



## RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2024.1128



## Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblendite dykes, as well as spadaite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran)

Fatemeh Naderi <sup>1</sup> , Ghodrat Torabi <sup>2\*</sup> , Nargess Shirdashtzadeh <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

## Article History

Received: 04 October 2024  
 Revised: 13 November 2024  
 Accepted: 16 November 2024

## Keywords

Seawater-derived fluids  
 The fluid–rock interaction  
 Hornblendite  
 Spadaite  
 Carbonate veins  
 Mantle peridotites of the Naein ophiolite  
 Central East- Iranian  
 Microcontinent (CEIM)

## \*Corresponding author

Ghodrat Torabi  
 ✉ [torabighodrat@sci.ui.ac.ir](mailto:torabighodrat@sci.ui.ac.ir)

## ABSTRACT

The Mesozoic ophiolitic mélangé of Naein is located to the west of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). In this ophiolite, the mantle peridotites cross cut by greenish, coarse-grained hornblendite dykes with up to 50 cm width. These dykes cross cut by carbonate veins with a few millimeters to a few centimeter width. Hornblendite dykes composed of Cr-spinel, magnesio-hornblende, chlorite, ilmenite, tremolite, calcite and dolomite. Hydrothermal spadaites ( $\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) are formed in the late-stage phase. The chemical compositions of hornblendites indicate that hornblendes are magnesio-hornblende in composition (with a mean  $\text{Mg}\# = 0.93$ ) and chlorites are penninite and clinocllore, with a mean  $\text{Mg}\#$  of 0.94. The  $\text{Mg}\#$  and  $\text{Cr}\#$  of Cr-spinels are 0.45 and 0.66, respectively. The presence of abundant hydrous minerals (hornblende and chlorite) and carbonate veins, as well as the chemical characteristics of hornblendes and Cr-spinels, indicates the non-magmatic origin of these dikes and veins, which were formed by the interactions of seawater-derived fluids with the uppermost mantle peridotites. The mineralogical and chemical characteristics of hornblendites demonstrate the mobility of elements such as Mg, Ca, Si, Al, Na, Cr, Fe, Ti and REE during the circulation of fluids derived from seawater within the uppermost mantle peridotites. This study suggests that the percolation of seawater ingression fluids in the uppermost mantle peridotites, resulted in the formation of hornblende dikes and, in the late-stage phase, the development of carbonate veins that contain calcite, dolomite and spadaite.

## How to cite this article

Naderi, F., Torabi, Gh. and Shirdashtzadeh, N., 2024. Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblendite dykes, as well as spadaite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran). *Journal of Economic Geology*, 16(4): 75–99. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1128>



©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Petrological and geochemical studies indicate that the influence of seawater affects the mineralogy and chemistry of the oceanic crust and uppermost mantle peridotites (Berger et al., 2005; Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2014; Torabi et al., 2017). Diopside, hornblende and hydrothermal chromite have formed as a result of reaction between mantle peridotites and penetrating hydrothermal fluids (Python et al., 2007; Torabi et al., 2017; Arai et al., 2020). In the Naein ophiolites mantle peridotites, fractures and cracks within the uppermost mantle peridotites (Harzburgite and dunite) (Fig. 3) have been filled with hornblendites (Torabi et al., 2017). In the last stage, CO<sub>2</sub>, Mg, Si and Ca-bearing hydrothermal fluids formed the carbonate veins, cross-cutting the peridotites and hornblendites (Fig. 4).

In this research, the formation of the hornblende dikes, carbonate veins and the rare mineral spadaite (MgO.SiO<sub>2</sub>.2H<sub>2</sub>O), which were formed by circulating fluids in mantle peridotites of the Nain ophiolite, will discuss.

### Materials and methods

After the field studies, sampling and petrographic studies, polished thin sections of the selected fresh samples were used for point analyses by electron microprobe. Chemical analyses of mineral were performed at the Kanazawa University (Japan) using a wavelength-dispersive electron probe microanalyzer (EPMA) (JEOL JXA-8800R). The analyses were conducted at an accelerating voltage of 15 kV, a probe current of 15 nA (Table 1, 2 and 3) and counting time of 40 seconds. In addition to the microprobe, the minerals of the carbonate veins were investigated by scanning electron microscopy (SEM) (EDS-RONTEC) at an accelerating voltage of 20 kV in the Razi Metallurgical Research Center (RMRC) (Tehran) (Table 4).

### Discussion

#### Hornblende formation

The petrographic, mineralogical and chemical specifications of the hornblendites indicate their non-magmatic origin (Torabi et al., 2017). These samples composed of primitive hydrous phases (such as Mg-hornblende and chlorite). Some of the primary Mg-

hornblendes, have changed to tremolite due to retrograde metamorphism. These minerals indicate the penetration of hydrothermal fluids in the uppermost mantle section (Python et al., 2007; Torabi et al., 2017). The fluid composition is enriched in Cr, Mg, Fe, Si, Al, Ca, Na and HREE as a result of reactions with peridotites. The circulation of fluids through the fractures and veins of mantle peridotites has led to the formation of hornblendites (Torabi et al., 2017). In the hornblendites, the higher content of MgO contrasted to CaO reveals a considerable activity of Mg in circulation of hydrothermal fluids (Torabi et al., 2017).

#### Carbonate veins formation

After the formation of hornblendites in the upper mantle peridotites, carbonate veins were formed in the last stage. The presence of carbonate veins in peridotites reveals that these veins formed under the influence of circulating hydrothermal fluids at lower temperatures. These fluids are enriched in elements such as Mg, Ca, Si, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O. The carbonate veins are composed of calcite, dolomite, and spadaite. These carbonate veins cross-cut the hornblendites and peridotites.

The presence of dolomite and calcite in carbonate veins, and hornblende (Ca-rich mineral) in hornblende dykes, shows in the study area, the fluids have passed through Ca-rich rocks (limestone, gabbros) before reaching the uppermost mantle, resulting in the enrichment of the fluids in Ca and CO<sub>2</sub>. These mineralogical and chemical specifications possibly confirm seawater origin for the fluids.

#### Spadaite Formation

The occurrences of magnesium silicate spadaite (MgSiO<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>.H<sub>2</sub>O), along with calcite and dolomite, developed under the influence of fluid-rock interaction, serpentinization of olivine and orthopyroxene, and subsequent dissolution of serpentine by CO<sub>2</sub>-bearing hydrothermal fluids. This hydrous magnesium silicate forms under basic conditions, at low temperatures and in the last stage. The Mg and Si-bearing hydrothermal fluids play an important role in the formation of spadaite. The formation of carbonate minerals (calcite and dolomite) in the uppermost mantle peridotites indicates a high fugacity of CO<sub>2</sub> in hydrothermal

fluids. The kind of new minerals seem to be influenced by ion activities in hydrothermal fluids (Birsoy, 2002), and as well as indirectly by pH.

### Mobility of Elements

Seawater-derived fluids pass through the entire oceanic crust and extend to the uppermost mantle. The hornblendites in the Naein ophiolite were formed by a reaction between seawater ingression fluids and peridotites (harzburgite and dunite) at temperatures ranging from 700–850°C.

The mineralogy and chemical characteristics of hornblendite dykes suggest that the circulation of hydrothermal fluids at high-temperatures helps the mobility of Cr, Mg, Ti, Fe, Ca, Si, Al, Na, and REEs (Torabi et al., 2017). The presence of hydrothermal chromite and ilmenite within the hornblendite dykes show mobility of Cr, Fe and Ti, in hydrothermal conditions during the circulation of high temperature silicate-rich fluids through mantle peridotites. The formation of hornblendites dykes (Torabi et al., 2017), diopsidites (Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2014) and hydrothermal chromitites (Arai et al., 2020), under the influence of metasomatic process, indicates that the activity of seawater ingression fluids alters the initial concentration of Ca, Mg, Cr and Si from the lower crust to the uppermost mantle section (Akizawa et al., 2011).

Hydrothermal fluids change the chemical composition of minerals, lead to the decomposition of olivine and the formation of serpentine, modify the chemical composition of chromites and form chlorite and secondary chromites.

The hydrothermal chromites of the hornblendites (Cr# 0.56 and Mg# 0.62) are chemically intermediate between to chromite found in the surrounding harzburgite (Cr# 0.56 and Mg# 0.62) and dunite (Cr# 0.79 and Mg# 0.41) (Fig. 6E and F), indicating dissolution of primitive chromite grains present in nearby peridotites and their reprecipitation in cracks and fractures during the formation of hornblendite dyke. Altered chromite grains in the hornblendites (Cr# 0.86 and Mg# 0.21) and peridotites (Cr# 0.91 and Mg# 0.17) suggest that hydrothermal fluids have leached Cr-spinel from the host rock and hornblendites (Fig. 6E and F).

### Conclusions

The mineralogical and chemical properties of the Naein mantle hornblendites and their associated carbonate veins indicate a non-magmatic origin, suggesting that they have a hydrothermal nature. The circulation of seawater-derived fluids through the uppermost mantle peridotites will cause to the mobility of Cr, Ti, Fe, and REE. The hydrothermal spadaite formed by H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Mg, Ca and Si-bearing hydrothermal fluids, in the last stage phase that developed in a low-temperature environment under basic conditions. Calcite, dolomite and spadaite are minerals of the carbonate veins.

### Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan and Kanazawa University for financial supports and laboratory equipments.



## واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل دایک‌های هورنبلندیت و رگه‌های اسپادائیت و دولومیت در افیولیت ناین (استان اصفهان، ایران)

فاطمه نادری<sup>۱</sup>، قدرت ترابی<sup>۲\*</sup>، نرگس شیردشت‌زاده<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

### چکیده

### اطلاعات مقاله

مجموعه افیولیت مزوزوئیک ناین در شمال شهر ناین و در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی واقع شده است. درون پریدوتیت‌های گوشته این افیولیت، دایک‌های هورنبلندیتی سبزرنگ و دانه‌درشت به ضخامت چندمیلی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر دیده می‌شود که توسط رگه‌های سفید کربنات به ضخامت چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر قطع شده است. دایک‌های هورنبلندیتی از اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت، ایلمنیت، ترمولیت، کلسیت و دولومیت و رگه‌های کربنات از کلسیت، دولومیت و اسپادائیت  $(\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$  تشکیل شده‌اند. اسپادائیت‌ها از نوع گرمابی بوده و در یک محیط بازیگ به عنوان آخرین فاز کانایی تشکیل شده‌اند. نتایج تجزیه شیمی کانی‌های موجود در هورنبلندیت‌ها نشان می‌دهد که هورنبلندها از نوع هورنبلندهای منیزیم‌دار ( $\text{Mg}\# = 0/93$ )، کلریت‌ها از نوع پنینیت و کلینوکلر ( $\text{Mg}\# = 0/94$ ) بوده و مقدار متوسط  $\text{Mg}\#$  و  $\text{Cr}\#$  در اسپینل‌های کروم‌دار به ترتیب ۰/۴۵ و ۰/۶۶ است. حضور کانی‌های آب‌دار فراوان (هورنبلند و کلریت) و رگه‌های کربنات، همچنین شیمی هورنبلندها و اسپینل‌های کروم‌دار، نشان‌دهنده منشأ غیرماگمایی دایک‌ها و رگه‌ها و تشکیل آنها در اثر تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا بر پریدوتیت‌های بخش بالایی گوشته است. ویژگی‌های شیمیایی و کانی‌شناسی این هورنبلندیت‌ها نشان‌دهنده تحرک عناصر  $\text{Ti}$  و  $\text{Fe}$ ،  $\text{Cr}$ ،  $\text{Na}$ ،  $\text{Al}$ ،  $\text{Si}$ ،  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$  توسط سیالات برگرفته از آب دریا در محیط پریدوتیت‌های گوشته بالایی است. این پژوهش نشان می‌دهد که سیالات برگرفته از آب دریا بعد از واکنش و عبور از تمام واحدهای سنگی پوسته اقیانوسی با پریدوتیت‌های بخش بالایی گوشته نیز وارد واکنش شده و علاوه بر ایجاد دایک‌های هورنبلندیتی، رگه‌های کربنات حاوی کلسیت، دولومیت و اسپادائیت را نیز به وجود آورده است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۳

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۲۶

### واژه‌های کلیدی

سیالات برگرفته از آب دریا

واکنش سیال-سنگ

هورنبلندیت

اسپادائیت

رگه‌های کربنات

پریدوتیت گوشته افیولیت ناین

خردقاره شرق-ایران مرکزی

### نویسنده مسئول

قدرت ترابی

torabighodrat@sci.ui.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

نادری، فاطمه؛ ترابی، قدرت و شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۴۰۳. واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل دایک‌های هورنبلندیت و رگه‌های اسپادائیت و دولومیت در افیولیت ناین (استان اصفهان، ایران). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۷۵-۹۹.

<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1128>

## مقدمه

برهم کنش آب دریا و پوسته اقیانوسی نقشی بسیار مهم در تنظیم ترکیب شیمیایی آب دریاها و اقیانوس‌ها دارد. در محل پشته‌های میان اقیانوسی و گودال‌های اقیانوسی، پوسته اقیانوسی تبادل شیمیایی گسترده‌ای با آب دریا دارد که در تنظیم ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی اقیانوس‌ها و پایه سنگی آنها بسیار مهم است (Bach et al., 2013). پشته‌های میان اقیانوسی، شکستگی‌های عمیق مربوط به خمش اسلب فرورنده در گودال اقیانوسی و مناطق فرورانش، محل نفوذ آب در لیتوسفر اقیانوسی هستند. آب دریا در مقایسه با سایر سیالات (جوی، دگرگونی و غیره)، قبل از فعل و انفعالات با پوسته اقیانوسی، سرشار از Mg است و دارای غلظت متوسط Na و Si است. سیالات برگرفته از آب دریا با نفوذ به درون پوسته اقیانوسی و رسیدن به بخش‌های بالایی گوشته به دلیل انجام تبادلات کاتیونی Mg-Ca به سرعت دچار تغییر ترکیب شیمیایی می‌شوند (Bach et al., 2013).

بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سیالات برگرفته از آب دریا می‌توانند با عبور از گدازه‌های بالشی، دایک‌های ورقه‌ای و گابروها به بالاترین بخش گوشته بالایی رسیده و بر آن تأثیر بگذارند (Berger et al., 2005; Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2017; Torabi et al., 2014). در اثر نفوذ سیالات برگرفته از آب دریا به درون پریدوتیت‌های گوشته، سنگ‌هایی مانند هورنبلندیت (Torabi et al., 2017)، دیوپسیدیت (Python et al., 2007) و کرومیتیت گرمابی (Arai et al., 2020) به وجود می‌آید. سنگ‌های یادشده به عنوان شاهد‌های اصلی دگرگونی گرمابی گوشته بالایی در دمای بالا (تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) در نظر گرفته شده‌اند. این سنگ‌ها محصول واکنش بین پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی با سیالات برگرفته از آب دریاست (Torabi et al., 2017). در افیولیت‌ناین نیز بررسی‌های محدودی در رابطه با واکنش سیالات با پریدوتیت‌های گوشته بالایی انجام شده است که به وجود دایک‌های هورنبلندیت

(شکستگی‌های پر شده توسط هورنبلندیت) اشاره شده است (Torabi et al., 2017). آثار واکنش سیال-سنگ در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌ناین علاوه بر دایک‌های هورنبلندیت، به صورت انجام تغییرات کانی‌شناسی در پریدوتیت‌های گوشته و ایجاد رگه‌های کربنات نیز دیده می‌شود که موضوع این پژوهش است.

بررسی‌های تجربی نشان داده است که کربنات‌ها در پریدوتیت‌های گوشته آبدار و بدون آب در محدوده دما و فشار وسیعی پایدار هستند (Braga and Sapienza, 2007; Sapienza et al., 2009; Tumiati et al., 2013). به طور کلی، تشکیل رگه‌های کربنات در دماهای پایین (کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشار ۵/۸-۱/۱ GPa) امکان‌پذیر است که این رگه‌ها بر اثر پدیده فرسایش ساختاری و تحت تأثیر سیالات در فشار پایین تشکیل شده‌اند (Förster et al., 2017)؛ اما تشکیل رگه‌های کانی‌های کربنات در پریدوتیت‌های گوشته فقط تحت تأثیر سیالات برگرفته از اسلب فرورنده نیست.

در این پژوهش برای نخستین بار به شناسایی و بررسی رگه‌های کانی‌های کربنات ناشی از تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا بر روی پریدوتیت‌های گوشته بالایی و تشکیل کانی کمیاب اسپادائیت  $(\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$  به همراه دولومیت و کلسیت در رگه‌های کربنات در افیولیت‌ناین پرداخته شده است.

تاکنون اسپادائیت در محیط‌های محدودی از جمله سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌های لوسیت‌دار)، (Honnorez, 1967)، اسکارن‌ها (تاکتیت) و معادن طلا (Schaller and Nolan, 1932; Cushman and Ponton, 1931) گزارش شده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌ناین، در این مقاله محیط تشکیل جدیدی برای کانی اسپادائیت معرفی شده است. تاکنون گزارشی درباره رخداد اسپادائیت در ایران منتشر نشده است.

امید می‌رود که انجام این پژوهش برای درک بهتر چگونگی رخداد واکنش بین سیالات برگرفته از آب دریا با لیتوسفر اقیانوسی

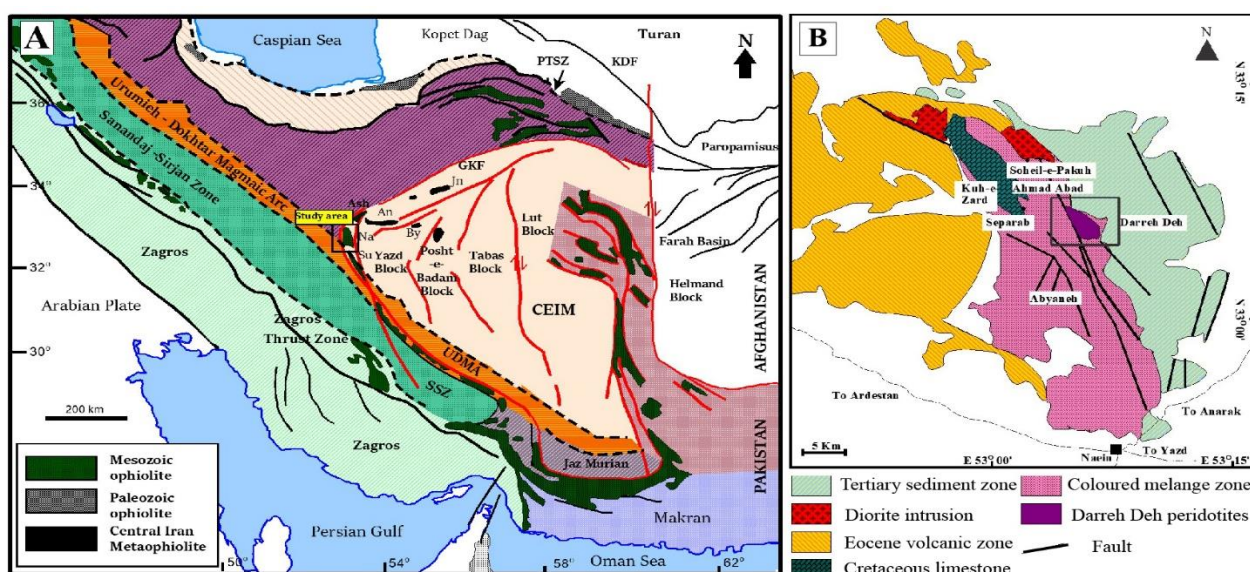


مرکزی با سن مزوزوئیک از جمله افیولیت ناین و عشین، بقایایی از پوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتیس هستند (Torabi, 2012). زون افیولیتی ناین با مساحتی حدود ۳۷۰ کیلومتر مربع با روند شمال غرب- جنوب شرق در شمال شهر ناین (استان اصفهان) قرار دارد (شکل ۱- A و B).

و سنگ‌های گوشته از نظر تحولات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی مفید واقع شود.

### زمین‌شناسی عمومی

افیولیت‌های سرزمین ایران، مرتبط با پوسته‌های اقیانوسی پالئوتیس و نئوتیس هستند. افیولیت‌های حاشیه غربی خرد قاره شرق- ایران



شکل ۱. A: واحدهای ساختاری اصلی ایران و موقعیت رخنمون‌های اصلی افیولیت‌های ایران و افیولیت ناین (منطقه مورد بررسی)، (Torabi et al., 2017) با تغییرات و B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه ناین (استان اصفهان، ایران) و موقعیت منطقه درده (Davoudzadeh, 1972) با تغییرات.

**Fig. 1.** A: Main structural units of Iran and geological position of ophiolites and Naein ophiolite (Study area) (Modified after Torabi et al., 2017), and B: Simplified geological map of the Naein area (Isfahan Province, Iran) and location of the Darreh Deh area (Modified after Davoudzadeh, 1972)

هارزبورگیت و دونیت تشکیل شده است. تغییرات تدریجی سنگ‌شناسی از لرزولیت به هارزبورگیت و دونیت که دربرگیرنده کرومیت است، در این افیولیت مشهود است (Pirnia et al., 2010; Pirnia et al., 2013; Torabi, 2013; Pirnia et al., 2014). همچنین هارزبورگیت، پریدوتیت غالب گوشته محسوب می‌شود. پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین در بخش‌های مختلف این مجموعه افیولیتی دیده می‌شود. سالم‌ترین پریدوتیت‌ها در حاشیه شرقی این افیولیت وجود دارد و بهترین رخنمون

افیولیت ناین شامل پریدوتیت‌های گوشته (همراه با کرومیت)، سرپانتینیت، پیروکسنیت، گابرو، پلاژیوگرانیت، دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی، چرت‌های رادیولردار، سنگ آهک، سنگ‌های دگرگونی (مانند مرمر، شیست، آمفیبولیت و اسکارن)، رودینگیت و لیستونیت است (Shirdashtzadeh et al., 2010; Shirdashtzadeh et al., 2011; Torabi, 2012; Shirdashtzadeh et al., 2024). پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین اغلب از لرزولیت،

کرده‌اند، به طور متوسط سن  $92/34 \pm 0/38$  میلیون سال (کرتاسه پسین) را دارند (Shirdashtzadeh et al., 2024). پلاژیوگرانیت‌های ژوراسیک از تبلوربخشی مذاب مافیک و در پشته میانی اقیانوسی به وجود آمده‌اند؛ در حالی که پلاژیوگرانیت‌های کرتاسه پسین از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک دگرگون‌شده در یک منطقه فرورانش تشکیل شده‌اند.

### روش مطالعه

برای بررسی این بخش از افیولیت ناین (منطقه دره‌ده)، (شکل ۱)، پس از بررسی‌های صحرایی و بررسی واحدهای سنگی مختلف، نمونه‌برداری از آنها انجام شد. بعد از تهیه مقاطع نازک و مقاطع نازک-صیقلی و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، بهترین نمونه‌ها برای آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروپروب انتخاب شدند. تجزیه شیمیایی کانی‌ها به روش ریز پردازنده الکترونی با دستگاه JEOL EPMA مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و جریان ۱۵ nA در دانشگاه کلنازاوا ژاپن انجام شد (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). همچنین نمونه‌های رگه‌های کربنات علاوه بر دستگاه میکروپروب توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز مورد بررسی قرار گرفت. تجزیه شیمیایی ۹ نقطه با میکروسکوپ الکترونی (EDS مدل RONTEC) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و با پوشش‌دهی طلا در مرکز پژوهش متالورژی رازی (تهران) انجام شد. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری محاسبه شده کانی‌هایی که توسط میکروسکوپ الکترونی آنالیز شده‌اند نیز در جدول ۴ آورده شده است. در هنگام تعیین مقدار آهن ۲ و ۳ موجود در کانی‌ها برای محاسبه فرمول ساختاری آنها، از نسبت‌های استوکیومتری استفاده شد.

### سنگ‌نگاری

#### سنگ‌نگاری پریدوتیت‌ها

پریدوتیت‌های منطقه دره‌ده اغلب از نوع هارزبورگیت و مقدار کمی دونیت هستند (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های صحرایی

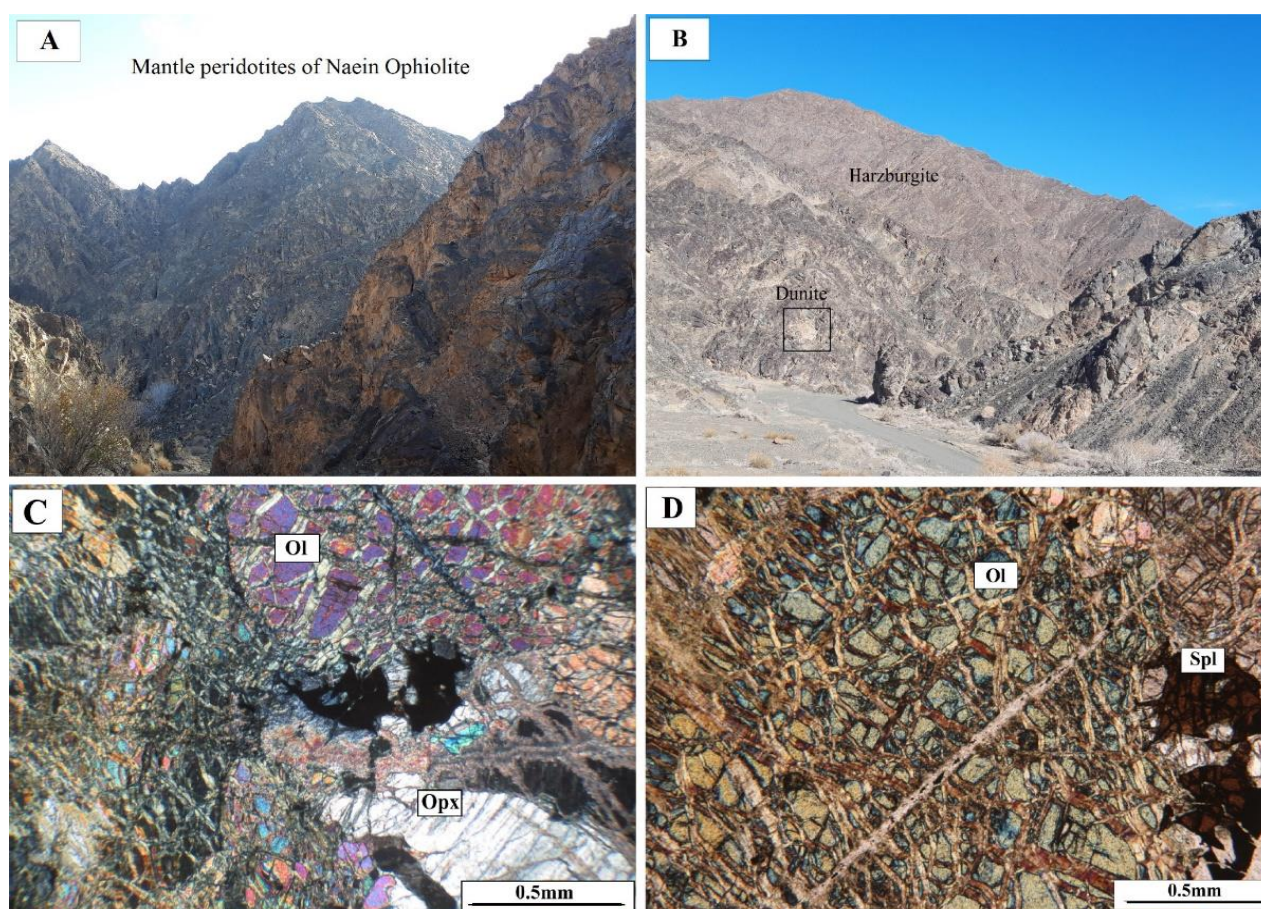
پریدوتیت‌های گوشته در منطقه دره‌ده است. در درون پریدوتیت‌های دره‌ده که اغلب از نوع هارزبورگیت‌های کلینوپیروکسن دار هستند، دایک‌های هورنبلندیت دیده می‌شود که در حین تشکیل هورنبلندیت‌ها در مرحله نهایی رگه‌های کربنات نیز تشکیل شده‌اند. دایک‌های هورنبلندیتی دارای ضخامت چند میلی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متر و رگه‌های کربنات نیز دارای ضخامت چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر هستند. رگه‌های سفید کربنات، دایک‌های هورنبلندیت را قطع می‌کنند. این سنگ‌ها فقط در بالاترین بخش پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین دیده می‌شوند و با افزایش عمق، به تدریج از فراوانی آنها کاسته می‌شود.

نتایج سن‌سنجی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  آمفیبول‌های موجود در گابروهای افیولیت ناین نشان‌دهنده سن‌های  $101/2 \pm 0/9$ ،  $99/7 \pm 0/9$ ،  $1 \pm 99/2$  میلیون سال پیش (کرتاسه پیشین-آلبین بالایی) است (Hassanipak and Ghazi, 2000). سن‌سنجی K-Ar بر روی کانی آمفیبول موجود در گابروها (Moghadam et al., 2009) و سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن در پلاژیوگرانیت‌های افیولیت ناین (Moghadam et al., 2013)، به ترتیب سن‌های  $93/3 \pm 4/6$  (سنومانین) و  $103-102$  میلیون سال را نشان داده است؛ اما بررسی‌های جدید در منطقه ناین توسط شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2024) نشان می‌دهند که افیولیت ناین یک افیولیت محدود به کرتاسه نیست و برخی از واحدهای سنگی آن متعلق به ژوراسیک هستند که یک دگرگونی در رخساره آمفیبولیت را تحمل کرده‌اند. بر اساس داده‌های سن‌سنجی و زمین‌شیمیایی، رخنمون‌های پلاژیوگرانیت در امتداد حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، منشأ مذاب و ماگمایی متفاوت هستند و تفاوت‌های سنی قابل توجهی دارند. دایک‌های پلاژیوگرانیتی که درون آمفیبولیت‌ها نفوذ کرده‌اند، بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن، سن‌های  $176/9 \pm 0/71$ ،  $179/8 \pm 0/92$  و  $190/4 \pm 0/71$  میلیون سال (ژوراسیک پیشین) را نشان می‌دهند؛ در حالی که پلاژیوگرانیت‌هایی که درون گابروها، دایک‌ها و پیلولاواها نفوذ



سریانتینی شده‌اند و بافت آنها از نوع **مش** است (شکل ۲-C و D) که درون سریانتینیت‌ها مگنتیت‌ها تشکیل شده‌اند. بخش‌هایی از ارتوپروکسن‌ها بستیتی شده و کلینوپروکسن‌ها کم و سالم هستند. اسپینل‌های کروم‌دار اغلب سالم هستند و در دونیت‌ها نسبت به هارزبورگیت‌ها **شکل‌دار تر** و تیره‌تر هستند. اسپینل‌های کروم‌دار در مواردی از اطراف به مگنتیت کروم‌دار و فریت کرومیت تبدیل شده‌اند.

درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در این هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها توسط هورنبلندیت پر شده است (شکل ۳). مهم‌ترین کانی‌های سازنده پریدوتیت‌ها، الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل کروم‌دار هستند و کانی‌های سریانتین، هورنبلند، ترمولیت، کلریت و مگنتیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت آنها از نوع گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است. الیون‌ها به صورت نیمه **شکل‌دار تا بدون شکل** بوده، در مواردی



**شکل ۲.** تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت ناین. A و B: تصویرهای صحرایی از هارزبورگیت و دونیت در افیولیت ناین، C و D: تصویرهای میکروسکوپی از اسپینل، ارتوپروکسن و الیون خرد شده و سریانتینی شده و بافت مشبک در پریدوتیت‌های افیولیت ناین (XPL). در تصویر A نگاه به شمال و در تصویر B نگاه به شمال شرق است. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Spl: اسپینل، Opx: ارتوپروکسن، Ol: الیون).

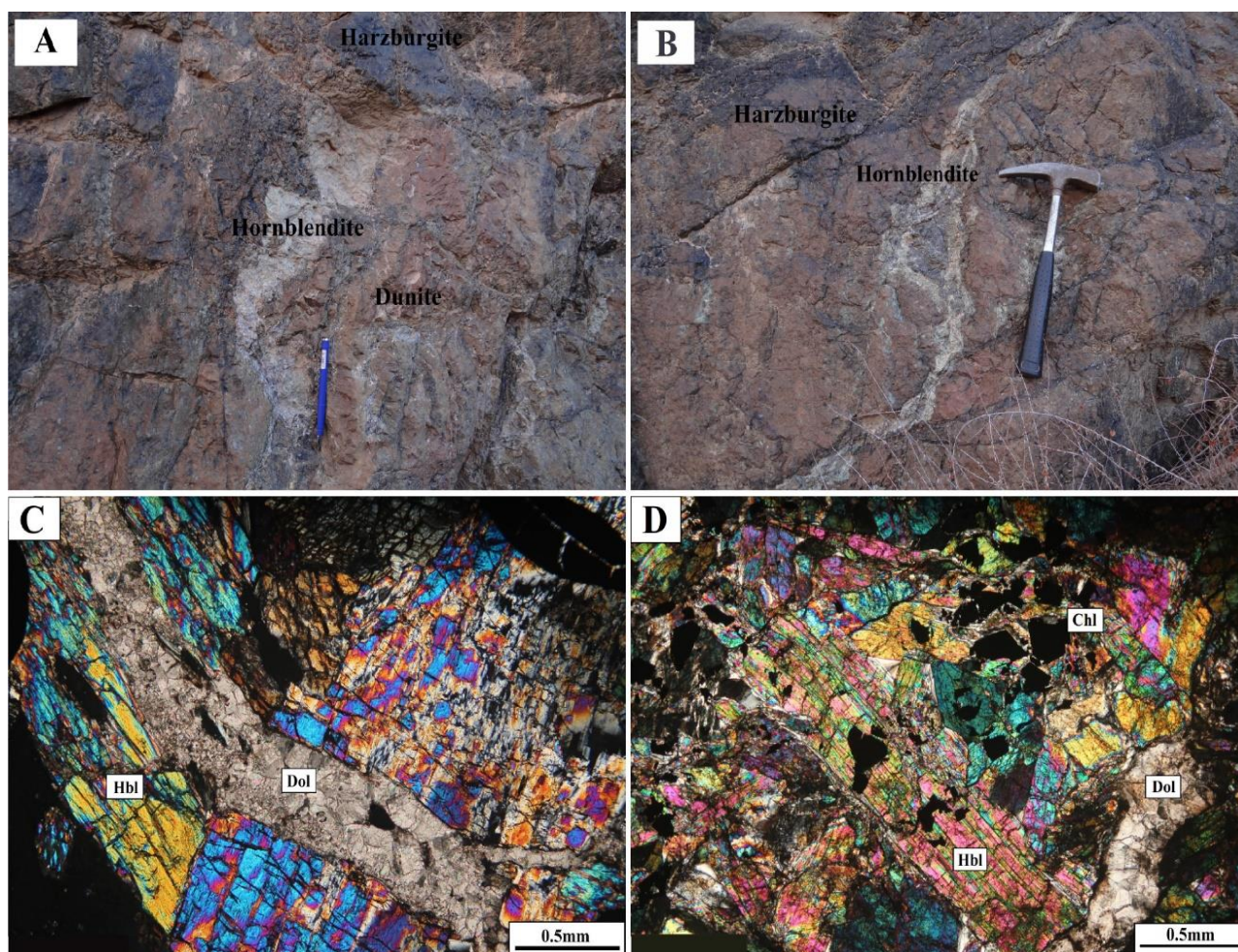
**Fig. 2.** Field photographs and photomicrographs of the mantle peridotites of Nain Ophiolite. A and B: Field photographs of harzburgite and dunite in Nain Ophiolite, C and D: Microscopic photomicrographs of spinel, orthopyroxene and crushed and serpentinized olivine with mesh texture of the peridotites from Naein ophiolite. (XPL). A: view to the North and B: view to the Northeast. Abbreviations after Warr (2021) (Spl: Spinel, Opx: Orthopyroxene, Ol: Olivine).



## سنگ‌نگاری دایک‌های هورنبلندی

دایک‌های هورنبلندی در نمونه‌های دستی به صورت درشت‌دانه و به رنگ سبز روشن هستند (شکل ۳- A و B) که از اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت، ترمولیت، ایلمنیت، کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است. ترمولیت محصول دگرگونی پس‌رونده هورنبلند است. کلسیت و دولومیت نیز به صورت رگه‌های نازک و نامنظم دیده

می‌شوند که بلورهای دانه درشت هورنبلند را قطع کرده‌اند و نشان‌دهنده تشکیل آنها در مرحله نهایی است (شکل ۳- C و D). بلورهای هورنبلند شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و درشت بلور هستند. اسپینل‌های کروم‌دار در هورنبلندیت‌ها به دو صورت دیده می‌شوند: ۱- به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار که اندازه آنها به  $300\ \mu\text{m}$  نیز می‌رسد، ۲- بلورهای ریز پراکنده و افشان که اندازه آنها کمتر از  $20\ \mu\text{m}$  است.



شکل ۳. A و B: تصاویرهای صحرایی از دایک‌های هورنبلندی درون پریدوتیت‌های افیولیت ناین، C و D: تصویرهای میکروسکوپی از دایک‌های هورنبلندی که توسط رگه‌های کربنات قطع شده‌اند. (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است: Hbl: هورنبلند، Chl: کلریت، Dol: دولومیت).

**Fig. 3.** A and B: Field photographs of hornblendites in the mantle peridotites of Nain Ophiolite, C and D: Microscopic photomicrographs of hornblende dykes and the crosscutting carbonate veins. (XPL). Abbreviations after Warr (2021) (Hbl: Hornblend, Chl: Chlorite, Dol: Dolomite).

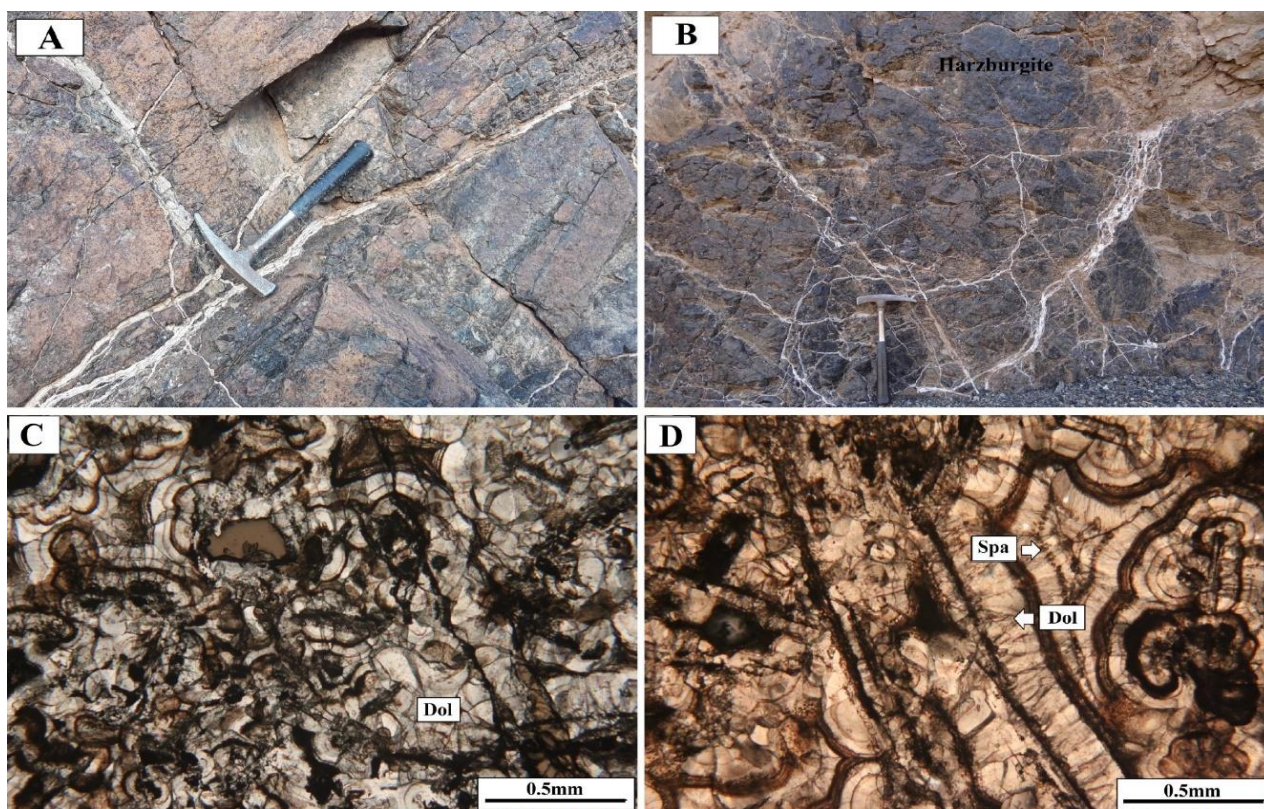


هورنبلندیت‌های افیولیت ناین از نظر ویژگی‌های بافتی و اندازه دانه‌ها بسیار متنوع هستند که نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل و نرخ متغیر هسته‌زایی و رشد بلور است (Torabi et al., 2017). تشکیل هورنبلندهای منیزیم‌دار و کلریت در پریدوتیت‌های گوشته نشان می‌دهد که پریدوتیت‌ها در دمای بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در معرض متاسوماتیسم آبدار قرار گرفته‌اند (Bonatti et al., 1990).

**سنگ‌نگاری رگه‌های کربنات**

رگه‌های سفید کربنات به صورت شبکه‌ای متقاطع، پریدوتیت‌ها و

هورنبلندیت‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۴-A و B). در این رگه‌ها، بلورهای دولومیت و کلسیت در اندازه‌های مختلف به صورت شکل‌دار و با بافت گرانوبلاستیک دیده می‌شوند (شکل ۴). در منطقه مورد بررسی کانی کمیاب اسپادائیت همراه با کلسیت و دولومیت در رگه‌های کربنات دیده می‌شود. اسپادائیت‌ها در بخش مرکزی رگه‌های کربنات متبلور شده‌اند و نشان‌دهنده آن است که این کانی در آخرین مرحله تشکیل شده است. این کانی به رنگ کرمی مایل به سفید تا صورتی کم‌رنگ بوده و در مقطع نازک بی‌رنگ است و از نظر شکلی نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل است (شکل ۴-C و D).



**شکل ۴.** A و B: تصاویرهای صحرایی از رگه‌های کربنات در پریدوتیت‌های افیولیت ناین. C و D: تصویرهای میکروسکوپی از رگه‌های کربنات که از کلسیت، دولومیت و اسپادائیت تشکیل شده است. دولومیت‌ها دارای بافت ژل هستند (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Spa: اسپادائیت).

**Fig. 4.** A and B: Field photographs of the Carbonate veins in the mantle peridotites of Nain Ophiolite, C and D: Photomicrographs of the Carbonate veins composed of Calcite, Dolomite and Spadaite. The dolomites have a gel-texture in Nain Ophiolite (XPL). Abbreviations after Warr (2021) (Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Spa: Spadaite).

## شیمی کانی

## شیمی کانی پریدوتیت‌ها

الیون موجود در پریدوتیت‌های منطقه دره‌ده از نوع فورستریت، با Mg# متوسط ۰/۹۲ است (جدول ۱). ارتوپروکسن‌ها از نوع انستاتیت با Mg# متوسط ۰/۹۲ و کلینوپروکسن‌ها با Mg# متوسط ۰/۹۱ هستند. فرایند سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها که در کانی‌های الیون و ارتوپروکسن دیده می‌شود (شکل ۲)، به آزاد شدن Ca و Fe منجر می‌شود که نتیجه آزادسازی این عناصر تشکیل مگنتیت و ترمولیت است.

در پریدوتیت‌ها، اسپینل‌های کروم‌دار به صورت سالم و دگرسان قابل مشاهده هستند (شکل ۵-E و F). اسپینل کروم‌دار به عنوان یک کانی مقاوم که تمایل به حفظ ترکیب اولیه خود دارد، تحت تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا قرار گرفته و تغییراتی در ترکیب شیمیایی حاشیه آنها ایجاد شده است که به تشکیل فریت کرومیت و یا مگنتیت کروم‌دار منجر شده است. مقدار متوسط  $Cr_2O_3$  و مقدار متوسط Mg# و Cr# در اسپینل‌های کروم‌دار هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها به ترتیب برابر با ۴۷/۳۰ درصد وزنی، ۰/۳۴ و ۰/۷۲ و ۵۷/۶۹ درصد وزنی، ۰/۳۹ و ۰/۸۱ درصد وزنی است (جدول ۱). در اثر واکنش سیالات با پریدوتیت‌ها، هورنبلند در این سنگ‌ها تشکیل شده است.

هورنبلند‌های درون پریدوتیت‌ها از نوع هورنبلند‌های منیزم‌دار با Mg# ۰/۹۳ است (شکل ۵-B) که در مواردی این هورنبلند‌ها در اثر دگرگونی پس‌رونده به ترمولیت تبدیل شده‌اند. مقدار متوسط MgO و CaO آنها به ترتیب برابر با ۲۴ و ۱۲/۵۷ درصد وزنی است (شکل ۵-C). ترمولیت‌های حاصل دگرگونی برگشتی هورنبلند‌ها نیز دارای Mg# متوسط ۰/۹۸ هستند. علاوه بر ترمولیت، کلریت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کلریت‌ها غنی از MgO (۳۴/۴۵ درصد وزنی)، از نوع پنینیت و کلینوکلر با Mg# متوسط ۰/۹۶ هستند (جدول ۱ و شکل ۵-D). مقدار CaO در هورنبلند‌های گوشته افیولیت ناین بین ۱۱/۷۱ تا ۱۲/۳۹ درصد وزنی است (جدول ۱).

## شیمی کانی هورنبلندیت‌ها

آمفیبول‌های درون هورنبلندیت‌ها طبق آنالیزهای نقطه‌ای میکروپروب، از نوع هورنبلند‌های کلسیک و منیزم‌دار با Mg# متوسط ۰/۹۳ هستند (جدول ۲ و شکل ۵-A و B). بخش‌هایی از هورنبلند‌ها به ترمولیت با Mg# متوسط ۰/۹۸ تبدیل شده‌اند. مقدار متوسط MgO و CaO آنها به ترتیب برابر با ۲۳/۷۵ و ۱۳/۰۲ درصد وزنی است (شکل ۵-C). کلریت‌ها غنی از MgO (۳۲/۶۶ درصد وزنی) و از نوع پنینیت و کلینوکلر با Mg# متوسط ۰/۹۴ هستند (شکل ۵-D). اسپینل‌های کروم‌دار در هورنبلندیت‌ها هم به صورت سالم و هم به صورت دگرسان قابل مشاهده است (شکل ۵-E و F) و مقدار متوسط Mg# و Cr# در اسپینل‌های کروم‌دار موجود در هورنبلندیت‌ها به ترتیب برابر با ۰/۴۵ و ۰/۶۶ است. علاوه بر کانی‌های نام‌برده، ایلمنیت نیز در هورنبلندیت‌ها دیده می‌شود که مقدار متوسط  $TiO_2$  و  $FeO^*$  آنها به ترتیب برابر با ۵۴/۱۶ و ۴۰/۴۱ درصد وزنی است (جدول ۲). مقدار متوسط CaO و MgO در کلسیت‌ها و دولومیت‌های موجود در هورنبلندیت‌ها به ترتیب برابر با ۵۱/۶۸، ۴/۲۰ درصد وزنی و ۳۲/۸۵، ۲۰/۲۵ درصد وزنی است (جدول ۲).

## شیمی کانی رگه‌های کربنات

مقدار کاتیون‌های اصلی Ca و Mg در فرمول ساختاری دولومیت‌های رگه‌های کربنات به ترتیب از ۰/۵۲ تا ۰/۵۶ و ۰/۴۴ تا ۰/۴۷ تغییر می‌کند (جدول ۳). نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های منطقه ۰/۷۹ تا ۰/۹۰ است (شکل ۵-G). همچنین مقدار عنصر Ca در فرمول ساختاری کلسیت از ۰/۸۹ تا ۰/۹۱ و مقدار عنصر Mg در فرمول ساختاری کلسیت از ۰/۰۹ تا ۰/۱۱ تغییر می‌کند. با توجه به نمودار کلسیم (Ca) در برابر منیزیم (Mg) دولومیت‌ها، با افزایش مقدار کلسیم (Ca)، مقدار منیزیم (Mg) کاهش می‌یابد (شکل ۵-H). مقدار MgO در کلسیت‌ها نیز بین ۳/۸۶ تا ۴/۵۵ درصد وزنی متغیر است و مقدار FeO و MnO بسیار ناچیز (< ۰/۰۰۵، درصد وزنی) است. مقدار FeO و MnO در دولومیت‌ها بسیار ناچیزتر از کلسیت‌هاست (جدول ۳).

جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت ناین

Table 1. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the uppermost mantle peridotites of the Naein ophiolite

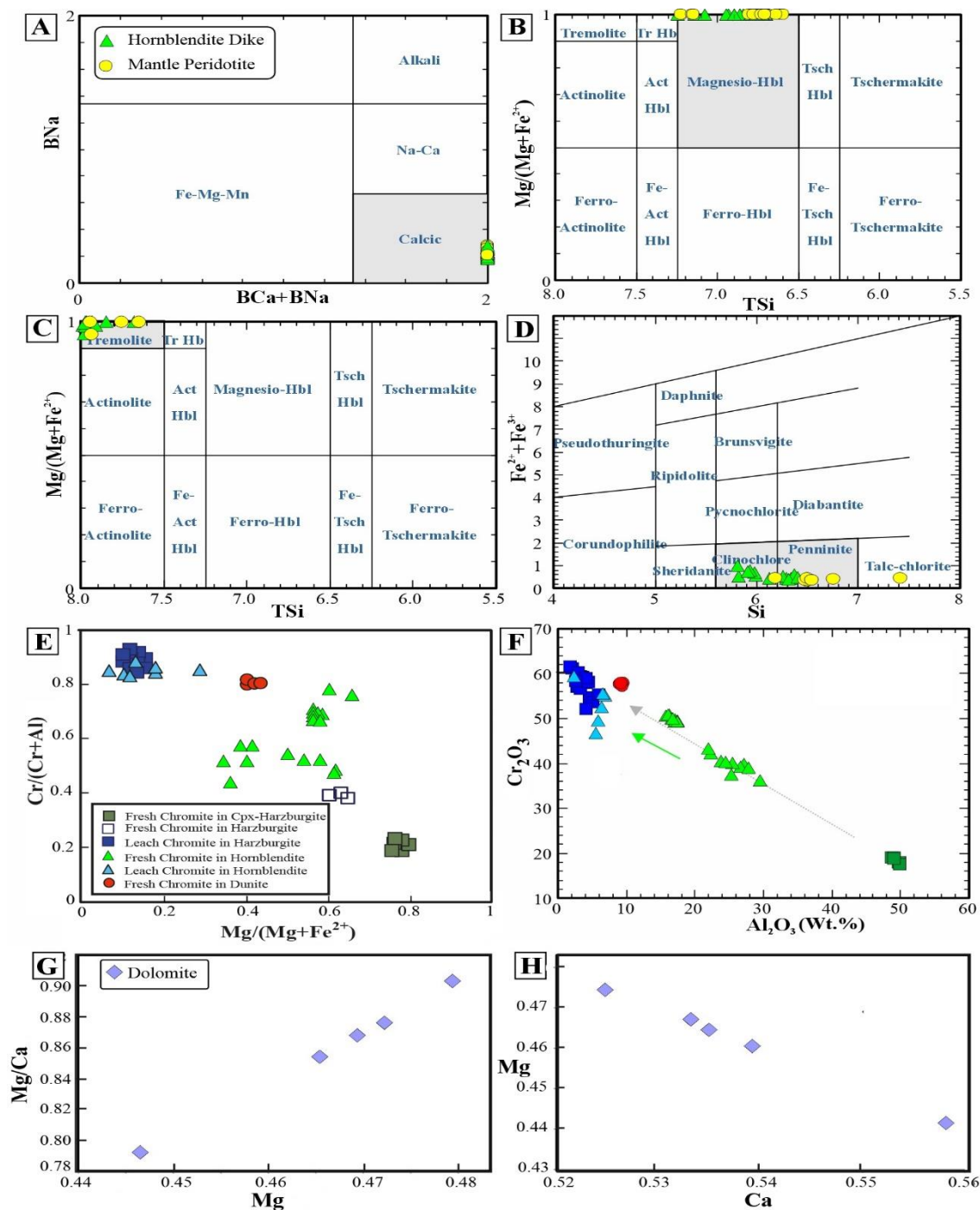
Sample	C84	C84	C79	C81	C81	C81	C84	C84	C84	C84	C84	C84
<b>Mineral</b>	Ol	Ol	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Spl	Spl	Chl	Chl	Trm	Trm
<b>Point</b>	11	16	84	100	101	102	20	21	30	37	10	14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.46	40.88	57.80	54.07	51.91	48.40	0.08	0.01	39.78	34.05	59.10	58.92
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.05	0.13	0.11	0.29	0.32	0.03	0.02	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.45	4.82	5.95	5.55	4.67	5.15	7.09	11.90	0.49	0.41
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.27	0.73	1.15	1.08	54.67	53.74	1.29	3.60	0.15	0.09
<b>FeO*</b>	8.86	7.52	5.44	5.83	3.65	3.70	35.42	36.05	2.93	2.77	0.98	2.46
<b>MnO</b>	0.13	0.18	0.17	0.12	0.10	0.11	0.72	0.71	0.03	0.03	0.04	0.10
<b>MgO</b>	50.08	50.98	34.93	32.07	19.10	18.70	2.98	3.14	36.28	34.34	24.18	24.88
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.81	2.14	17.73	19.13	0.00	0.00	0.03	0.00	13.00	11.11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.00	0.00	0.01	0.26	0.26	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	0.13
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>NiO</b>	0.16	0.25	0.08	0.09	0.04	0.03	0.04	0.07	0.14	0.14	0.00	0.00
<b>Total</b>	99.89	99.82	99.97	99.93	100.03	97.07	98.87	99.26	87.46	86.71	97.89	98.02
<b>Oxygen#</b>	4	4	6	6	6	6	32	32	28	28	23	23
<b>Si</b>	0.99	1.00	1.99	1.87	1.87	1.79	0.02	0.00	7.41	6.49	7.95	7.76
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.02	0.20	0.25	0.24	1.63	1.78	1.56	2.67	0.08	0.06
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	12.76	12.49	0.19	0.54	0.02	0.01
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.18	0.15	0.16	0.13	0.11	0.12	6.79	6.75	0.17	0.35	0.00	0.00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	1.82	1.97	0.28	0.09	0.11	0.27
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.18	0.18	0.00	0.01	0.01	0.01
<b>Mg</b>	1.83	1.85	1.79	1.66	1.03	1.03	1.31	1.37	10.08	9.75	4.85	4.89
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.03	0.08	0.68	0.76	0.00	0.00	0.01	0.00	1.87	1.57
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
<b>Sum</b>	3.01	3.01	4.00	4.00	4.00	4.00	24.72	24.81	19.71	19.90	14.90	14.60
<b>Mg#</b>	0.91	0.92	0.92	0.93	0.90	0.90	0.16	0.17	0.98	0.97	1.00	1.00
<b>Cr#</b>	—	—	—	—	—	—	0.89	0.88	—	—	—	—
<b>Fe#</b>	0.09	0.08	—	—	—	—	—	—	0.02	0.04	—	—



جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود هورنبلندیت‌های افیولیت ناین

Table 2. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the hornblendites of the Naein ophiolite

Sample	C128	B783	B783	C82	C128	C128	C82	C82	B783	B783	C82	C82
<b>Mineral</b>	HBL	HBL	HBL	HBL	Spl	Spl	Chl	Chl	Trm	Trm	Ilm	Ilm
<b>Point</b>	67	131	132	133	58	59	138	140	141	142	130	131
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.23	49.94	49.54	48.96	0.00	0.00	30.24	30.72	59.48	58.61	0.03	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.11	0.12	0.13	0.15	0.25	0.20	0.09	0.12	0.04	0.01	54.24	54.08
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9.57	8.32	8.17	9.63	27.17	26.61	19.81	18.47	0.15	0.54	0.02	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.84	1.40	1.14	1.43	39.81	39.25	1.33	1.00	0.08	0.11	0.10	0.05
<b>FeO*</b>	3.03	2.76	2.83	2.94	18.55	20.69	6.29	4.69	2.12	2.16	40.27	40.57
<b>MnO</b>	0.05	0.06	0.03	0.03	0.22	0.31	0.03	0.05	0.04	0.00	3.54	30.37
<b>MgO</b>	20.31	21.11	21.62	20.18	14.12	12.64	28.95	30.85	23.63	23.05	1.79	1.78
<b>CaO</b>	12.02	12.10	11.71	12.15	0.00	0.00	0.01	0.01	13.24	13.30	0.01	0.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.19	1.90	1.74	2.16	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.15	0.02	0.01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.05	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.08	0.09	0.07	0.09	0.12	0.11	0.00	0.20	0.00	0.00	0.06	0.04
<b>Total</b>	97.50	97.83	97.03	97.79	100.20	99.82	86.96	86.12	98.72	97.82	100.10	99.93
<b>Oxygen#</b>	23	23	23	23	32	32	28	28	23	23	3	3
<b>Si</b>	6.80	6.86	6.80	6.76	0.00	0.00	5.81	5.92	7.99	7.98	0.00	0.00
<b>Ti</b>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	1.01	1.01
<b>Al</b>	1.56	1.35	1.32	1.57	7.65	7.61	4.48	4.19	0.02	0.09	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.09	0.15	0.12	0.16	7.52	7.52	0.20	0.15	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.35	0.30	0.33	0.34	0.72	0.76	0.16	0.09	0.16	0.02	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	2.98	3.43	0.85	0.66	0.08	0.22	0.83	0.84
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.07
<b>Mg</b>	4.18	4.32	4.42	4.16	5.03	4.57	8.30	8.85	4.73	4.68	0.07	0.07
<b>Ca</b>	1.78	1.78	1.72	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	1.94	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.59	0.51	0.46	0.58	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>total</b>	15.38	15.30	15.19	15.39	24.01	24.02	19.82	19.90	14.91	14.98	1.98	1.99
<b>Mg#</b>	0.92	0.94	0.93	0.92	0.63	0.57	0.91	0.93	0.98	0.95	0.07	0.07
<b>Cr#</b>	0.06	0.10	0.09	0.09	0.50	0.50	—	—	—	—	—	—
<b>Fe#</b>	—	—	—	—	—	—	0.09	0.07	—	—	0.93	0.93



شکل ۵. A و B و C: نمودار طبقه‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌های موجود در پریدوتیت‌ها و دایک‌های هورنبلندیتی افیولیت ناین (Leake et al., 1997)، D: نمودار نام‌گذاری کلریت‌ها (Hey, 1954)، E و F: نمودارهای شیمیایی اسپینل‌های کروم‌دار موجود در پریدوتیت‌ها و هورنبلندیت‌ها، G و H: نمودارهای نسبت Mg/Ca در برابر Mg، و Mg در برابر Ca در دولومیت‌های منطقه مورد بررسی

Fig. 5. A, B and C: Classification diagrams of amphiboles in the Naein ophiolite peridotites and hornblendite dykes (Leake et al., 1997), D: Chlorite classification diagram (Hey, 1954), E and F: Chemical diagrams of Cr-spinels in peridotites and hornblendites, G and H: Mg/Ca versus Mg, and Mg versus Ca diagram in dolomites of the study area

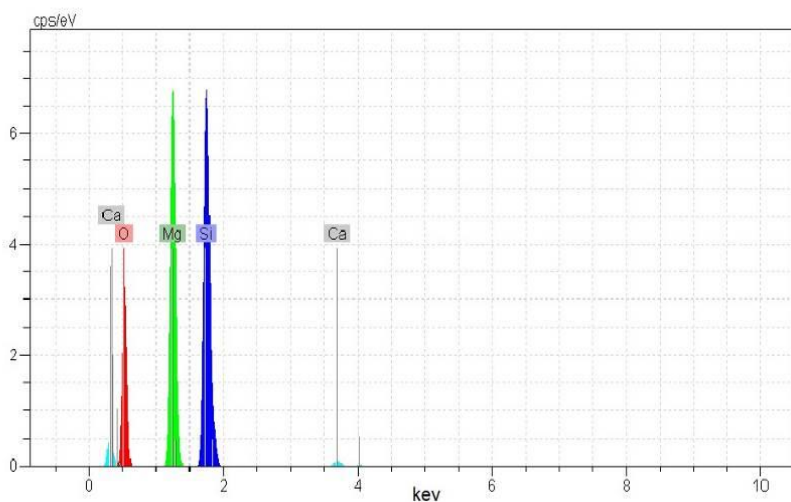
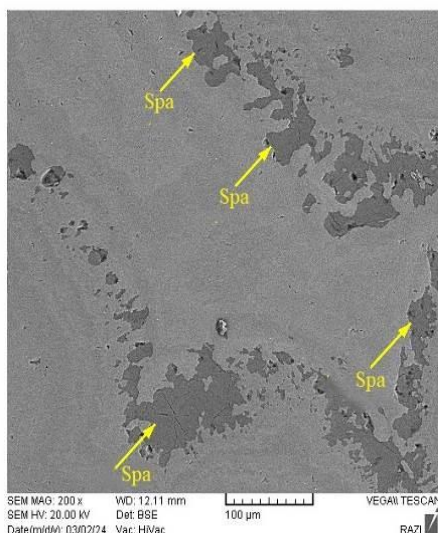
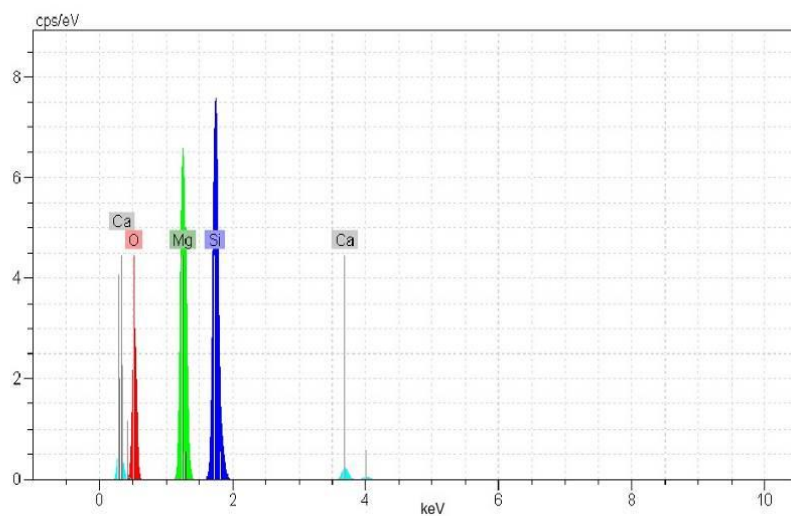
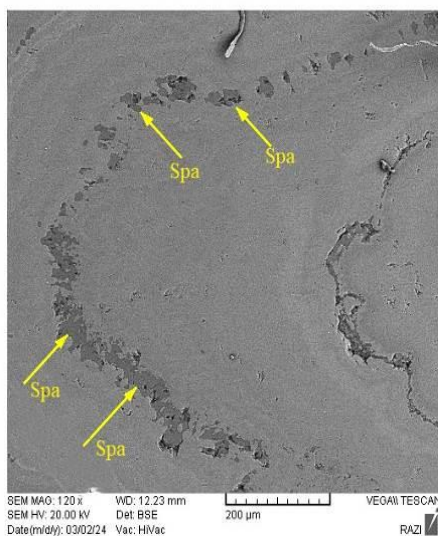
**جدول ۳.** نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود در رگه‌های کربنات در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین

**Table 3.** Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the carbonate veins of the Naein ophiolite mantle peridotites.

Sample	C89	C89	C89	B783	B783	B783	B783	C89	C89
<b>Mineral</b>	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Cal	Cal	Spa	Spa
<b>Point</b>	70	73	74	147	148	144	149	71	72
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	44.37	41.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>FeO*</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>MgO</b>	21.04	21.09	20.16	19.50	19.48	3.86	4.55	30.55	28.46
<b>CaO</b>	32.38	33.47	35.44	31.25	31.71	52.79	50.57	0.36	0.30
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.13	0.04	0.03	0.03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02
<b>NiO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>Total</b>	53.46	54.57	55.63	50.80	51.23	56.80	55.18	75.37	69.86
<b>Oxygen#</b>	1	1	1	1	1	1	1	3	3
<b>Si</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.99
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.47	0.47	0.44	0.46	0.46	0.09	0.11	1.01	1.02
<b>Ca</b>	0.53	0.53	0.56	0.54	0.54	0.91	0.89	0.01	0.01
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>total</b>	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.01	2.02
<b>Mg/Ca</b>	0.90	0.88	0.79	0.87	0.85	—	—	—	—
<b>Mg/(Mg+Ca)</b>	0.48	0.47	0.44	0.47	0.46	0.09	0.11	—	—
<b>SiO<sub>2</sub>/MgO</b>	—	—	—	—	—	—	—	1.45	1.44

نمونه‌های این منطقه به طور متوسط ۱/۴۵ است که نشان‌دهنده تأیید اسپادائیت بودن آنهاست. نتایج آنالیز میکروپروب و همچنین نتایج آنالیز SEM اسپادائیت‌ها نشان‌دهنده مقادیر بالاتر  $MgO$  (۲۸/۴۶ تا ۳۰/۵۵ درصد وزنی) نسبت به  $CaO$  (۰/۲۹ تا ۰/۳۶ درصد وزنی) و همچنین نشان‌دهنده درصد بالای  $SiO_2$  (۴۱/۰۳ تا ۴۴/۳۷ درصد وزنی) است (شکل ۶).

در رگه‌های کربنات علاوه بر کلسیت و دولومیت کانی کمیاب اسپادائیت با فرمول شیمیایی  $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ ، نوعی سیلیکات منیزیم آبدار تشکیل شده است. در اسپادائیت‌های این منطقه مقدار  $MgO$  از ۲۸/۴۶ تا ۳۰/۵۵ درصد وزنی و  $CaO$  از ۰/۲۹ تا ۰/۳۶ درصد وزنی متغیر است. بر اساس طبقه‌بندی انجام‌شده توسط شالر و نولان (Schaller and Nolan, 1931)، نسبت  $SiO_2/MgO \geq 1$  دلیلی برای اثبات اسپادائیت است که در



شکل ۶. تصویرهای BSE برگرفته از رگه‌های کربنات موجود در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین

Fig. 6. Backscattered-electron (BSE) images of the carbonate veins in mantle peridotites of the Naein ophiolite



جدول ۴. نتایج آنالیز SEM، اسپادائیت موجود در رگه‌های کربنات پریدوتیت‌های گوشته بالایی افیولیت ناین

Table 4. SEM analyses data of spadaite in carbonate veins of the Naein ophiolite uppermost mantle peridotites.

Sample	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89
Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mineral	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa
SiO <sub>2</sub>	38.23	32.19	39.60	33.88	31.29	30.54	31.59	33.90	31.14
MgO	32.99	32.11	34.57	34.27	33.57	33.44	31.24	31.57	32.07
CaO	0.24	0.29	0.99	0.41	0.27	0.08	0.24	0.25	0.36
Total	71.46	64.60	75.16	68.59	65.11	64.07	63.07	65.76	63.58
Oxygen#	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Si	0.91	0.86	0.90	0.85	0.83	0.83	0.88	0.88	0.85
Mg	1.17	1.28	1.17	1.29	1.33	1.35	1.27	1.23	1.30
Ca	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
total	2.09	2.14	2.10	2.15	2.17	2.18	2.14	2.12	2.15

## بحث

## تشکیل رگه‌های هورنبلندی

پوسته اقیانوسی و گوشته زیر آن تحت تأثیر سیالات گرمابی برگرفته از آب دریا دچار تغییرات متاسوماتیک می‌شوند. از جمله این تغییرات می‌توان به واکنش آب دریا با گدازه‌های بالشی اشاره کرد که باعث اسپیلیتی شدن گدازه‌ها می‌شود که این فرایند نوعی دگرگونی کف دریاست. عناصر Mn، Mg، Ca موجود در بازالت‌ها تحت تأثیر سیالات حاوی Na و CO<sub>2</sub> شسته شده، مقدار Ca کاهش یافته و مقدار Na افزایش می‌یابد (Torabi, 2008). با ادامه روند نفوذ سیالات به بخش‌های پایین تر پوسته، درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در استوک‌ها و دایک‌های گابرویی اغلب با کانی‌های گرمابی کلسیت، دولومیت، پرهنیت، گارنت، آمفیبول (ترمولیت)، اپیدوت، دیوپسید، کلریت، آلپیت و سیریسیت پر می‌شوند که بسیاری از این کانی‌ها کلسیم‌دار هستند. در این درزه‌ها کلسیت کانی اصلی محسوب می‌شود. همچنین کلسیت و گارنت آخرین کانی‌های متبلور شده این مجموعه هستند

(Nosouhian et al., 2022). ترکیبات شیمیایی و فراوانی کانی‌های یادشده در رگه‌های گرمابی نشان می‌دهد که Ca، Na، CO<sub>2</sub>، Si، Al، Fe و Mg اجزای اصلی تشکیل دهنده سیالات برگرفته از آب دریا هستند (Nosouhian et al., 2022). یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های رگه‌های گرمابی در گابروها، فراوانی بالای کلسیت است که نشان دهنده بالابودن fCO<sub>2</sub> سیالات گرمابی است (Nosouhian et al., 2022). با پرشدگی درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در گابروها توسط کانی‌های یادشده، مقدار Ca سیالات کاهش می‌یابد. به طور کلی، تغییرات متاسوماتیک را می‌توان به عنوان دگرسانی پروپلیتیک با تبادل یونی جزئی (اغلب Mg-Ca) توصیف کرد (Bach et al., 2013). بخشی از سیالات گرمابی نافذ، به صورت جریان‌های فرارو به سمت بالا جریان می‌یابند که به دنبال آن فرایندهای متاسوماتیک مانند اپیدوتی شدن، کلریتی شدن، سیریسیتی شدن و سیلیسی شدن نیز در پوسته دیده می‌شود (Bach et al., 2013). جریان سیالات برگرفته از آب دریا فقط محدود به پوسته نیست. طبق بررسی‌های انجام شده

و همکاران (Python et al., 2007) به تشکیل دیوپسیدیت تحت تأثیر فعل و انفعالات سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته در افیولیت عمان اشاره کرده است. سنگ‌های یادشده منشأ غیرماگمایی دارند و علت عدم تشکیل سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی یکسان در مناطق مختلف، تغییر سامانه گرمایی (تغییر شیمیایی سیالات) است. دیوپسیدیت (Python et al., 2007) و کرومیتیت گرمایی (Arai et al., 2020) در افیولیت عمان و هورنبلندیت در افیولیت ناین (Torabi et al., 2017) از شواهد اصلی دگرگونی گرمایی گوشته بالایی در دمای بالا (بالا تر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) هستند. سنگ‌های یادشده محصول واکنش بین سنگ‌های لیتوسفر اقیانوسی با سیالات برگرفته از آب دریا است. طبق پژوهش‌های و همکاران (Torabi et al., 2017)، هورنبلندیت‌های منطقه مورد بررسی به صورت دایک (شکل ۳) و از طریق واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌ها (هارزبورگیت و دونیت) در دمای ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بعد از تشکیل هورنبلندیت‌ها، سیالات حاوی  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Si}$ ،  $\text{CO}_2$  و  $\text{H}_2\text{O}$  هستند که رگه‌های سفید کربنات را تشکیل می‌دهند. جریان سیالات برگرفته از آب دریا در افیولیت ناین علاوه بر دایک‌های هورنبلندیتی (شکل ۳) به تشکیل رگه‌هایی از کلسیت و دولومیت در مرحله انتهایی منجر شده‌اند که پریدوتیت‌ها و هورنبلندیت‌ها را قطع کرده است (شکل ۴).

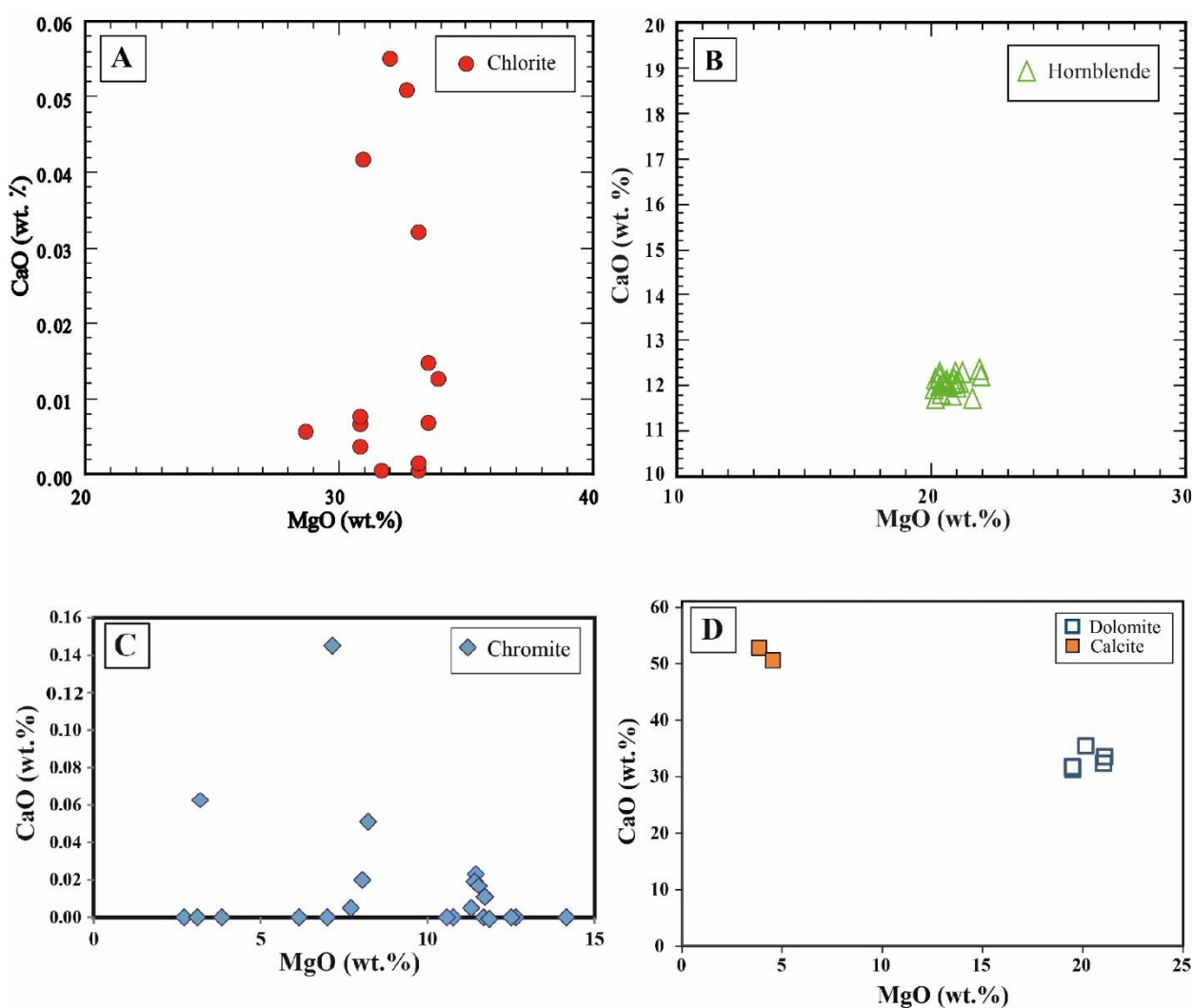
### تشکیل رگه‌های کربناتی

در پریدوتیت‌های ناین تشکیل رگه‌های کربنات (شکل ۳)، تحت تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا است که از پوسته اقیانوسی به سمت گوشته بالایی در جریان بوده است. جریان سیالات، شکستگی‌های نامنظم داخل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده را به وسیله کانی‌های کلسیت، دولومیت و اسپادائیت پر کرده است و رگه‌های روشن تر کربنات تشکیل شده‌اند (شکل ۳). حضور رگه‌های کربنات و همچنین فراوانی هورنبلند به عنوان یک

(Python et al., 2007; Torabi et al., 2017)، سیالات برگرفته از آب دریا قادر به نفوذ به بخش‌های عمیق تر و قسمت‌های بالایی گوشته نیز هستند که از طریق واکنش با الومین، پروکسن‌ها و کرومیت، ترکیب سیالات غنی از  $\text{Si}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Fe}$ ،  $\text{Na}$ ،  $\text{Ca}$ ،  $\text{Cr}$  و  $\text{Al}$  می‌شود. سیالات باعث سرپانتینی شدن الومین‌ها و پروکسن‌ها می‌شوند (شکل ۲)، همچنین به تشکیل کانی‌های نسل جدید اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت و ایلمنیت منجر می‌شوند (جدول ۲ و شکل ۳) که توسط سیالات در درون درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل از افزایش حجم ناشی از فرایند سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های گوشته، متبلور می‌شوند. جریان این سیالات در درزه‌ها و شکستگی‌ها، به تشکیل سنگ هورنبلندیت منجر شده است (Torabi et al., 2017). وجود ۹۴ درصد حجمی کانی‌های آبدار اولیه (هورنبلند، کلریت و ترمولیت) در هورنبلندیت‌ها نشان می‌دهد که سیال گرمایی ماهیت آبدار دارد (Torabi et al., 2017). در مراحل اولیه تشکیل کانی‌های اصلی هورنبلندیت (کانی‌های کدر (کرومیت و ایلمنیت)، هورنبلند، کلریت و کربنات‌ها (دولومیت و کلسیت))، مقدار  $\text{MgO}$  بالاتر از  $\text{CaO}$  بوده است که نشان‌دهنده فعالیت بالای  $\text{Mg}$  در سیالات بخش‌های بالایی گوشته بوده است و سپس به دلیل تبلور کلسیت و دولومیت مقدار  $\text{CaO}$  بیشتر شده است (شکل ۷-A تا D). مقدار  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  در هورنبلندها، کلریت‌ها و اسپینل‌های کروم‌دار هورنبلندیت‌ها، به طور متوسط به ترتیب برابر با ۱/۱۸، ۱/۳۳ و ۴۶/۱۵ درصد وزنی است که نشان می‌دهد سیالات غنی از  $\text{Cr}$  هستند. شیمی کرومیت‌های گرمایی موجود در هورنبلندیت‌ها ( $\text{Mg}\#0/45$ ،  $\text{Cr}\#0/66$ ) با میانگین ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در دونیت ( $\text{Mg}\#0/41$ ،  $\text{Cr}\#0/79$ ) و هارزبورگیت ( $\text{Mg}\#0/62$ ،  $\text{Cr}\#0/56$ ) مطابقت دارد (شکل ۵-E و F). مقدار  $\text{Cr}$  موجود در سیالات گرمایی که با پریدوتیت‌ها واکنش می‌دهد و ویژگی‌های شیمیایی کرومیت‌های حاصل از این واکنش، با ماهیت سنگ‌شناسی پریدوتیت‌ها و شیمی اسپینل‌های کروم‌دار آنها مرتبط است (Torabi et al., 2017). پیش از این نیز پایتون

منجر شده‌اند. بعد از تشکیل هورنبلندیت‌ها، سیالات باقی‌مانده دارای  $fCO_2$  بالا و حاوی  $Mg$ ،  $Ca$ ،  $Si$ ،  $CO_2$  و  $H_2O$  هستند که باعث تشکیل کلسیت و دولومیت شده و در محیط بازیک شرایط برای تشکیل کانی اسپادائیت با فرمول شیمیایی  $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$  در شکستگی‌های موجود در پریدوتیت‌ها نیز فراهم شده است.

کانی غنی از  $Ca$  (از  $CaO$  از ۱۱/۷۱ تا ۱۲/۳۶ درصد وزنی)، در پریدوتیت افیولیت ناین بیانگر آن است که سیالات قبل از نفوذ در پریدوتیت‌ها با عبور از آهک‌ها، کربنات‌ها و گابروها، غنی از  $Ca$  و  $CO_2$  شده‌اند. پریدوتیت‌ها تحت تأثیر این سیالات و بر اساس واکنش‌های سیال-سنگ تغییراتی را متحمل شده و سیالات غنی از  $Mg$ ،  $Si$ ،  $Fe$ ،  $Al$ ،  $Cr$  و  $Ca$  به تشکیل هورنبلندیت‌ها



شکل ۷. A، B، C و D: نمودار تغییرات شیمیایی  $MgO$  در مقابل  $CaO$  کلریت‌ها، هورنبلندها، کرومیت‌ها و کربنات‌های درون هورنبلندیت‌های افیولیت ناین

**Fig. 7.** A, B, C and D: Chemical variation diagrams of  $MgO$  (wt.%) versus  $CaO$  (wt.%) in chlorites, hornblendes, chromites and carbonate from hornblendites of the Naein ophiolite

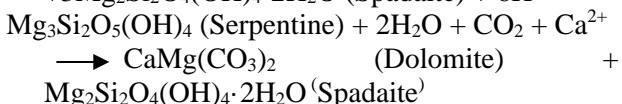
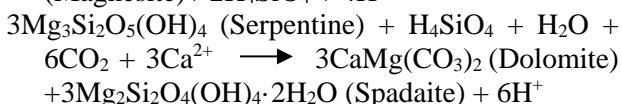
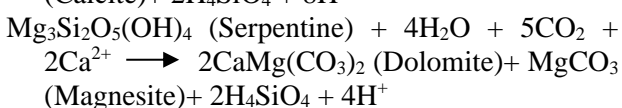
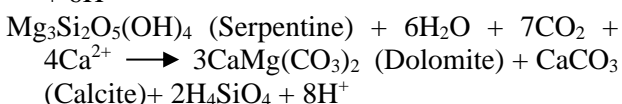
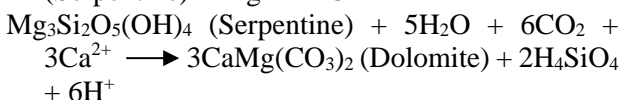
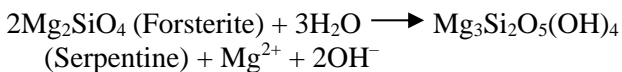
## تشکیل اسپادائیت

اسپادائیت به عنوان یک سیلیکات منیزیم آبدار با فرمول شیمیایی  $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ ، از  $MgO$ ،  $SiO_2$  و  $2H_2O$  در رگه‌های کربنات همراه با کلسیت و دولومیت در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین در فازهای تأخیری تشکیل شده است. اسپادائیت با سامانه تبلور ارتورومبیک، بدون رخ، دارای خاموشی مستقیم تا کمی مایل، شفاف تا نیمه شفاف، نیمه شکل تا بدون شکل، دارای رنگ کرم مایل به سفید تا صورتی کم‌رنگ، دارای درخشش مرواریدی، سختی ۲/۵، چگالی  $2.72 \text{ g/cm}^3$ ، رنگ خاکه سفید و دارای شکستگی نامنظم است. از ناخالصی‌های اسپادائیت‌ها می‌توان به Fe و Cr اشاره کرد. بر اساس طبقه‌بندی 09.EC.45 Strunz این کانی‌ها از گروه فیلسیلیکات‌ها هستند. این کانی نخستین بار توسط لایونو اسپادا د مدیچی (برگرفته از ون کوبل (Von Kobell, 1843)) در ایتالیا نام‌گذاری شد. خواص نوری اسپادائیت‌ها مانند تالک (Winchell, 1927) با حرارت دادن و از دست دادن نیمی از آب خود تغییر محسوسی نمی‌کند (Schaller and Nolan, 1931). اسپادائیت‌ها از نظر آنالیز شیمیایی دارای شباهت‌هایی با کانی‌هایی مانند سرولیت ( $2SiO_2 \cdot MgO \cdot 3H_2O$ )، دیولیلیت ( $3SiO_2 \cdot 4MgO \cdot 6H_2O$ )، سپیولیت ( $2SiO_2 \cdot 3MgO \cdot 2H_2O$ ) و سرپانتین ( $3SiO_2 \cdot 2MgO \cdot 2H_2O$ ) و تالک ( $4SiO_2 \cdot 3MgO \cdot H_2O$ ) هستند.

تاکنون پژوهشگران به تشکیل اسپادائیت در محیط‌های مختلفی از جمله سنگ‌های آتشفشانی، اسکارن‌ها، و معادن طلا اشاره کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین، در این مقاله محیط تشکیل جدیدی برای کانی اسپادائیت معرفی شده است. در منطقه مورد بررسی، اسپادائیت‌ها، در بخش‌های درونی رگه‌های کربنات موجود در پریدوتیت‌های گوشته و در تعادل با کانی‌های کلسیت و دولومیت از واکنش‌های سیالات گرمابی دما پایین با سنگ‌های پریدوتیتی ایجاد شده‌اند. اسپادائیت‌های گزارش‌شده در افیولیت ناین از نوع گرمابی هستند. حضور کانی‌های کربنات در پریدوتیت‌های افیولیت ناین

نشان‌دهنده افزایش  $CO_2$  در سیالات گرمابی است.

سیالات برگرفته از آب دریا، بعد از عبور از واحدهای رسوبی، پوسته اقیانوسی و نفوذ به بخش بالایی گوشته و واکنش با پریدوتیت‌ها و تشکیل رگه‌های هورنبلندی، حاوی  $CO_2$ ، Ca، Mg، Si و  $H_2O$  هستند. بالابودن  $fCO_2$  به تشکیل رگه‌های سفید کربنات (کلسیت، دولومیت و اسپادائیت) منجر شده است. تشکیل اسپادائیت‌ها در آخرین فاز کانیایی در پریدوتیت‌ها تحت تأثیر واکنش‌های سیال-سنگ، سرپانتینی شدن الیون و ارتوپروکسن و سپس انحلال سرپانتین‌ها توسط سیالات حاوی  $CO_2$ ، صورت گرفته است.



عوامل متاسوماتیک مهم در سیالات آبدار شامل Mg، Ca، Si و  $CO_2$  است (Okamoto and Oyanagi, 2023). بالابودن  $fCO_2$ ، وجود محیط بازیکی (pH بالا) و حضور فراوان یون‌های  $Mg^{2+}$  و Si در سیالات برگرفته از آب دریا، در تشکیل اسپادائیت‌ها نقش به‌سزایی دارند. سیالات گرمابی غنی از  $CO_2$ ،  $H_2O$ ، Mg، Ca و Si، با عبور از پریدوتیت‌ها و در شرایط ویژه‌ای از دما، فشار، Eh، Ph این مجموعه کانی‌ها را به وجود آورده‌اند. اسپادائیت‌ها جوان‌تر از کلسیت‌ها و دولومیت‌ها هستند. به عبارت دیگر، نوع کانی‌های جدید به فعالیت یون‌های موجود در سیالات و به طور غیرمستقیم با pH مرتبط است که برای سپیولیت کانی



ایلمنیت در دایک‌های هورنبلندی نشانه تحرک عناصر Fe, Cr و Ti است.

در منطقه مورد بررسی، اسپینل‌های کروم‌دار در دو گروه سالم و دگرسان‌شده مشاهده می‌شوند. گروه اول، اسپینل‌های کروم‌دار سالم موجود در پریدوتیت‌های میزبان و هورنبلندیت‌ها هستند که کرومیت‌های گرمابی هورنبلندی‌ها (Cr# = ۰/۶۶, Mg# = ۰/۴۵) از نظر ترکیب شیمیایی، حدواسط اسپینل‌های کروم‌دار اولیه موجود در هارزبورگیت‌ها (Cr# = ۰/۵۶, Mg# = ۰/۶۲) و دونیت‌ها (Cr# = ۰/۷۹, Mg# = ۰/۴۱) هستند (شکل ۵-E و F). این موضوع نشان‌دهنده انحلال اسپینل‌های کروم‌دار موجود در پریدوتیت‌های سنگ دیواره و رسوب مجدد آنها در درزه‌ها و شکاف‌ها در زمان تشکیل هورنبلندی‌هاست که بیانگر تأثیر سیالات گرمابی و انحلال‌بخشی و یا کلی اسپینل‌های کروم‌دار و جابه‌جایی Cr است. گروه دوم، اسپینل‌های کروم‌دار دگرسان موجود در پریدوتیت‌ها (Cr# = ۰/۹۱, Mg# = ۰/۱۷) و هورنبلندی‌ها (Cr# = ۰/۸۶, Mg# = ۰/۲۱) هستند که باقی‌مانده، اسپینل‌های کروم‌دار اولیه در سنگ میزبان و هورنبلندی‌ها بوده و از نوع فریت کرومیت و یا مگنتیت کروم‌دار هستند (شکل ۵-E و F).

تشکیل کرومیت‌های گرمابی در هورنبلندی‌های افیولیت‌نایین نشان می‌دهد، Cr که در شرایط گرمابی به عنوان عنصری کم تحرک در نظر گرفته شده است، در حین جریان سیالات غنی از مؤلفه‌های سیلیکات در طول پریدوتیت‌های گوشته، متحرک است. این کرومیت‌ها از انحلال اسپینل‌های کروم‌دار اولیه پریدوتیت‌ها تشکیل شده‌اند (Torabi et al., 2017). با افزایش فاصله از پریدوتیت‌های میزبان هورنبلندی‌ها، میزان  $Al_2O_3$  و  $Cr_2O_3$  موجود در ارتوپروکسن‌ها کمتر می‌شود که نشان‌دهنده تحرک عناصر Cr و Al آنها توسط سیالات به منظور تشکیل کلریت، هورنبلند و کرومیت جدید در شکستگی‌هاست (Torabi et al., 2017).

مشابه اسپادائیت و دولومیت از ۷/۶ تا ۸/۳ متغیر است (Birsoy, 2002).

### تحرک عناصر

تشکیل هورنبلندی‌ها (Torabi et al., 2017) و دیوپسیدیت‌ها (Python et al., 2007; Akizawa and Arai, 2014) و کرومیت‌های گرمابی (Arai et al., 2020)، بر اثر فرایند متاسوماتیک در بخش بالایی گوشته نشان می‌دهد که فعالیت سیالات برگرفته از آب دریا، توزیع اولیه Mg, Ca, Si و Cr را در پوسته زیرین و گوشته بالایی تغییر می‌دهد (Akizawa et al., 2011). درصد بالای MgO در برابر CaO در هورنبلندی‌ها (شکل ۷) نشان‌دهنده فعالیت بالای Mg در جریان سیال است. فراوانی  $Mg^{2+}$  در سیالات یادشده، با پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در این منطقه مرتبط است. هیدرولیز کانی‌های غنی از Mg عامل شسته‌شدن  $Mg^{2+}$  از سنگ‌های اولترامافیک میزبان است. الیون (فورستریت)، ارتوپروکسن و اسپینل منابع Fe و Al هستند. پریدوتیت‌های گوشته به عنوان منبع MgO و  $Cr_2O_3$  در سیالات گرمابی در نظر گرفته می‌شوند. در اثر واکنش سیالات گرمابی با الیون‌ها سرپانتین ایجاد شده و واکنش با اسپینل‌های کروم‌دار به تشکیل کلریت و کرومیت ثانویه غنی از Cr,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  منجر شده است (Arai et al., 2020). حین فرایند سرپانتینی‌شدن، Fe موجود در الیون و پروکسن به صورت  $Fe^{2+}$  در سرپانتین و بروسیت یا به صورت  $Fe^{3+}$  در مگنتیت وارد می‌شود (McCullom and Shock, 2009). در طی انحلال بروسیت یا دانه‌های ریز مگنتیت دوباره حرکت می‌کند و به جایی که مگنتیت رسوب می‌کند، منتقل می‌شود (Maffione et al., 2014).

ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمی هورنبلندی‌ها نشان‌دهنده تحرک Mg, Fe, Ca, Si, Al, Na, Ti, Cr و عناصر REE در طول گردش عمیق سیالات برگرفته از آب دریا در فعالیت گرمابی با دمای بالاست (Torabi et al., 2017). حضور کرومیت و

## نتیجه‌گیری

دایک‌های هورنبلندی و شبکه‌هایی از رگه‌های کربنات در بخش بالایی پریدوتیت گوشته، چند صد متر زیر مرز موهو در افیولیت ناین وجود دارند. ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی آنها منشأ غیرماگمایی و گرمابی را نشان می‌دهد. سیالات برگرفته از آب دریا با نفوذ در واحدهای رسوبی و عبور از پوسته اقیانوسی وارد بخش بالایی پریدوتیت‌های گوشته شده و با چرخش در پریدوتیت‌ها، باعث تبادل کاتیونی و تشکیل هورنبلندیت شده و بقایای سیالات شبکه‌هایی از رگه‌های کربنات را تشکیل داده‌اند. از نظر ترکیب شیمیایی کرومیت‌های گرمابی سالم موجود در هورنبلندیت‌ها، حدواسط اسپینل‌های کروم‌دار هارزبورگیت‌ها و دونیت‌هاست و نوع دگرسان کرومیت‌های گرمابی باقی‌مانده اسپینل‌های اولیه در سنگ میزبان و هورنبلندیت‌هاست. منشأ Cr موجود در سیالات گرمابی، ارتوپروکسن‌ها و کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌هاست. ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی

هورنبلندیت‌ها نشان‌دهنده تحرک Cr، Fe و Ti توسط سیالات گرمابی هستند. سیالات حاوی  $\text{CO}_2$ ،  $\text{H}_2\text{O}$ ، Mg، Ca و Si در آخرین فاز کانیایی در محیط بازیک و دمای پایین، اسپادائیت‌های گرمابی را تشکیل داده‌اند. کانی‌های همراه اسپادائیت، کلسیت و دولومیت است که اسپادائیت‌ها نسبت به آنها جوان‌تر هستند. همراهی اسپادائیت با کلسیت و دولومیت توسط pH محیط کنترل می‌شود.

## تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

## قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه اصفهان و دانشگاه کانازاوا ژاپن سپاس‌گزاری می‌نمایند.

1. Mid ocean ridges
2. Trench
3. Exhumation
4. Spadaite
5. Central-East Iranian Microcontinent (CEIM)
6. Scanning Electron Microscope (SEM)
7. Subhedral to Anhedral
8. Mesh texture
9. Euhedral
10. Lavinio Spada de Medici
11. Cerolite ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ )
12. Dewelylite
13. Sepiolite ( $\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )
14. Serpentine ( $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ )
15. Talc ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ )
16. Moho Transition Zone (MTZ)

## References

- Akizawa, N. and Arai, S., 2014. Petrology of mantle diopside from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution. *Island Arc*, 23(4): 312–323. <https://doi.org/10.1111/iar.12074>
- Akizawa, N., Arai, S., Tamura, A., Uesugi, J. and Python, M., 2011. Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: Evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 106(5): 261–266. <https://doi.org/10.2465/jmps.110621b>
- Arai, S., Miura, M., Tamura, A., Akizawa, N. and Ishikawa A., 2020. Hydrothermal Chromitites from the Oman Ophiolite: The Role of Water in Chromitite Genesis. *Minerals*, 10(3): 217. <https://doi.org/10.3390/min10030217>
- Bach, W., Jöns, N. and Klein, F., 2013. Metasomatism within the ocean crust. In: D.E. Harlov and H. Austrheim (Editors), *Metasomatism and the chemical transformation of rock*. Springer Verlag, Berlin, pp. 253–288. [http://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9\\_8](http://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_8)
- Berger, J., Femenias, O. and Mercier, J.C.C., 2005. Ocean floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(9): 795–812. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x>
- Birsoy, R. 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50(6): 736–745. <https://doi.org/10.1346/000986002762090263>
- Bonatti, E., Seyler, M., Channell, J., Girardeau, J. and Mascle, G., 1990. Peridotites drilled from the Tyrrhenian Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 107: 37–47. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.141.1990>
- Braga, R. and Sapienza, G.T., 2007. The retrograde evolution of a dolomite-bearing hydrous peridotite from the Ulten Zone (Italian Alps). *GeoActa*, 6: 37–45. Retrieved October 31, 2024 from [https://www.researchgate.net/publication/289605118\\_The\\_retrograde\\_evolution\\_of\\_a\\_dolomite-bearing\\_hydrous\\_peridotite\\_from\\_the\\_Ulten\\_Zone\\_Italian\\_Alps](https://www.researchgate.net/publication/289605118_The_retrograde_evolution_of_a_dolomite-bearing_hydrous_peridotite_from_the_Ulten_Zone_Italian_Alps)
- Cushman, J. A. and Ponton G.M., 1932. The Foraminifera of the Upper, Middle, and part of the Lower Miocene of Florida. *Florida State Geological Survey, Bulletin 9*, 1–147. <https://ufdc.ufl.edu/UF00000444/00001/images>
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrography of the area north of Naein, Central Iran. *Geological Survey of Iran, Report 14*, 89 pp.
- Förster, B., Braga, R., Aulbach, S., Lo Pò, D., Bargossi, G.M. and Mair, V., 2017. A petrographic study of carbonate phases in the Ulten Zone ultramafic rocks: insights into carbonation in the mantle wedge and exhumation-related decarbonation. *Ofioliti*, 42(2): 105–127. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v42i2.487>
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, A., 2000. Petrochemistry, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages and tectonics of the Naein ophiolite, Central Iran. *Geological Society of America Annual Meeting, Reno, Nevada*, 237–238. Retrieved November 12, 2024 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1570572700877026176>
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 30(224): 277–292. <https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Honnorez, J., 1967. La Palagonitisation. Un aspect du volcanisme sous-marin: l'altération du verre basique de Palagonia (Sicile). Thèse Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, Belgique, 320 pp.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W., Gilbert, M.Ch., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623–651. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Maffione, M., Morris, A., Plumper, O. and Van Hinsbergen, D.J.J., 2014. Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Advancing Earth and space sciences*. 15(4): 923–944.

- <https://doi.org/10.1002/2013GC004993>
- McCullom, T.M. and Shock E.L., 1998. Fluid–rock interactions in the lower oceanic crust: thermodynamic models of hydrothermal alteration. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 103(B1): 547–575. <https://doi.org/10.1029/97JB02603>
- Moghadam, H.S., Fernando, C. and Stern, R.J., 2013. U–Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain–Dehshir ophiolites, Central Iran. *Journal of Geological Society*, 170(1): 175–184. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-066>
- Moghadam, H.S., Whitechurch, H. and Rahgoshay M., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): shortlived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12): 1016–1028. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.06.011>
- Nosouhian, N., Torabi, G., Morishita, T. and Arai, S., 2022. Polymineralic hydrothermal veins in the Paleozoic Jandaq ophiolite gabbros (Central Iran); Evidence for ingression of high temperature seawater-derived fluids in to the gabbroic section of the Paleo-Tethys oceanic crust. *Periodico di Mineralogia*, 91(2): 113–142. <https://doi.org/10.13133/2239-1002/17725>
- Okamoto, A. and Oyanagi, R., 2023. Si- versus Mg-metasomatism at the crust–mantle interface: Insights from experiments, natural observations and geochemical modeling. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10(1): 39. <https://doi.org/10.1186/s40645-023-00568-w>
- Pirnia, T., Arai, S., Tamura, A., Ishimaru, S. and Torabi, G., 2014. Sr enrichment in mantle pyroxenes as a result of plagioclase alteration in lherzolite. *Lithos*, 196–197: 198–212. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.008>
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2010. Post deformational impregnation of depleted MORB in Nain lherzolite (Central Iran). *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 105(2): 74–79. <https://doi.org/10.2465/jmps.091014>
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2013. A better picture of the mantle of the Nain ophiolite inferred from detrital chromian spinels. *The Journal of Geology*, 121(6): 645–661. <https://doi.org/10.1086/673175>
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.A. and Arai, S., 2007. Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3–4): 289–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.030>
- Sapienza, G.T., Scambelluri, M. and Braga, R., 2009. Dolomite bearing orogenic garnet peridotites witness fluid-mediated carbon recycling in a mantle wedge (Ulten Zone, Eastern Alps, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(3): 401–420. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0389-2>
- Schaller, W.T. and Nolan, T.B., 1931. An occurrence of Spadaite at Gold Hill, Utah. *American Mineralogist* 16(6): 231–236. Retrieved October 17, 2024 [http://www.minsocam.org/ammin/AM16/AM16\\_231](http://www.minsocam.org/ammin/AM16/AM16_231)
- Shirdashtzadeh, N., Dilek, Y., Furnes, H. and Dantas, E.L., 2024. Early Jurassic and Late Cretaceous Plagiogranites in Nain-Baft Ophiolitic Mélange Zone in Iran: Remnants of Rift–Drift and SSZ Evolution of a Neotethyan Seaway. *Journal of the Geological Society*, 181(2). <https://doi.org/10.1144/jgs2023-181>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S., 2010. Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 255(3): 255–275. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0017>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2011. Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran). *Ofioliti*, 36(2): 191–205. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V36.I2.5>
- Torabi, G., 2008. Vein hydrothermal metamorphism of Jandaq ophiolitic gabbros (NE of Isfahan Province). *University of Isfahan Research Journal*, 30(1): 83–100. (in Persian with English abstract) Retrieved November 10, 2024 from <https://www.sid.ir/paper/56015/en>
- Torabi, G., 2012. Central Iran Ophiolites: Naein, Ashin and Surk (Mesozoic), Anarak, Jandaq, Bayazeh and Posht-e-Badam (Paleozoic). *Jahad Daneshgahi of the University of Isfahan, Isfahan*, 443 pp.



- Torabi, G., 2013. Chromitite absence, presence and chemical variation in ophiolites of Central Iran (Naein, Ashin, Anarak and Jandaq). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 267(2): 171–192.  
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2013/0303>
- Torabi, G., Arai, S., Morishita, T. and Tamura, A., 2017. Mantle hornblendites of Naein ophiolite (Central Iran): Evidence of deep high temperature hydrothermal metasomatism in an upper mantle section. *Petrology*, 25(1): 114–137.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591117010076>
- Tumiati, S., Fumagalli, P., Tiraboschi, C. and Poli, S., 2013. An experimental study on COH-bearing peridotite up to 3.2 GPa and implications for crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 54 (3): 453–479.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs074>
- Von Kobell, F., 1843. Ueber den Spadait, eine neue Mineral-species, und über den Wollastonit von Capo di bove. *Gelehrte Anzeigen der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, 17: 945–950. Retrieved November 10, 2024  
[https://rruff.info/uploads/Von%20Kobell%20\(1843\)%20readable%20German%20\(1\).pdf](https://rruff.info/uploads/Von%20Kobell%20(1843)%20readable%20German%20(1).pdf)
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85: 291–320.  
<https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Winchell, A.N., 1927. *Elements of optical mineralogy: An introduction to microscopic petrography- Descriptions of minerals*. John Wiley and Sons, New York, 570 pp.