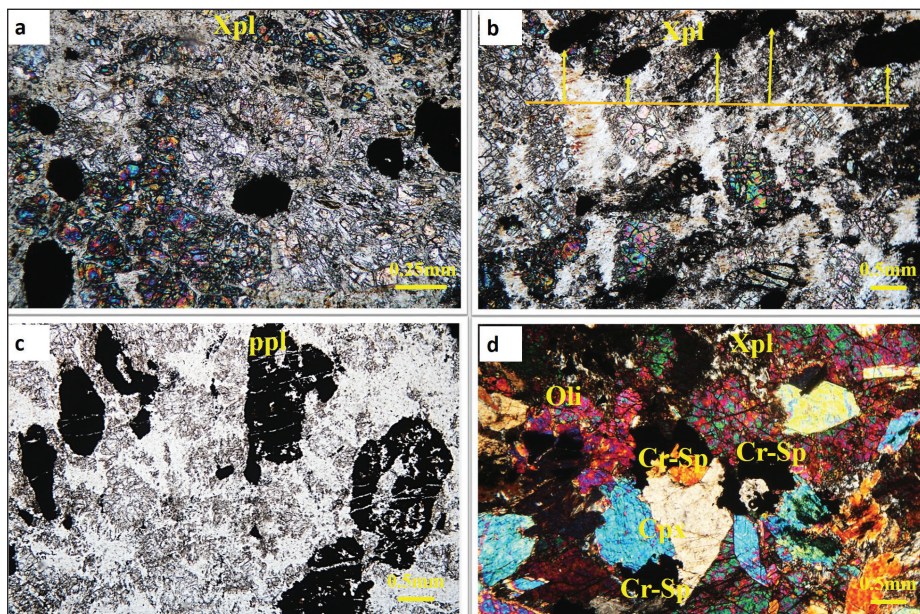
### ۳-۱- سنگ‌نگاری

**سرپانتینیت:** بیشتر سنگ‌های اولترامافیک ناحیه گلاشکرد به شدت سرپانتینیتی شده‌اند. در سنگ‌های سرپانتینیتی شده، کانی‌های سیلیکات اولیه به طور کامل به سرپانتین‌ها، کربنات‌ها و تالک تبدیل می شوند. اگر چه درجه دگرسانی بالا است، اما پروتولیت اولترامافیک می تواند به عنوان هارزبورژیت توسط بافت‌های باستیت، حاصل دگرسانی ارتوپروکسن شناسایی شود. پوشش‌های دونیت در اطراف غلاف‌های کرومیت را می توان تا حدی با بافت مش مشخص کرد. کانی‌های سرپانتین با آنتی گوریت و گاهی کریزوتیل و لیزاردیت نشان داده می شوند. اشکال شبیه ارتوپروکسن (باستیت) دانه درشت هستند که مگنتیت صفحات رخ بلورهای



شکل ۲-۲ a) جانشینی مگنتیت در صفحات رخ بلورهای ارتوپروکسن در هارزبورژیت؛ b) کروم اسپینل‌های بی شکل تا اسکلتی در هارزبورژیت؛ c) بافت مش در سرپانتین‌های حاصل از دونیت؛ d) کروم اسپینل‌های نیمه شکل دار تا شکل دار و فراوان در دونیت.

Figure 2- a) Replacement of magnetite in cleavage planes of orthopyroxene crystals in harzburgite; b) Anhedral to skeletal chromium spinels in harzburgite; c) mesh texture in the serpentine resulting from dunite; d) Chromium spinels subhedral to euhedral and abundant in dunite.



شکل ۳- a) بافت گرانولار در دونیت و پراکندگی کروم اسپینل‌ها؛ b) به صف شدگی، کشیدگی و جهت یافتگی کروم اسپینل‌ها در دونیت؛ c) ترک‌های کششی و ادخال‌های الیون در کروم اسپینل‌ها؛ d) پراکندگی کروم اسپینل‌ها در وریلت؛ [الیون (Oli)، کلینوپروکسن (Cpx)، کروم اسپینل (Cr-Sp)].

Figure 3-a) Granular texture in dunite and distribution of chromium spinels; b) Elongation and orientation of chromium spinels in dunite; c) Tensile cracks and olivine inclusions in chromium spinels; d) Dispersion of chromium spinels in wehrlite [Olivine (Oli), clinopyroxene (Cpx), chromium spinel (Cr-Sp)].

سه گانه تشکیل داده‌اند که در این کانی‌ها نیز می‌توان این اتصال سه‌گانه را تشخیص داد (شکل ۴-۳). به دلیل شکنندگی، کروم اسپینل‌ها ابتدا از طریق شکستگی جزئی تحت تاثیر اختلالات زمین‌ساختی قرار می‌گیرند و در نتیجه شبکه‌ای از ترک‌های نامنظم را تشکیل می‌دهند. این شکستگی‌ها معمولاً با سیلیکات‌ها پر می‌شوند. در کروم اسپینل برشی شده، دانه‌ها در امتداد شکستگی‌ها شکسته می‌شوند و یک بافت کاتاکلاستیک مشخص را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۳) کروم اسپینل گاهی اوقات حاوی میانبارهایی از کانی‌های سیلیکات الیون و ارتوپروکسن هستند که بیشتر به کانی‌های سرپانتین و کلریت تبدیل می‌شوند. فروکرومیت و مگنتیت غنی از کروم در امتداد حاشیه‌ها و شکاف‌های دانه‌های کروم اسپینل در نتیجه دگرسانی سرپانتین‌ها (دونیت و هارزبورژیت)، وریلت‌ها و به میزان کمتر در کرومیت‌ها تشکیل شده‌اند.

### ۳-۲- شیمی کانی

نمونه‌های تجزیه شده کروم اسپینل از سنگ‌های کرومیت و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینیتی شده در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. کروم اسپینل‌ها در سرپانتین‌های (دونیت و هارزبورژیت) میزان از انواع کروم بالا هستند. کروم اسپینل‌های تشکیل‌دهنده وریلت نسبت به آن‌هایی که در سرپانتین‌ها (دونیت و هارزبورژیت) تشکیل شده‌اند، محتوای  $Cr_2O_3$  کمتری دارند (۴۵/۳۵ - ۴۱/۳۴ درصد وزنی و به طور میانگین ۴۱/۹۵ درصد وزنی).  $Cr\#$  کروم اسپینل‌های تشکیل‌دهنده وریلت مقادیر متفاوتی از ۰/۶۷ تا ۰/۷۶ را با میانگین ۰/۷۲ نشان می‌دهد (جدول ۱). کروم اسپینل‌های سرپانتینیتی (دونیت و هارزبورژیت) محدوده ترکیبی متفاوتی را نشان می‌دهند. محتوای  $Cr_2O_3$  از ۳۰/۶۲ تا ۵۰/۸۷ درصد وزنی (به طور

— کرومیتیت از نظر ژنتیکی با دونیت در ارتباط است، به طوری که در بسیاری از مجموعه‌های فوق‌بازی دنیا (مانند افیولیت تورودوس در قبرس (Greenbaum, 1977) و منطقه مورد مطالعه گلاشکرد، ارتباط این دو کاملاً آشکار است و گاهی کرومیت‌های با عیار بالای ۵۰ درصد در منطقه ایجاد شده است. کانی‌های عمده در این سنگ‌ها، کروم اسپینل (کرومیت) و الیون می‌باشند. در سنگ‌های اولترامافیک منطقه گلاشکرد، رگه‌های کرومیت با ستبراهای چند متر بیشتر در دونیت‌ها قابل تشخیص می‌باشند. دونیت‌ها در مواردی تحت تاثیر دگرسانی شدید قرار گرفته و با رنگ‌های قهوه‌ای تا سبز روشن قابل شناسایی می‌باشند. کروم اسپینل‌ها گاهی به صورت لایه‌هایی در بین الیون‌ها یا سرپانتین‌ها قرار گرفته و گاهی نیز به صورت بلورهای پراکنده در زمینه‌ای از الیون قرار دارند. همچنین درونبارهایی از الیون درون آنها دیده شده است.

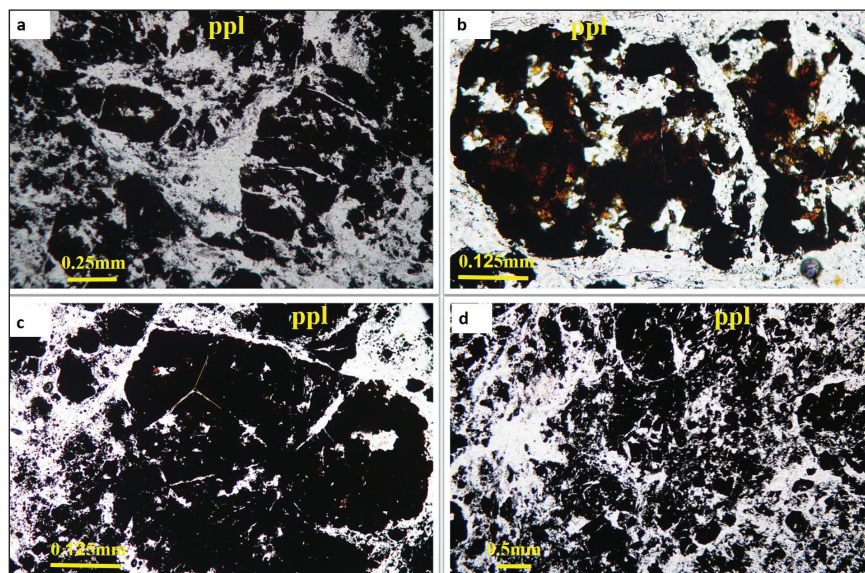
کرومیتیت‌ها در توده اولترامافیک گلاشکرد حدود ۷۰٪ تا ۹۰٪ از بلورهای کروم اسپینل مودال تشکیل شده‌اند. بلورهای کرومیت دگرسان شده عموماً به رنگ سیاه و کرومیت‌های غیردگرسان به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز تا نارنجی، دانه‌ریز تا دانه‌درشت (تا ۱۰ میلی‌متر) و دارای شکستگی‌های کششی هستند (شکل ۴-۳ و a و b). دانه‌ها دارای پیوستگی‌های کم و حاوی مقدار متغیری (> ۱۰٪ تا ۳۰٪) از کانی‌های سیلیکات بینابینی هستند. کرومیتیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و آثار خردشدگی شدیدی را نشان می‌دهد. می‌توان اشکال مختلفی در بلورهای کروم اسپینل مانند کرومی نیمه‌گرد شده، بیضوی و چند ضلعی را تشخیص داد. معمولاً بافت اولیه کرومیت‌ها به دلیل خرد شدگی زیاد قابل تشخیص نیست، اما با توجه به زاویه قرارگیری بلورها در کنار یکدیگر، می‌توان بافت توده‌ای را برای آن‌ها تشخیص داد، زیرا در بافت توده‌ای، بلورها با زاویه ۱۲۰ درجه اتصال

آن‌هایی که در سرپانتینیت‌ها (دونیت و هارزبورژیت) قرار دارند، به‌طور قابل توجهی بیشتر از Cr# کروم اسپینل‌های تشکیل دهنده ورلیت است. از ۰/۶۶ تا ۰/۸۷ با میانگین ۰/۸۱ متغیر است (جدول ۲). محتوای  $TiO_2$  کروم اسپینل در همه انواع سنگی (ورلیت‌ها، سرپانتینیت‌ها و کرومیت‌ها) بسیار کم (>۰/۳۵ درصد وزنی) است که یکی از ویژگی‌های گوشته بالایی کمپلکس‌های افیولیتی است.

متوسط ۴۳/۲۴ درصد وزنی) متغیر است. Cr# کروم اسپینل‌های سرپانتینیت (دونیت و هارزبورژیت) به‌طور شایان توجهی بالا است و از ۰/۷۶ تا ۰/۸۳ (به‌طور متوسط ۰/۸۰) متغیر است (جدول ۱). کروم اسپینل تمام کرومیت‌ها نیز از انواع کروم بالا هستند. دارای محتوای بالای  $Cr_2O_3$  از ۴۷/۴۶ تا ۵۶/۶۰ درصد وزنی، با میانگین ۵۴/۵۱ درصد وزنی (جدول ۲). Cr# کروم اسپینل‌های تشکیل دهنده کرومیت مانند

شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های کرومیت: (a) شکستگی‌های کششی در بلورهای کرومیت؛ (b) بلورهای کرومیت غیر دگرسان کروم اسپینل با رنگ نارنجی؛ (c) اتصال سه‌گانه، بافت توده‌ای و حضور میانبرهای سیلیکات در کروم اسپینل‌های کرومیت؛ (d) بافت کاتاکلاستیک.

Figure 4. Microscopic images of chromium spinels in chromitite rocks: a) Ensil fractures in chromite crystals; b) Non-altered crystals of chromium spinel with orange color; c) Triple connection, mass texture and the presence of silicate intermediates in chromium spinels of chromitite; d) Cataclastic texture.



جدول ۱- کانی‌های آنالیز شده کروم اسپینل به روش آنالیز نقطه‌ای در سنگ‌های سرپانتینیت (Fa-32) و ورلیت (Fa-37).

Table 1. Chromium spinel minerals analyzed by electron microprobe method in serpentinite (Fa-32) and wehrlite (Fa-37).

	Fa-32							Fa-37					
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
SiO	0.79	2.89	6.76	0.53	1.85	2.85	6.76	7.09	10.40	10.09	8.01	8.05	10.59
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.28	0	0.33	0	0.28	0.35	0.35	0.31	0.30	0.34	0.29	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	7.15	6.1	6.22	5.8	8.18	6.06	10.20	13.09	12.40	10.5	11.1	12.3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.87	46.34	30.62	46.15	43.89	38.19	46.62	45.35	40.49	41.34	42.1	41.2	41.24
FeO	25.89	38.47	38.68	39.82	50.75	45.57	39.68	29.53	27.50	27.94	34.31	32.51	23.13
MnO	0.4	0.59	0.31	0.47	0.21	0.21	0.31	0.28	0.29	0.31	0.40	0.28	0.16
MgO	9.41	3.64	5.66	5.3	1.71	10.71	10.66	7.01	8.34	8.28	4.86	6.60	12.22
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.03	0.01	0.0	0.03
Total	96.01	100	88.13	98.92	94.21	105.99	100.46	100.02	100.42	100.72	100.53	100.03	99.97
Formula	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)
Si	0.22	0.8	2	0.15	0.55	0.7	1.76	1.88	2.66	2.59	2.13	2.12	2.66
Ti	0.074	0.06	0.000	0.072	0	0.052	0.072	0.073	0.064	0.058	0.046	0.061	0.054
Al	2.504	2.412	2.18	2.04	2.03	2.38	1.85	3.18	3.95	3.75	2.89	3.5	3.66
Cr	11.226	10.19	7.34	10.15	7.97	7.46	7.51	9.48	8.2	8.38	9.25	8.96	8.6
Fe <sup>+3</sup>	1.7	1.71	2.39	3.34	4.89	4.65	2.99	0	0	0	0.65	1.1	1.21
Fe <sup>+2</sup>	4.32	7.24	7.41	5.93	7.74	4.77	5.63	6.53	5.9	5.99	6.98	5.61	4.64
Mn	0.095	0.14	0.08	0.111	0.053	0.044	0.068	0.063	0.063	0.067	0.09	0.062	0.034
Mg	3.916	1.553	2.56	2.2	0.76	3.95	4.13	2.76	3.18	3.165	1.96	2.59	3.13
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0	0	0.0	0	0	0.008	0.003	0.0	0.008
Total	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.48	0.18	0.26	0.27	0.11	0.45	0.42	0.3	0.35	0.35	0.22	0.32	0.4
Fe/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0.53	0.82	0.74	0.73	0.91	0.55	0.68	0.7	0.65	0.65	0.78	0.68	0.6
Cr/(Cr+Al)	0.82	0.81	0.77	0.83	0.80	0.76	0.80	0.75	0.67	0.69	0.76	0.72	0.7



جدول ۲- کانی‌های آنالیز شده کروم اسپینل به روش آنالیز نقطه‌ای در سنگ‌های کرومیتیت (Fa-38).

Table 2. Chromium spinel minerals analyzed by electron microprobe method in chromitite rocks (Fa-38).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	0.14	0.01	2.72	0.29	0.06	2.65	0.04	0.02	5.85	1.28
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.25	0.14	0.21	0.18	0.29	0.25	0.3	0.5	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.24	7.60	7.64	7.11	6.77	5.49	13.4	4.35	6.03	7.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47.46	56.93	52.60	56.13	58.16	56.80	51	58.6	52.4	54.97
FeO	19.49	23.81	23.67	26.25	25.22	21.49	23.2	27.2	18.4	4.66
MnO	0.29	0.46	0.51	0.59	0.59	0.52	0.52	0.54	0.46	0.5
MgO	13.49	9.64	8.86	8.73	8.47	10.05	10.3	6.91	13.4	9.13
CaO	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0	0.04
Total	97.37	98.7	96.15	99.34	99.48	97.32	98.69	97.90	97.06	98.46
<b>Formula</b>	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)	32(O)
Si	0.036	0.003	0.75	0.078	0.016	0.73	0.01	0.01	1.55	0.35
Ti	0.042	0.051	0.030	0.043	0.037	0.06	0.05	0.06	0.10	0.073
Al	4.912	2.42	2.49	2.267	2.166	1.77	4013	1.44	1.88	2.4
Cr	9.63	12.16	11.49	12.05	12.48	12.29	10.57	13	11	11.78
Fe <sup>+3</sup>	1.32	1.31	0.46	1.48	1.25	0.37	1.18	1.37	0.00	0.98
Fe <sup>+2</sup>	2.85	4	5	4.46	4.48	4.55	3.91	5.03	4.1	4.61
Mn	0.063	0.105	0.119	0.135	0.136	0.121	0.115	0.13	0.10	0.115
Mg	5.154	3.883	3.65	3.522	3.431	4.1	4.03	2.90	5.3	3.69
Ca	0.008	0.001	0.006	0.009	0.009	0.009	0.011	0.009	0.00	0.012
Total	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.41	0.42	0.31	0.28	0.27	0.36	0.51	0.57	0.57	0.45
Fe/(Fe <sup>+2</sup> +Mg)	0.45	0.58	0.60	0.63	0.63	0.55	0.56	0.43	0.44	0.6
Cr/(Cr+Al)	0.66	0.83	0.82	0.84	0.85	0.87	0.72	0.85	0.85	0.83

Falloon and Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011). فالون و دانیوشفسکی (Danyushevsky, 2000) پیشنهاد کرده‌اند که ارتباط ماگماهای بونینیتی، آندزیتی با منیزیم بالا و تولیت‌های کمان و کرومیت‌های انبانه‌ای غنی از Cr در پریدوتیت‌های بسیار دیرگداز منعکس کننده دمای بالا، فشار پایین و شرایط PH<sub>2</sub>O بالا است و نتیجه گرفته‌اند بونینیت‌ها تنها در زمین‌های کمان‌جلو کمان یافت می‌شوند.

تمام کرومیت‌های جمع‌آوری شده و سرپانتینیت‌های (دونیت و هارزبورژیت) آنالیز شده ناحیه گلاشکرد در کمپلکس فاریاب، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همگنی را نشان می‌دهند که دارای انواع کروم بالا هستند. حتی نمونه‌های جمع‌آوری شده از میزبان ورلیت در منطقه نیز با تنوع کروم متوسط تا بالا و همگن هستند. بنابراین، بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کروم اسپینل‌ها، دو گروه را می‌توان تشخیص داد: (۱) کروم اسپینل‌های تشکیل دهنده کرومیتیت و سرپانتینیت‌هایی که بر اساس بافت‌های باقیمانده آن در بخش سنگ‌نگاری، دونیت و هارزبورژیت تشخیص داده شده‌اند و (۲) کروم اسپینل‌های تشکیل دهنده ورلیت (جدول‌های ۱ و ۲). دونیت و هارزبورژیت که سنگ‌شناسی اصلی گوشته در افیولیت هستند، با طبیعت دیرگداز حدواسط، متداول‌ترین میزبان برای کرومیت‌ها در افیولیت‌های موقعیت‌های زمین‌ساختی و سنین مختلف (Arai, 1997) و متداول‌ترین سنگ‌شناسی در بخش گوشته افیولیتی در سراسر جهان می‌باشند (Ahmed and Arai, 2002; Le Mee et al., 2004). در مجموعه فاریاب نیز دونیت، هارزبورژیت و کرومیت‌ها، مهم‌ترین میزبان کرومیت و پس از آن ورلیت می‌باشند، که با سایر مناطق افیولیتی در کمربند

عدد منیزیمی (Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)) کروم اسپینل در ورلیت‌ها، سرپانتینیت‌ها (دونیت و هارزبورژیت) و کرومیت‌ها تغییرات ترکیبی گسترده‌ای را نشان می‌دهند و به ترتیب دارای محدوده ۰/۲۷-۰/۵۷ و ۰/۱۱-۰/۴۸، ۰/۲۲-۰/۴ و ۰/۲۷-۰/۵۷ هستند (جدول ۱ و ۲). عدد منیزیمی با عدد کرومی (Cr#) همبستگی معکوس دارد. همبستگی منفی تقریبی بین Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در کرومیت‌های ناحیه گلاشکرد در کمپلکس فاریاب نمایانگر ماهیت افیولیتی آن‌ها است (شکل ۵-۵). در نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، بیشتر کرومیت‌های کمپلکس فاریاب در ناحیه کرومیت‌های انبانه‌ای، نزدیک به مرز کرومیت‌های لایه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).

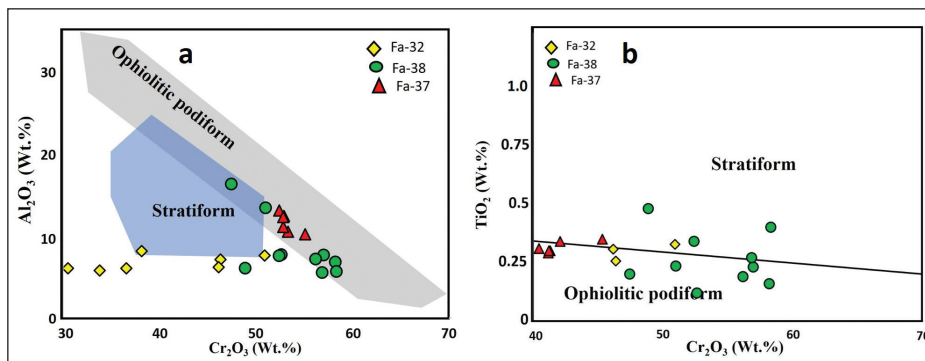
عدد کروم (Cr#) و عدد منیزیمی (Mg#) متوسط تا بالا کروم اسپینل‌های سنگ‌های گوشته بالایی ناحیه گلاشکرد تقریباً مشابه کروم اسپینل‌های افیولیتی است که در نمودار مثلثی Cr-Al-Fe<sup>+3</sup> و نمودار مثلثی Cr-Al-Fe<sup>+3</sup>+Ti نشان داده شده است (شکل ۶-۵ و ۶-۵). در این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه یک روند تقریباً پیوسته از کروم اسپینل‌های Cr متوسط تا Cr بالا دارند، همچنین کروم اسپینل‌ها افزایش تدریجی Cr و کاهش Fe<sup>+3</sup> را نشان می‌دهند.

### ۳-۳- سنگ‌زایی (پتروژنز) و موقعیت‌های زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌ها را می‌توان به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی قوی در پیدایش ماگما و موقعیت‌های مختلف زمین‌ساختی استفاده کرد (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994; Roeder, 1994; Barnes and Röeder, 2001;

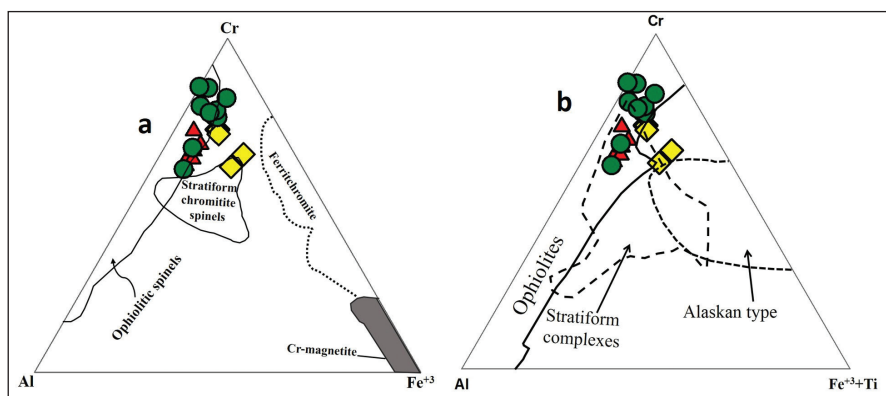
متضاد در پاسخ به تغییر محیط زمین‌ساختی نسبت داده شده است؛ کرومیت‌های Al بالا که با کروم اسپینل‌های دارای Cr# کمتر از ۰/۶ هستند و از مذاب‌های با ماهیت زمین‌شیمی MOR/BAB تشکیل شده‌اند و کرومیت‌های Cr بالا که همراه با کروم اسپینل‌های دارای Cr# < ۰/۶ با مذاب‌های بونینی در تعادل هستند (Ahmed and Arai, 2002; Ahmed and Habtoor, 2015)، بنابراین کانسارهای کرومیت دارای کروم اسپینل‌های با Cr# بالا به احتمال زیاد توسط برهمکنش بین مذاب‌های با ذوب بخشی بالا با پریدوتیت گوشته، در یک محیط فرفورانش، تولید می‌شوند.

حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب همخوانی دارند (Ahmadipour et al., 2003; Shafaii- Moghadam et al., 2013; Sacconi et al., 2018). اگرچه در بیشتر موارد هارزبورژیت گوشته از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی نسبتاً همگن است، اما چندین افیولیت در جهان با دو ترکیب مختلف (غنی از Al و Cr بالا) در انواع کرومیت متنوع شده‌اند. از جمله آنها می‌توان به افیولیت شمال عمان (Ahmed and Arai, 2002)، افیولیت عراق (Ismail et al., 2009) و افیولیت‌های عربستان سعودی (Ahmed et al., 2012; Ahmed and Habtoor, 2015) اشاره کرد. در چنین مواردی، دست‌کم دو مرحله تکاملی



شکل ۵- (a) طبقه‌بندی کروم اسپینل‌های کرومیت‌های کمپلکس فاریاب بر حسب  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr_2O_3$  (Bonovia et al., 1993)؛ (b)  $TiO_2$  در برابر  $Cr_2O_3$ ، کرومیت لایه‌ای و انبانه‌ای (Ahmed and Arai, 2003) هستند.

Figure 5-a) Chromium spinel classification of Faryab complex chromites according to  $Al_2O_3$  versus  $Cr_2O_3$ ; b)  $TiO_2$  versus  $Cr_2O_3$ , stratiform and pediform chromite from Bonovia et al. (1993) and Ahmed and Arai (2003).

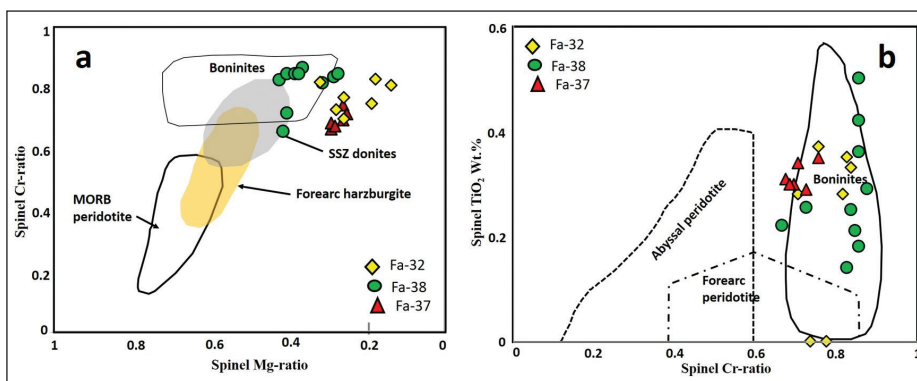


شکل ۶- کروم اسپینل‌های کرومیت‌های کمپلکس فاریاب بر حسب: (a) نمودار مثلثی  $Cr-Al-Fe^{3+}$  و (b) نمودار مثلثی  $Cr-Al-Fe^{3+}+Ti$  اسپینل‌ها که محدوده‌های مشخصی از کمپلکس‌های افیولیتی را برای کروم اسپینل‌های ناحیه گلاشکرد نشان می‌دهد، لایه‌ای و کمپلکس‌های نوع آلاسکا از ایروین (Irvin, 1967)؛ بارنز و رودر (Barnes and Roeder, 2001)؛ هلمی و المحلاوی (Helmy and El Mahallawi, 2003)؛ احمد و همکاران (Ahmed et al., 2008).

Figure 6. Chromium spinels of chromites of Faryab complex in terms of: a)  $Cr-Al-Fe^{3+}$  triangular diagram and b)  $Cr-Al-Fe^{3+}+Ti$  triangular diagram of spinels that represent specific ranges of ophiolitic complexes for the Chromium spinels of Golashkard area, it shows strati-form ranges and Alaska-type complexes from Irvin (1967); Barnes and Roeder (2001); Helmy and El Mahallawi (2003); Ahmed et al. (2008).

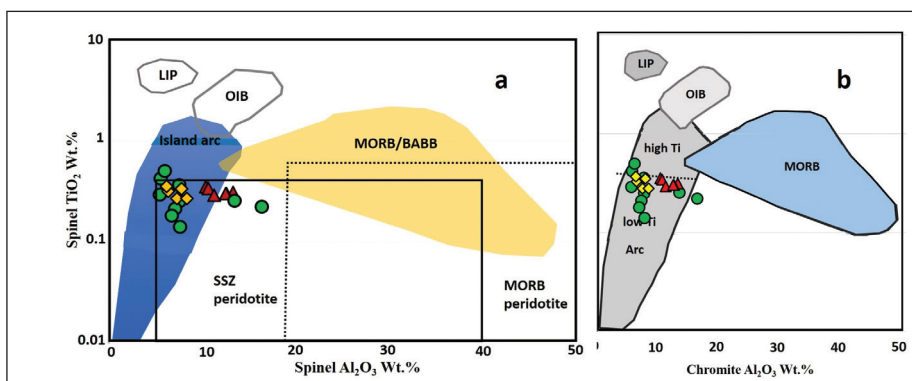
فرورانش تامین می‌شود، تشکیل می‌شوند. این تفسیر توسط تخمین ترکیب مذاب اولیه در تعادل با کرومیت‌ها و سایر سنگ‌های میزبان مورد مطالعه پشتیبانی می‌شود، به این صورت که کرومیت‌های کمپلکس فاریاب تقریباً در میدان بونیت رسماً شده‌اند (شکل ۷-ا و ب). افزون بر این، کروم اسپینل‌های کرومیت و سایر سنگ‌ها با  $TiO_2$  پایین نیز در میدان SSZ در نمودار  $Al_2O_3 - TiO_2$  رسماً شده‌اند (شکل ۸-ا و ب).

در مطالعه حاضر، در کمپلکس فاریاب، تمام کرومیت‌ها و سرپانتینیت‌های (دونیت و هارزبورژیت) مورد مطالعه از نظر ترکیب شیمیایی یکنواخت هستند و شامل کروم اسپینل‌های با Cr# بالاتر از ۰/۸ هستند. این کروم اسپینل‌های با Cr# بالا آشکارا نشان می‌دهند که این سنگ‌ها یا از ذوب بخشی درجه بالا و یا از ذوب پریدوتیت تهی شده تشکیل شده‌اند. این نوع ماگماها به راحتی در محیط فرورانش (سوپراسابداکشن)، جایی که  $H_2O$  به عنوان یک سیال از لبه در حال



شکل ۷-ا نمودار  $Cr\# [(Cr/(Cr+Al))] vs Mg\# [Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ ؛ b نمودار  $Cr\# [(Cr/(Cr+Al))] vs TiO_2$  در برابر  $TiO_2$  برای کروم اسپینل‌های سنگ‌های افولیتی کمپلکس فاریاب، میدان‌های زمین‌ساختی هارزبورژیت/هاپریدوتیت‌ها و دونیت‌های SSZ از ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992)، پارکینسون و پیرس (Parkinson and Pearce, 1998)، پیرس و همکاران (Pearce et al., 2000)، میدان پریدوتیت آبیسال از دیک و بولن (Dick and Bullen, 1984) و میدان بونیت‌ها از واندرلان و همکاران (Van der Laan et al., 1992).

Figure 7-a) Diagram of  $Cr\# [(Cr/(Cr+Al))] vs Mg\# [Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ ; b) Diagram of  $Cr\# [(Cr/(Cr+Al))] vs TiO_2$  for ophiolitic chromium spinels of the Faryab complex, tectonic fields of harzburgites/peridotites and SSZ dunites are from Ishii et al. (1992), Parkinson and Pearce (1998), Pearce et al. (2000), Abyssal peridotite is from Dick and Bullen (1984) and field of boninites is from Vander Laan et al. (1992).



شکل ۸-ا نمودار درصد وزنی  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Kamenetsky et al., 2001) در کروم اسپینل‌های ناحیه گلاشکرد؛ b موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های دارای کروم اسپینل؛ (a) موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های دارای کروم اسپینل؛ (b) اولترامافیک‌ها در محدوده Ti پایین پلات شده‌اند [SSZ: supra subduction zone; Arc: volcanic rocks associated with the arc; Lip: large igneous range; MORB, mid-ocean ridge basalt; OIB: ocean island basalt].

Figure 8.  $TiO_2\%$  vs  $Al_2O_3\%$  (Kamenetsky et al., 2001) in chromium spinels of Golashkard region: a) Tectonic position of chromium spinel rocks; b) Ultramafics plotted in the lower Ti range [SSZ: supra subduction zone; Arc: volcanic rocks associated with the arc; Lip: large igneous range; MORB, mid-ocean ridge basalt; OIB: ocean island basalt].

#### ۴- بحث

آن‌ها توسط برهمکنش بین هارزبورژیت گوشته با ماگمای مرتبط با کمان است. این ذوب مرحله دوم می‌تواند یک پیوند ژنتیکی با بونینیت یا مذاب تولیتی کمان با منیزیم بالا ایجاد شده توسط درجات بالای ذوب بخشی در بالای پهنه فرافروانش داشته باشد (Falloon and Danyushevsky, 2000). ترکیب تخمینی مذاب اولیه در تعادل با تشکیل کرومیت‌های انبانه‌ای نیز نشان‌دهنده یک ماهیت زمین‌شیمیایی بونینیتی بالای یک پهنه فرافروانش می‌باشد. بنابراین ترکیب کروم اسپینل‌های Cr بالا در کرومیت‌های انبانه‌ای و درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای نسبتاً دیرگداز در واحد اولترامافیک گلاشکرد واقع در مجموعه افیولیتی فاریاب، برهمکنش گسترده مذاب بونینیتی با پریدوتیت گوشته‌ای نسبتاً دیرگداز را نشان می‌دهد.

#### ۵- نتیجه‌گیری

- از دیدگاه کانی‌شناسی کانی‌های اولیه دونیت و به ویژه هارزبورژیت در بیشتر مناطق مورد مطالعه، به طور کامل به کانی‌های ثانویه سرپانتین دگرسان شده‌اند. کروم اسپینل‌ها تنها کانی اولیه‌ای هستند که از تغییرات حفظ شده‌اند. فروکرومیت و مگنتیت غنی از کروم در امتداد حاشیه‌ها و شکاف‌های دانه‌های کروم اسپینل از دیگر محصولات دگرسانی در سرپانتین‌ها، ورلیت و به میزان کمتر در کرومیت‌ها هستند. کرومیت‌های مطالعه شده دارای بافت‌های متغیر توده‌ای، نواری و پراکنده می‌باشند. زمین‌شیمی سنگ‌های اولترامافیک گلاشکرد نشان می‌دهد که میانگین غنی‌شدگی Cr# کرومیت در سنگ‌های سرپانتینیت (دونیت و هارزبورژیت) و ورلیت برابر  $Cr/(Cr + Al) \times 100 = 80-70$  و در کرومیت‌ها نسبتاً بالاتر است [Cr/(Cr + Al) × 100 = 81].  
- همستگی منفی تقریبی بین  $Cr_2O_3$  و  $Al_2O_3$  در کرومیت‌های ناحیه گلاشکرد در کمپلکس فاریاب نمایانگر ماهیت افیولیتی آنهاست.  
- بیشتر کرومیت‌های کمپلکس فاریاب در ناحیه کرومیت‌های انبانه‌ای، نزدیک به مرز کرومیت‌های لایه‌ای قرار می‌گیرند.  
- بر اساس ویژگی‌های شیمی کانی اسپینل، واحد اولترامافیک گلاشکرد توسط یک مذاب بونینیتی همگن گسترده در بالای پهنه فرافروانش تولید شده و کرومیت‌های کروم بالا و پریدوتیت‌های مرتبط را تشکیل داده است.  
- در مجموعه فاریاب سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و کرومیت، مهم‌ترین میزان کرومیت می‌باشند، که با سایر مناطق افیولیتی در کمربند حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب همخوانی دارد. همچنین از دیدگاه ماهیت ماگمایی (ماگماهای بونینیتی) و موقعیت زمین‌ساختی (پهنه فرافروانش) تشابه شایان توجهی در بین مناطق افیولیتی در کمربند حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب مشاهده می‌شود.

#### سپاسگزاری

از پروفیسور Kuzuo Nakashima از دانشگاه یاماگاتا ژاپن که در تهیه و انجام آنالیزهای نقطه‌ای کمک در خور توجهی به تیم پژوهشی ما در پروژه مربوط به رساله دکتری نویسنده اول، داشته‌اند تقدیر و تشکر می‌شود.

مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های اولترامافیک حاوی کرومیت در کمربند افیولیتی حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب و مقایسه نسبی آنها با همدیگر، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و منشا تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند. به طور مثال، مجموعه مافیک-اولترامافیک اسفندقه با تولید سالانه مقدار شایان توجهی کرومیت در جنوب خاور ایران، به طور عمده از سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و تا حدودی پیروکسنیت، ورلیت و گابرو تشکیل شده است. سنگ دربرگیرنده ذخایر کرومیت، دونیت است که بیشتر به صورت سرپانتینیتی و منیزیتی می‌باشد. مطالعات زمین‌ساختی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد این سنگ‌ها از یک ماگمای بونینیتی و تا حدودی پریدوتیت‌های تخلیه شده تشکیل شده و در یک محیط فرافروانش ایجاد شده‌اند (Ahmadipour et al., 2002; Ghasemi et al., 2003; اسدی و همکاران، ۱۴۰۱). واحد مافیک-اولترامافیک کرومیت‌دار حاجی‌آباد به طور عمده شامل یک توالی گوشته‌ای لرزولیت و هارزبورژیت تهی شده و عدسی‌های (لنز) دونیتی فولیاسیون‌دار و همچنین کرومیت‌های انبانه‌ای می‌باشد که توسط غلاف‌های نازک دونیت پوشیده شده‌اند. نمودارهای زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد در بالای یک منطقه فرورانش قرار گرفته و محصول تبلور مذاب‌های بونینیتی می‌باشند (Peighambari et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2013). واحدهای مافیک-اولترامافیک سرخند-رودان در افیولیت فاریاب عمدتاً از دونیت، هارزبورژیت، کرومیت و به طور جزئی از پیروکسنیت و گابرو تشکیل شده است (Jannessary et al., 2012; McCall, 2002). بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل و شیمی کانی اسپینل، سنگ‌های این ناحیه پشته‌های میان اقیانوسی (MOR; Poosti et al., 2017) و همچنین ماهیت پهنه فرافروانش (سوپراسابداکشن) را نشان داده‌اند (Chanideh et al., 2018). مقایسه سنگ‌های دربرگیرنده کرومیت واحد اولترامافیک گلاشکرد واقع در کمپلکس افیولیتی فاریاب، به عنوان بخشی از کمربند افیولیتی حاجی‌آباد-اسفندقه-فاریاب، از لحاظ سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمی کانی با سایر واحدهای اولترامافیک کرومیت‌دار این کمربند، منشا و ماهیت زمین‌شیمیایی مشابهی را نشان می‌دهد. از این رو، واحد اولترامافیک گلاشکرد واقع در مجموعه افیولیتی فاریاب متشکل از دونیت، هارزبورژیت‌های شدیداً سرپانتینیتی شده، ورلیت، پیروکسنیت و کرومیت می‌باشد (ناصری و همکاران، ۱۴۰۲). دونیت‌ها به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی حاوی لایه‌های نازکی از کرومیت می‌باشند. ورلیت‌ها و پیروکسنیت‌ها نیز به صورت دایک در بخش‌های مختلفی رخنمون داشته و فراوانی کمی دارند. هارزبورژیت‌ها به طور کامل سرپانتینیتی شده و کرومیت‌های منطقه نیز به صورت لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند (ناصری و همکاران، ۱۴۰۲). همچنین با بررسی شیمی کانی کروم اسپینل در این پژوهش، شواهد گوناگونی وجود دارد که می‌تواند ترکیب ماگمای اولیه کروم اسپینل‌های مورد مطالعه در سنگ‌های گوشته بالایی را تایید کند، مانند: (۱) کوچک بودن محدوده ترکیب کروم اسپینل‌ها در کانسارهای کرومیت و پریدوتیت‌های مرتبط و (۲) محتوای بسیار کم  $TiO_2$  کروم اسپینل در همه انواع سنگ که شاهد ماهیت باقیمانده ماگمای اولیه است. نسبت Cr بالای کروم اسپینل‌ها در کرومیت‌ها همراه با محتوای کم  $TiO_2$ ، نشان‌دهنده تشکیل

#### کتابنگاری

- اسدی، س.ع.ا.، قاسمی، ح.، ماشری، م.، ۱۴۰۱، شیمی کانی کروم اسپینل در توده اولترامافیک-مافیک سرگر-آب شور-سیخوران، جنوب خاور ایران: ریهافتی بر محیط زمین‌ساختی تشکیل توده، فصلنامه علمی علوم زمین، زمستان ۱۴۰۱، ۳۲(۴)، ص ۱۰۳ تا ۱۱۸، doi:10.22071/GSJ.2022.317848.1960.
- باباخانی، ع. ر. و علوی تهرانی، ن.، سبزه‌ئی، م.، اهانیان، ت.، وال، ن.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی سبزواران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. شماره 12.ج.
- سبزه‌ئی، م.، ناظم‌زاده شعاعی، م.، اشراقی، ص.ع. و روش روان، ج.، ۱۳۷۳، نقشه زمین‌شناسی محمدآباد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ناصری، ا.، رهگشای، م.، باقری، س. و منصف، ا.، ۱۴۰۲، پترولوژی و شیمی کانی پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی فاریاب، منطقه گلاشکرد - جنوب شرق زون سندج-سیرجان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳۱(۲)، تابستان ۱۴۰۲، ص. ۳۶۱-۳۷۴، doi:10.61186/ijcm.31.2.361.

## References

- Ahmadipour, H., Sabzehi, M., Whitechurch, H., Rastad, E., and Emami, M. H., 2003. Soghan complex as an evidence for paleospreading center and mantle diapirism in Sanandaj–Sirjan zone (south-east Iran), *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 14, 157–172. <https://www.magiran.com/paper/657477>.
- Ahmed, A.H., and Arai, S., 2002. Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 263–278. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-002-0347-8>.
- Ahmed, A.H., and Arai, S., 2003. Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite, *Can. Mineral.* 41, 597–616. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-007-0208-2>.
- Ahmed, A.H., and Habtoor, A., 2015. Heterogeneously depleted Precambrian lithosphere deduced from mantle peridotites and associated chromitite deposits of Al'Ays ophiolite, Northwestern Arabian Shield, Saudi Arabia. *Ore Geol. Rev.* 67, 279–296. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.12.018>.
- Ahmed, A.H., Helmy, H.M., Arai, S., and Yoshikawa, M., 2008. Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos* 104, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.009>.
- Ahmed, A.H., Harbi, H.M., and Habtoor, A.M., 2012. Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitites and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia. *J. Asian Earth Sci.* 56, 118–134. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2012.05.002>.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.* 113, 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3).
- Arai, S., 1997. Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resour. Geol.* 47: 177-187. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1992.47.177>.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, S., and Ishimaru, S., 2011. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting, *Island Arc* 20, 125–137. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00747>.
- Asadi, S.A.A., Ghasemi, H., Mobasheri, M., 2022. Mineral chemistry of Cr-Spinel in the Sargaz-Abshur ultramafic-mafic intrusion, SE of Iran: An implication to tectonic setting of the intrusion, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, V. 32(4). P.103-118. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.317848.1960>. (In Persian).
- Babakhani, A.R., Alavi Tehrani, N., Sabzehei, M., Ohanian, T., and Valeh, N., 1992. Sabzevaran geological map, scale 1/250000, geological survey and mineral exploration of Iran, No. j12. (In Persian).
- Barnes, S.J., and Röeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks, *J. Petrol.* 42, 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>.
- Bonavia, F.F., Diella, V., and Ferrario, A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha hill, southern Ethiopia, *Econ, Geol.* 88, 198–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.1.198>.
- Chanideh, F., Ghadami, Gh.R., and Mortazavi, M., 2018. Chemical mineral and petrogenesis Sorkh band Ultramafics of Kahnij-Roudan Ophiolite belt (Nazdasht area), example of refractory residual alpine peridotite, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, V. 26, No. 3. <https://www.sid.ir/paper/388089/en>.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere. Springer-Verlag, New York, pp. 229. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5>.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I., and Styles, M.T., 2009. Tectonic discrimination of peridotites using fO<sub>2</sub>-Cr and Ga-Ti-Fe<sup>3+</sup> systematic in chrome spinel. *Chem. Geol.* 261, 199–216. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.002>.
- Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., and Saccani, E., 2016. Association of MORB and SSZ ophiolites along the shear zone between Coloured Mélange and Bajgan Complexes (North Makran, Iran): evidence from the Sorkhband area. *Ofioliti* 41, 21–34, <https://dx.doi.org/10.4454/ofioliti.v41i1.440>.
- 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. Mineral. Petrol.* 86, 54–76. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00373711>.
- Falloon, T.J., and Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2, and 2.5 GPa under anhydrous and H<sub>2</sub>O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *J. Petrol.* 41, 257–283. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.257>.
- 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. Geoscience* 334, 431–438. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01770-4](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01770-4).
- Greenbaum, D., 1977. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, *Nature*, 72, 1175-1194. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.7.1175>.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an arc type for passive margin-arc transitions: *Tectonics*, v. 35, no. 3, p. 586–621. doi:10.1002/2015TC003926.
- Helmy, H.M., El Mahallawi, M.M., 2003. Gabbro Akarem mafic-ultramafic complex, Eastern Desert, Egypt: A late Precambrian analogue of Alaskan-type complexes. *Mineral. Petrol.* 77, 85e108. <https://doi.org/10.1007/s00710-001-0185-9>.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2, Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.* 4, 71–103. <https://doi.org/10.1139/e67-004>.

- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), Proc O.D.P. Sci. Res. 125, pp. 445–486. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573950400241494144>.
- Ismail, S.K., Arai, S., Ahmed, A.H., and Shimizu, Y., 2009. Chromitite and peridotite from Rayat, northeastern Iraq, as fragments of a Tethyan ophiolite. *J. of Island Arc* 18, 175–183. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00647>.
- Jannessary, M-R., Melcher, F., Lodziak, J., and Meisel, TH-C., 2012. Review of platinum group element distribution and mineralogy in Chromitite ores from southern Iran, *Ore Geology, Reviews*, 48, P. 278–305. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.001>.
- Kamenetsky, V., 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. *J. Petrol.* 42, 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.
- Le Mee, L., Girardeau, J., and Monnier, C., 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432, 167–172. <https://doi.org/10.1038/nature03075>.
- Liipo, J., Vuollo, J., Nykänen, V., Piirainen, T., Pekkarinen, L., and Tuokko, I., 1995. Chromites from the Early Proterozoic Outokumpu–Jormua ophiolite belt: a comparison with chromites from Mesozoic ophiolites. *Lithos* 36, 15–27. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00002-W](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00002-W).
- McCall, G. J. H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran, *Geol. Soc. Sp. Pub.*, 195, 147–204.
- McCall, G., 1985. Explanatory text of the Tahrue quadrangle Map: 1: 250,000, No. J14: Geological Survey of Iran, Tehran.
- Miura, M., Arai, S., Ahmed, A.H., Mizukami, T., Okuno, M., and Yamamoto, S., 2012. Podiform chromitite classification revisited: A comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *J. Asian Earth Sci.* 59, 52–61. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.008>.
- Morgan, K.H., Huber, H., McCall, G.J.H., Peterson, L.W., Child, R., Jones, D.R., Simonian, K., and Samimi-Namin, M., 1979. Geological map of Kahnuj, Scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Morgan, K.H., Huber, H., McCall, G.J.H., Samimi-Namin, M., 1980. Geological map of Now-Dez, Scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Naseri-Esfandagheh, A., Rahgoshay, M., Bagheri, B., Monsef, I., 2023. Petrology and Mineral Chemistry of peridotites of the Faryab Ophiolitic Complex, Golashkard region-southeast of Sanandaj-Sirjan zone, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, V. 31(2). Doi:10.61186/ijcm.31.2.361. (In Persian).
- Parkinson, I.J., and Pearce, J.A., 1998. Peridotites of the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125) evidence for mantle melting and melt-mantle interactions in a suprasubduction zone setting. *J. Petrol.* 39, 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/ptroj/39.9.1577>.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., and Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc basin system, south Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 36–53. <https://doi.org/10.1007/s004100050572>.
- Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H.G., Daliran, F., 2011. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite mass and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran”, *ore geology reviews* 39, 245- 264. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.03.004>.
- Poosti, M., Ghadami, G.H., and Salehi S., 2017. Mineralogy and Petrogenesis of chromian – spinel in Rudan ultramafic body, Hormozgan Province, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, Vol. 25, No. 1, 149- 166.
- Roberts, S., and Neary, C., 1993. Petrogenesis of ophiolitic chromitite. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 76, 257-272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01>.
- Roeder, P.L., 1994. Chromite from the Fiery rain of chondrules to the Kilauea iki lava lake. *Can. Mineral.* 32: 729-746. [https://ruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM32\\_729](https://ruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM32_729).
- Rollinson, H., 2008. The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: Inferred parental melt compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 156, 273–288. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0284-2>.
- Sabzehei, M., Nazemzadeh Shoaee, M., Eshraghi, S.A., and Roshan Ravan, J., 1994. *Mohammad Abad map, 1: 100,000. Geological Survey of Iran. (In Persian)*.
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., and Barbero E., 2018. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research* 62, 306-327. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>.
- Shafaii-Moghadam, H., Mosaddegh, H., Santosh, M., 2013. Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): Implications for geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone, *Geological Journal geol. J.* 48, 579–602. <https://doi.org/10.1002/gj.2458>.
- Van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Pearce, J.A., and Murton, J.B., 1992. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu–Bonin forearc. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), *Proceedings of the Ocean 39 Drilling Program, Scientific Results*, vol. 125. Ocean Drilling Program, College station, TX, pp. 171–202. <https://www.researchgate.net/profile/Julian-Pearce/publication/262104091>.
- Van der Veen, A.H., and Maaskant, P., 1995. Chromian spinel mineralogy of the Staré Ransko gabbro-peridotite, Czech Republic, and its implications for sulfide mineralization. *Miner. Deposita.* 30, 397–407. <https://doi.org/10.1007/BF00202282>.
- Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R.R., and Kerrich, R.W., 1998. Controls on PGE distributions of podiform chromitites: A case study of high- Cr and high- Al chromitites from Chinese orogenic belts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Acta 62, 677-688. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00382-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00382-7).