Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

16th Year, No. 62, Summer 2025, pp. 23-44

Petrological Journal

Research Article

Chromian spinel geochemistry as a petrogenetic indicator in the chromitites and peridotites of the Bajgan Complex, Western Makran

Leila Vahedi [1], Morteza Delavari [2]✉, Emilio Saccani [3]

[1] Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, leila.vahedi@ymail.com

[2] Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, delavarimza@gmail.com

[3] Professor, Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Universitàdi Ferrara, Ferrara 44123, Italy, sac@unife.it

ARTICLE INFO

Received: 13 April 2025
Accepted: 04 June 2025

Keywords
Podiform Chromite
High-Cr and High-Al chromite
Peridotite
Western Makran
Iran

10.22108/ijp.2025.144914.1355

ABSTRACT

Introduction

Economic chromite deposits are very common in ophiolite belts. These deposits usually occur in the uppermost horizons of the ophiolite mantle sequence or within the ultramafic cumulitic rocks at the base of the crustal sequence (González-Jiménez et al., 2014a; González-Jiménez et al., 2014b; Uysal et al., 2018; Arai, 2021).

The largest chromite deposit in Iran lies within the Sorkhband Ultramafic Complex (Faryab chromite mine). In addition, numerous peridotite masses are exposed within the Bajgan Complex and the Colored-mélange Complex, as well as around Rudan, which are host for minor chromite deposits. In this study, chromite masses from different areas of the Bajgan Complex and the Colored-mélange Complex in western Makran were sampled and their field characteristics, petrography and chemical composition were studied. These data were applied to identify the nature of the rocks, the petrological changes and the tectono-magmatic setting as well.

Field Evidence and Petrography

The study area located in the south of Kerman Province and the western part of the Makran Zone. The peridotite outcrops occurred within the Bajgan metamorphic complex and around Kahnuj, Kuhshah, Kuh-e-Sefid, and Rudan. These rocks mainly contain minor chromite reserves. These peridotite masses occur as relatively small to large blocks ranging in size from a few meters to several kilometers, often in fault contact with metamorphic units of the Bajgan Complex. The southwestern Kahnuj peridotite outcrop with a dunite composition covers an area of ov 10 square kilometers. The Kuhshah peridotite masses cover an area of over 50 square kilometers consisting mainly of dunite and to a lesser extent harzburgite, pyroxenite and wehrlite.

Dunites exhibit a variety of textures, including porphyroclastic, granoblastic, and mylonitic, reflecting varying degrees of deformation and recrystallization.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Vahedi, L., Delavari, M., and Saccani, E. (2025) Chromian spinel geochemistry as a petrogenetic indicator in the chromitites and peridotites of the Bajgan Complex, Western Makran. Petrological Journal, 16(2), 23-44.

Harzburgites consist mainly of olivine (80-85 %Vol), orthopyroxene (10-15 %Vol), clinopyroxene (less than 2-3 %Vol) and spinel (1-3 %Vol). Harzburgites often have a porphyroclastic texture, and the effects of plastic deformation in olivine and orthopyroxene crystals are visible as wave extinction and kink bands. Chromitites often occur as irregular lenses or masses within dunite units. These rocks are mostly massive to semi-massive and disseminated in texture.

Analytical Methods

Following the mineralogical studies using Polarized light microscopy, polished thin sections were prepared from a number of mantle peridotite and chromitite samples. In order to determine the chemical composition of chromite minerals, point analysis of minerals was carried out in the Experimental Laboratory of Geophysics and Volcanology, Department of Seismology and Tectonophysics, INGV, Rome (Italy). In this method, the main elemental composition of the minerals was obtained by Jeol JXA 8200 electron microprobe (EMP). The analysis conditions included an accelerating voltage of 15 keV, a sample current of about 7.5 nA, a counting time of 10s and 5s on the peaks and background, respectively, and a beam size of 2-3 mm.

Geochemistry

In the dunites, the Al_2O_3 content of the chromian spinels varies from 21.89 to 25.26 wt.% and Mg# [Mg/ (Mg + Fe^{2+})] varies from 0.19 to 0.63 (Table 1), while in the harzburgite chromian spinels, the Al_2O_3 and Mg# contents are higher (Al_2O_3: 43.01 to 48.28 wt.%; Mg#:0.71 to 0.76). The value of Cr# [Cr/ (Cr + Al)] in the dunites and harzburgites, varies from 0.50 to 0.75 and 0.24 to 0.30, respectively. In chromitites, the Cr# content has a relatively wide range, based on which they are classified into two groups: high-Cr and high-Al chromitites. The Kutak chromitite has relatively high amounts of Al_2O_3 (20.52 to 23.63 wt%), while the Al_2O_3 content in the Kuhshah, Faryab and colored-mélange chromitites varies between 2.45 and 10.47 wt.%. Similarly, the Cr_2O_3 content in the Kutak chromitites varies between 45.96 and 52.26, while it is higher in other chromitites in the region, it has a higher value and varies between 60 and 70.93 wt.%. Therefore, Kutak chromitite with Cr# between 0.57 and 0.63 are in the high-Al chromitites range, and Kuhshah, Faryab and colored-mélange chromitites (Cr# between 0.80 and 0.95) are in the high-Cr chromitites group.

Discussion

The chemical composition of chromian spinel is widely used to determine the origin of magma and also to determine the tectonic setting of peridotites (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). The chromian spinel in the ophiolitic peridotites and chromitites studied in the western Makran region shows a relatively wide range in terms of Cr# content. The high Mg# and low Cr# content in the chromian spinels of harzburgite rocks indicate the remnants of a relatively depleted mantle melt. The Cr# content of the chromian spinels in dunites and high-Al chromitites can often be explained by melt-rock reaction and chemical equilibrium with similar MORB melts, while the Cr# content in high-Cr chromitites points to the effective role of Mg-rich magmas or boninitic melts in the melt-rock reaction. The chemical compositions of chromite as well as the chemistry of the parental magma calculated using the Al_2O_3 content and the FeO/MgO ratio indicate that the genesis of the mantle peridotites of the Bajgan complex evolved in a supra-subduction environment (SSZ). As the obtained data of this study display the chemical diversity of chromites indicates a complex history of chemical and tectonic evolution, which is related to the heterogeneity of the mantle origin, different degrees of partial melting of the host rock, the compositional diversity of the reacting melts (MORB-like melts to boninitic melts), the evolution of the tectonic setting during the initial stages of subduction, and the development of the fore-arc tectonic environment.

Conclusion

The study of chromite deposits in the Bajgan complex and colored-mélange complex in western Makran reveals significant variations in chromian spinel chemistry, reflecting diverse magmatic and tectonic processes. High-Al chromitites (e.g., Kutak) suggest melt-rock reactions with MORB-like melts, while high-Cr chromitites (e.g., Kuhshah, Faryab) indicate interaction with boninitic melts in a supra-subduction zone (SSZ) setting. The chemical diversity of chromites points to a complex mantle evolution involving heterogeneous sources, varying degrees of partial melting, and changing tectonic conditions during subduction initiation and fore-arc development. These findings enhance understanding of ophiolite formation and chromite genesis in the Makran zone.

Acknowledgment

Authors gratefully thanks Dr. Manuela Nazzari (HPHT Lab., INGV-Roma, Italy) and Prof. Federico Lucci (DISTEGEO, University of Bari, Italy) for providing the original EMP raw chemical analyses and the related calculated stoichiometry presented in this manuscript.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
16th Year, No. 62, Summer 2025, pp. 23-44

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال شانزدهم، شماره شصت و دوم، تابستان ۱۴۰۴، ص. ۲۳-۴۴

Petrological Journal

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌شیمی کروم-اسپینل به‌عنوان شاخص پتروژنتیک در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های مجموعهٔ بجگان، باختر مکران

لیلا واحدی[۱]، مرتضی دلاوری[۲]✉، امیلیو ساکانی[۳]

[۱] دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، leila.vahedi@ymail.com
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، delavarimza@gmail.com
[۳] استاد، بخش فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا، sac@unife.it

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۱/۲۱
تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۳/۱۴

کلید واژه‌ها
کرومیت انبانه‌ای
کرومیت Cr بالا و Al بالا
پریدوتیت
باختر مکران
ایران

چکیده

رخنمون‌های الترامافیک مجموعهٔ بجگان (باختر مکران) دربردارندهٔ واحدهای گوناگونِ دونیت، پیروکسنیت و هارزبورگیت هستند. توده‌های کرومیتی از نوع کرومیت‌های نوع آلپی هستند و بیشتر به‌صورت لنزها یا عدسی‌هایی نمایان شده‌اند که نیام‌های دونیتی و هارزبورگیت میزبان آنها را فراگرفته‌اند. بافت کرومیت‌ها به‌صورت توده‌ای، نیمه‌توده‌ای و پراکنده (افشان) است. مقدار #Cr در سنگ‌های هارزبورگیتی در محدودهٔ ۰/۲۴ تا ۰/۳۰ و مقدار #Mg در محدودهٔ ۰/۷۱ تا ۰/۷۶ تغییر می‌کند. مقدار #Cr در دونیت‌ها از ۰/۵۰ تا ۰/۷۵ و مقدار #Mg از ۰/۱۹ تا ۰/۶۳ متغیر است. مقدار #Cr در کرومیتیت‌ها نیز گسترهٔ بالایی از نزدیک به ۰/۵۷ تا ۰/۶۳ (کرومیت‌های Al-بالا) تا مقدار ۰/۸۰ تا ۰/۹۵ (کرومیت‌های Cr-بالا) دارد. مقدار بالای #Mg و مقدار کم #Cr در کروم-اسپینل‌های سنگ‌های هارزبورگیتی نشان‌دهندهٔ بازمانده‌های ذوب‌بخشی یک گوشته کمابیش تهی‌شده است. از سوی دیگر، میزان #Cr کروم-اسپینل‌های درون دونیت‌ها و کرومیت‌های Al-بالا بیشتر با واکنش گدازه- سنگ و تعامل با گدازه‌های همانند MORB توجیه‌شدنی است؛ اما مقدار #Cr در کرومیت‌های Cr-بالا نشان‌دهندهٔ نقش مؤثر ماگماهای سرشار از Mg و یا گدازه‌های بونینیتی در واکنش گدازه- سنگ و تحولات شیمیایی سنگ است. ترکیبات شیمیایی کرومیت و شیمی ماگمای مادر آنها نشان‌دهندهٔ تحول پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعهٔ بجگان در یک محیط فرافرورانش[۱] است. بر پایهٔ یافته‌های این پژوهش، تنوع شیمیایی کرومیت‌ها گویای تاریخچهٔ پیچیده تحولات شیمیایی و زمین‌ساختی است که با ناهمگنی خاستگاه گوشته‌ای، درجات مختلف ذوب‌بخشی سنگ میزبان، تنوع ترکیبی گدازه‌های واکنش‌دهنده (گدازه‌های شبه MORB تا گدازه‌های بونینیتی)، تحولات جایگاه زمین‌ساختی در مراحل آغاز فرورانش و توسعه محیط زمین‌ساختی پیش کمانی پیوستگی دارد.

10.22108/ijp.2025.144914.1355

[1] Suprasubduction zone (SSZ)

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: واحدی، ل.، دلاوری، م.، امیلیو ساکانی، ا. (۱۴۰۴) زمین‌شیمی کروم-اسپینل به‌عنوان شاخص پتروژنتیک در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های مجموعهٔ بجگان، باختر مکران. پترولوژی، ۱۶(۲)، ۲۳- ۴۴.

مقدمه

ایران در امتداد پهنهٔ کوهزایی آلپ- هیمالیا جای دارد و دربردارندهٔ رخنمون‌های گسترده سنگ‌های افیولیتی است. پیدایش افیولیت‌ها در ایران پیامد بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس در راستای چندین نوار جوش‌خورده است (Stampfli, 2000). بازمانده‌های اقیانوس نئوتتیس که بیشتر افیولیت‌های ایران را می‌سازند، دربردارندهٔ افیولیت‌های پیرامون خردقارهٔ ایران‌مرکزی، افیولیت زاگرس، خوی و همچنین، افیولیت‌های مکران هستند. افیولیت‌های مکران که در ناحیهٔ مکران شمالی و جنوب حوضهٔ جازموریان رخنمون دارند، گستردگی بسیار دارند و از میان آنها می‌توان افیولیت‌های بندزیارت (کهنوج)، گنج، فنوج- مسکوتان و رمشک- مختارآباد را نام برد (Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Esmaeili et al., 2019; Kananian et al., 2001; Monsef et al., 2019; Saccani et al., 2024a; Saccani et al., 2023; Saccani et al., 2022; Sepidbar et al., 2020).

در کمربندهای افیولیتی، نمود کانسارهای اقتصادی کرومیت بسیار رایج است. این کانسارها، بیشتر در بالاترین افق دنبالهٔ گوشته‌ای افیولیتی یا درون واحدهای الترامافیک انباشتی در قاعدهٔ دنبالهٔ پوسته‌ای پدیدار می‌شوند (Arai, 2021; González-Jiménez et al., 2014a; González-Jiménez et al., 2014b; Uysal et al., 2018). دو نوع کانسارکرومیتی لایه‌ای (استراتیفرم[2]) و آلپی (انبانه‌ای، نیامی یا پادیفرم[3]) وجود دارد. کرومیت‌های لایه‌ای در مجموعه‌های آذرین لایه‌ای مانند بوشولد در آفریقای جنوبی یا استیل‌واتر در ایالات متحدهٔ آمریکا دیده می‌شوند. این نوع نهشته‌های کرومیت به‌صورت لایه‌ای شکل و پیوسته دیده می‌شوند و می‌توانند کیلومترها گسترش داشته باشد. کرومیت‌های نوع آلپی نسبت به نوع لایه‌ای، حجم و گستردگی کمتری دارند و بیشتر به شکل لایه‌های ناپیوسته و یا عدسی‌شکل دیده می‌شوند. در این کرومیت‌ها، ساختارهای دگریختی به فراوانی دیده می‌شوند که پیامد روبروشدن این سنگ‌ها با دما و فشار بالای گوشته است و بیشتر در پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزبان دیده می‌شود (Nicolas, 1989). فرایندهای گوناگونی در پیدایش توده‌های کرومیتی و وابستگی آن با سنگ میزبان مؤثر هستند که ترکیب شیمیایی کرومیت در شناسایی و درک آنها مؤثر است. از میان این فرایندها، می‌توان سرشت نخستین گدازه، درجهٔ ذوب‌بخشی گوشته، واکنش گدازه-سنگ، جایگاه زمین‌ساختی و دمای تبلور گدازهٔ نخستین را نام برد (Zaccarini et al., 2011; Zhou et al., 2014)؛ هرچند در مراحل پسین تکامل سنگ‌کره، ترکیب نخستین کرومیت را شاید عوامل گوناگونی مانند فرایند دگرگونی (e.g., Barra et al., 2014)، تکاپوی گرمابی (Arai and Akizawa, 2014)، ماگماتیسم و فرایندهای پساماگمایی (e.g., Bussolesi et al., 2022) یا ترکیبی از تکاپوی ماگمایی و گرمابی (Rospabé et al., 2017) دچار تغییر و تحول کرده باشند. در مجموعه‌های افیولیتی، مقدار #Cr موجود در کرومیت‌ها بسیار متغیر است و بالاترین مقادیر #Cr وابسته به افیولیت‌های کمانی است (Arai and Miura, 2016). سنگ‌های کرومیتیتی می‌توانند سرشار از Cr و یا Al باشند که علت آن چه‌بسا تفاوت در شرایط پیدایش و جایگاه ژئودینامیک، ترکیب گدازه و پریدوتیت میزبان، شرایط تبلور و میزان واکنش گدازه-پریدوتیت است (Edwards et al., 2000). ازاین‌رو، با توجه به میزان #Cr در کرومیت‌ها، آنها را به دو جایگاه پشتهٔ میان‌اقیانوسی[4] و یا منطقهٔ فرافرورانش (SSZ) نسبت می‌دهند.

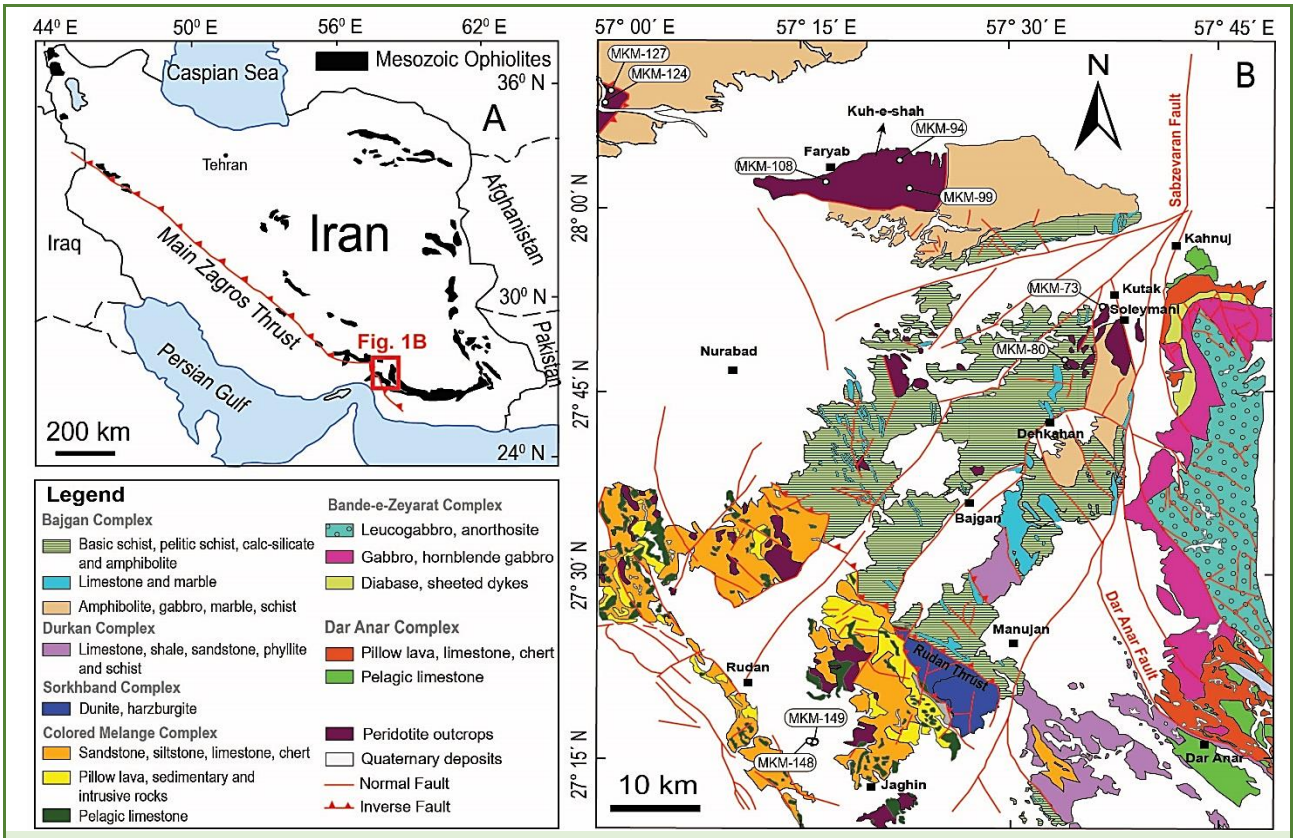
ذخایر اصلی نهشته‌های کرومیتی در ایران دربردارندهٔ مناطق فاریاب، نیریز، سبزوار، اسفندقه و بخش‌هایی از خاور ایران است. بزرگ‌ترین ذخیره کرومیت کشور با نام مجموعه معادن کرومیت فاریاب، در داخل مجموعه الترامافیک سرخ بند در جنوب کرمان جای دارد. معدن کرومیت فاریاب به‌علت حجم چشمگیر ماده معدنی، همواره مورد توجه بوده است. از این‌رو، تا کنون پژوهش‌های بسیاری روی آن انجام شده است (Behzadi and Shahabpour, 2011; Jannessary et al., 2012; Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013). برخی از این پژوهش‌ها تحول پریدوتیت‌ها را در یک جایگاه فرافرورانش (SSZ) و با دخالت یک ماگمای بونینیتی برای ساختن کرومیت‌ها دانسته‌اند (برای نمونه Delavari et al., 2016; Najafzadeh et al.,

[2] Stratiform
[3] Podiform
[4] Mid-Oceanic Ridge (MOR)

2008). گفتنی است افزون بر مجموعهٔ معادن فاریاب، توده‌های پریدوتیتی بسیاری درون مجموعهٔ دگرگونی بجگان و پهنهٔ آمیزهٔ رنگین و همچنین، در نزدیکی رودان رخنمون دارند که میزبان ذخایر فرعی کرومیت هستند. بررسی‌هایی که پیش از این روی مجموعهٔ بجگان انجام شده‌اند، بیشتر بر بررسی سنگ‌های دگرگونی و شناسایی شرایط فشار- دما در این مجموعه متمرکز بوده‌اند (e.g., Dorani et al., 2017; Pandolfi et al., 2021; Saccani et al., 2024b). افزون‌بر این، پژوهش‌هایی نیز روی سنگ‌های الترامافیک سرخ‌بند (Delavari et al., 2016; Moghadam et al., 2022) و پریدوتیت‌های کوه‌شاه (Ahmadipour and Shahabpour, 2014) در این منطقه انجام شده است. با وجود این، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و به‌ویژه زمین‌شیمی رخنمون‌های پریدوتیتی منطقهٔ بجگان که میزبان نهشته‌های کرومیتی هستند، تا کنون بررسی نشده است. هدف اصلی این پژوهش، بررسی روابط صحرایی، سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی توده‌های کرومیتی مجموعهٔ بجگان برای شناسایی زایش، شرایط پیدایش آنها و جایگاه زمین‌ساختی تحول سنگ میزبان آنهاست.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و ویژگی‌های صحرایی

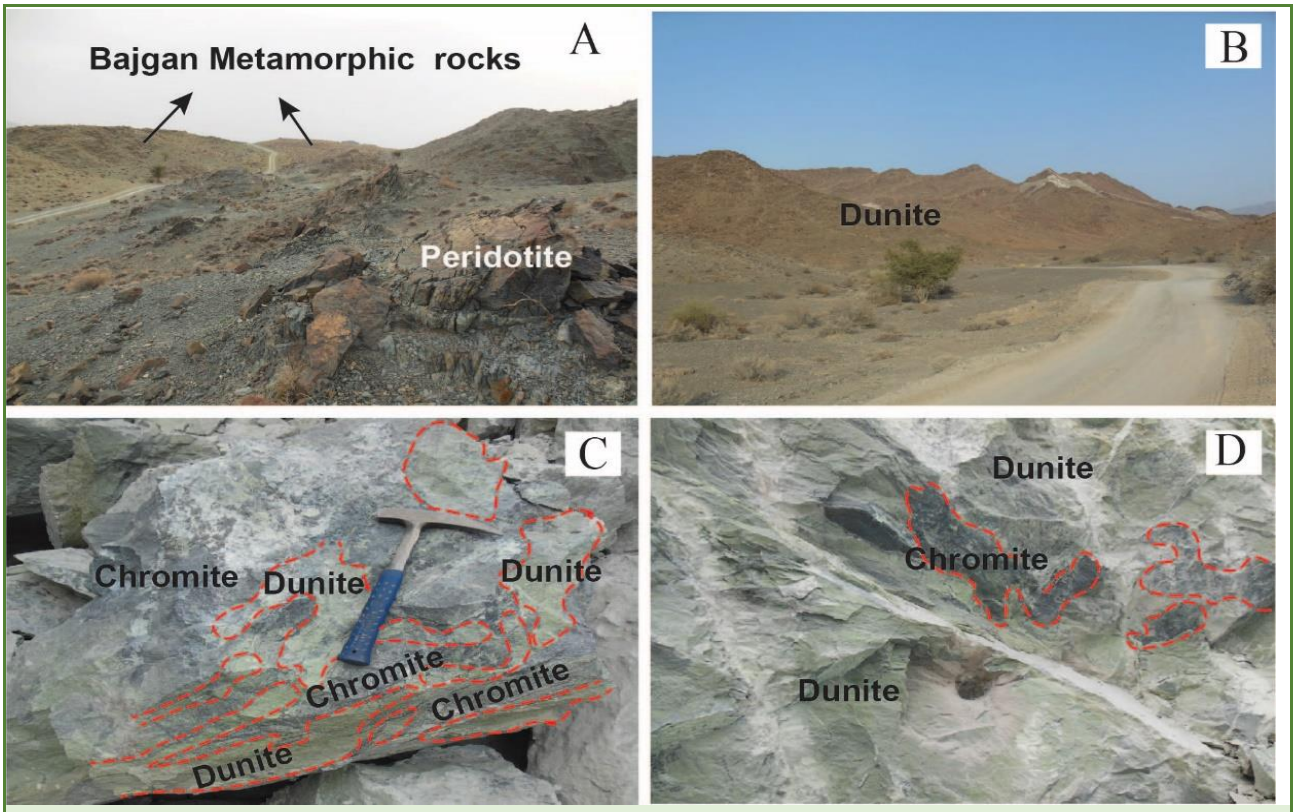
منطقهٔ مورد بررسی از نظر پهنه‌های ساختاری در بخش باختری پهنهٔ مکران و در نقشهٔ ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب (Samimi Namin, 1983) و سبزواران (Babakhani et al., 1992) جای گرفته است. این منطقه در جنوب استان کرمان، در گسترهٔ شهرستان‌های منوجان و فاریاب و در گسترهٔ جغرافیایی ´۰۰ ۵۷° تا ۵۰ ۵۷° طول خاوری و ۱۲ ۲۷° تا ۱۵ ۲۸° عرض شمالی جای دارد (شکل ۱).



شکل ۱. A) نقشهٔ پراکندگی توده‌های افیولیتی ایران. جایگاه منطقهٔ بررسی‌شده با چهارگوش سرخ‌رنگ نشان داده شده است؛ **B)** نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ مورد بررسی، با تغییرات از نقشه‌های با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب (Samimi Namin, 1983) و سبزواران (Babakhani et al., 1992) و محل نمونه‌برداری‌ها.

Figure 1. A) Distribution map of the ophiolitic massifs in Iran. The location of the study area is shown with a red box; **B)** Geological map of the study area, modified from the 1:250,000 scale maps of Minab (Samimi Namin, 1983) and Sabzevaran (Babakhani et al., 1992) and the locations of sampling.

رخنمون‌های پریدوتیتی در مجموعهٔ دگرگونی بجگان (شکل ۲-A) که ذخایر فرعی کرومیت دارند، در شمال منطقهٔ بررسی‌شده جای دارند. مجموعهٔ بجگان بیشتر دربردارندهٔ دگرگونه‌های آمفیبولیتی، شیست‌سبز، مرمر، سنگ‌های کالک‌سیلیکات و فیلیت است (McCall, 2002). این توده‌های پریدوتیتی به‌صورت بلوک‌های کمابیش کوچک تا بزرگ از ابعاد چندین‌متر تا چند کیلومتر پدیدار می‌شوند (شکل ۲-B) که بیشتر با همبری گسلی در همسایگی واحدهای دگرگونی مجموعهٔ بجگان جای گرفته‌اند. این بلوک‌های پریدوتیتی در جنوب‌باختری کهنوج، کوه‌شاه (جنوب فاریاب)، کوه سفید (شمال‌باختری فاریاب)، و پیرامون رودان دیده می‌شوند. همچنین، توده‌های پریدوتیتی بسیاری نیز درون مجموعهٔ آمیزه رنگین پراکنده هستند. رخنمون پریدوتیتی جنوب‌باختری کهنوج با ترکیب دونیتی گسترشی بیش از ۱۰ کیلومتر مربع دارد. این تودهٔ دونیتی ستبرایی بیشتر از ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر دارد و از سوی خاور در همسایگی واحدهای کواترنری و از سوی باختر با همبری زمین‌ساختی روی دگرگونه‌های مجموعهٔ بجگان رانده شده است.



شکل ۲. ویژگی‌های صحرایی واحدهای پریدوتیت و کرومیتیت‌های منطقهٔ مورد بررسی. **A**) توده‌های پریدوتیتی در همسایگی مجموعهٔ دگرگونی بجگان؛ **B**) نمایی صحرایی از توده‌های دونیتی؛ **C**) وابستگی نامنظم دونیت و کرومیتیت با بافت پراکنده (افشان)؛ **D**) توده‌های کرومیتیتی انبانه‌ای نامنظم تا عدسی‌شکل با مرزهای تیز که با دونیت میزبانی می‌شوند.

Figure 2. Field characteristics of peridotite and chromitite units in the study area. **A**) Peridotite massifs in the vicinity of Bajgan metamorphic complex; **B**) A field view of the dunite massif; **C**) Irregular association of dunite and chromitite with scattered texture (Disseminated); **D**) Irregular to lenticular chromitite masses with sharp boundaries hosted by dunite.

گسترش توده‌های پریدوتیتی کوه‌شاه بیش از ۵۰ کیلومتر مربع است و بیشتر از دونیت و به مقدار کمتر هارزبورگیت، پیروکسنیت و ورلیت ساخته شده‌اند. این توده‌های پریدوتیتی نیز در همبری زمین‌ساختی با دگرگونه‌های از جنس فیلیت،

متاسندستون، میکاشیست، آمفیبولیت و مرمر جای گرفته‌اند. در کوه‌سفید و رودان نیز سنگ‌شناسی اصلی منطقه دربردارندهٔ توده‌های دونیتی و هارزبورگیتی است. به‌طور کلی واحدهای پریدوتیتی منطقه که بیشتر دربردارندهٔ سنگ‌شناسی بخش گوشته‌ای در همسایگی مرز انتقالی گوشته- پوسته است از دونیت، هارزبورگیت، پیروکسنیت و ورلیت ساخته شده است. دونیت اصلی‌ترین سنگ‌شناسی منطقه را می‌سازد و در بیشتر موارد نهشته‌های کرومیتی را دربر گرفته است. همچنین، در این سنگ‌ها، دایک‌های کلینوپیروکسنیتی با ضخامت‌های متغیر از ۱۰ تا ۳۰ سانتیمتر تزریق شده است. رفتار گسل‌های منطقه نیز سبب جابه‌جایی نهشته‌های کرومیتی و سنگ‌های پریدوتیتی میزبان آنها شده است. این مناطق به‌صورت پراکنده ذخایر کرومیت دارند که همواره به‌صورت لایه‌های ناپیوسته و عدسی‌های نامنظم از کرومیت با ذخایر و عیار مختلف و با ستبرای کمتر از نزدیک به ۲ متر هستند (شکل‌های ۲-C و ۲-D). توده‌های کرومیتی یاد شده بیشتر به‌صورت انبانه‌ای هستند و بیشتر همراه با سنگ‌های دونیتی سرپانتینی‌شده هستند. در بیشتر موارد، سنگ‌های دونیتی به‌صورت نیام‌هایی کرومیتیت‌های انبانه‌ای را فراگرفته‌اند و به بیرون با سنگ میزبان هارزبورگیتی جایگزین می‌شوند (شکل ۲-D). همچنین، مقدار کرومیت با فاصله از کرومیتیت به دونیت و سپس هارزبورگیت به آهستگی کاهش می‌یابد. افزون‌بر این، توده‌های کرومیتی منطقه، تنوعی از بافت‌های توده‌ای، نیمه‌توده‌ای و افشان (پراکنده) را نشان می‌دهند (شکل ۲-C). بیشتر کرومیت‌های با بافت توده‌ای بیش از ۸۰ درصد دانه کرومیت دارند، کرومیت‌های با بافت افشان نزدیک به ۳۰ تا ۸۰ درصد کرومیت دارند که به‌صورت دانه‌های ریز در زمینه‌ای از الیوین‌های سرپانتینی شده پخش شده‌اند.

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های کانی‌شناسی با میکروسکوپ پلاریزان، از تعدادی نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای و کرومیتیت‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی کرومیت، تجزیهٔ نقطه‌ای کانی‌ها در آزمایشگاه تجربی فشاربالا-دمای بالای ژئوفیزیک و آتشفشان‌شناسی، دپارتمان لرزه‌شناسی و تکتونوفیزیک، INGV [5]، رم (ایتالیا) انجام شده است. در این آزمایشگاه برای شناسایی ترکیب عنصرهای اصلی کانی‌ها از تکنیک ترکیبی EDS [6] و WDS [7] و دستگاه ریزکاو الکترونی یا EMPA [8] مدل JEOL JXA 8200 بهره‌گیری شد. شرایط تجزیه، دربردارندهٔ شتاب ولتاژ ۱۵ keV، جریان نزدیک به ۷/۵ nA، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و ۵ ثانیه به‌ترتیب روی پیک‌ها و پس‌زمینه و اندازهٔ پرتوی ۲-۳ میلیمتر بوده است. پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی در این پژوهش با بهره‌گیری از نرم‌افزار Excel انجام شد و نمودارهای مربوطه با نرم‌افزار Illustrator ترسیم شده‌اند.

سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند سنگ‌های الترامافیک بررسی‌شده بیشتر دربردارندهٔ دونیت، هارزبورگیت و پیروکسنیت هستند. در این میان، سنگ‌های دونیتی بیشترین حجم را دربر گرفته‌اند؛ اما میزان هارزبورگیت به‌مراتب کمتر است. میزبان توده‌های کرومیتی در این منطقه بیشتر سنگ‌های دونیتی هستند.

دونیت

در دونیت‌ها دامنهٔ گسترده‌ای از بافت‌های پورفیروکلاستیک، گرانوبلاستیک و میلونیتی دیده می‌شود که درجات مختلفی از دگریختی و بازتبلور را نشان می‌دهند. در دونیت‌های پورفیروکلاستیک، بلورهای درشت الیوین و ارتوپیروکسن (۸-۷ درصدحجمی) در زمینه‌ای ریزدانه‌ای که بیشتر از الیوین ساخته شده است جای گرفته‌اند. نشانه‌های دگریختی پلاستیکِ دما بالا با خاموشی موجی و نوار شکنجی [9] در پورفیروکلاست‌های الیوین و ارتوپیروکسن دیده می‌شوند. کروم-اسپینل به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گردشده با رنگ کمابیش قهوه‌ای یا سیاه (فریت-کرومیت) پدیدار می‌شود. در دونیت‌های گرانوبلاستیک، اندازهٔ دانه‌ها ۰/۲ تا ۴ میلیمتر است و در آنها، الیوین و ارتوپیروکسن مرزهای منحنی تا مستقیم و گاهی مرز پیوندیِ سه‌گانه ۱۲۰ درجه نشان می‌دهند. همچنین، گاه

[5] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (National Institute of Geophysics and Volcanology)
[6] Energy Dispersive Spectroscopy
[7] Wavelength Dispersive Spectroscopy
[8] electron microprobe analyser
[9] Kink band

بلورهای کروم-اسپینل با ریخت‌شناسی نـامنظم تـا ورمیکـولار دیده می‌شوند (شکل ۳-A). در برخی نمونه‌ها، کلینوپیروکسن کمـابیش سـالم و بـدون دگرریختـی میـان بلورهـای الیـوین سرپانتینی‌شده نمایان می‌شود که نشان‌دهندهٔ پیـدایش آن در پـی فراینـد بـاروری و رویـارویی گـدازه- سـنگ اسـت. در دونیت‌های میلونیتی نیز بیشتر حجـم نمونـه از دانـه‌های ریـز الیوین ساخته شده است و بیشتر بلورها دچار کاهش شدید در اندازهٔ دانه شده‌اند و به‌صورت ریزدانه درآمده‌اند.

هارزبورگیت

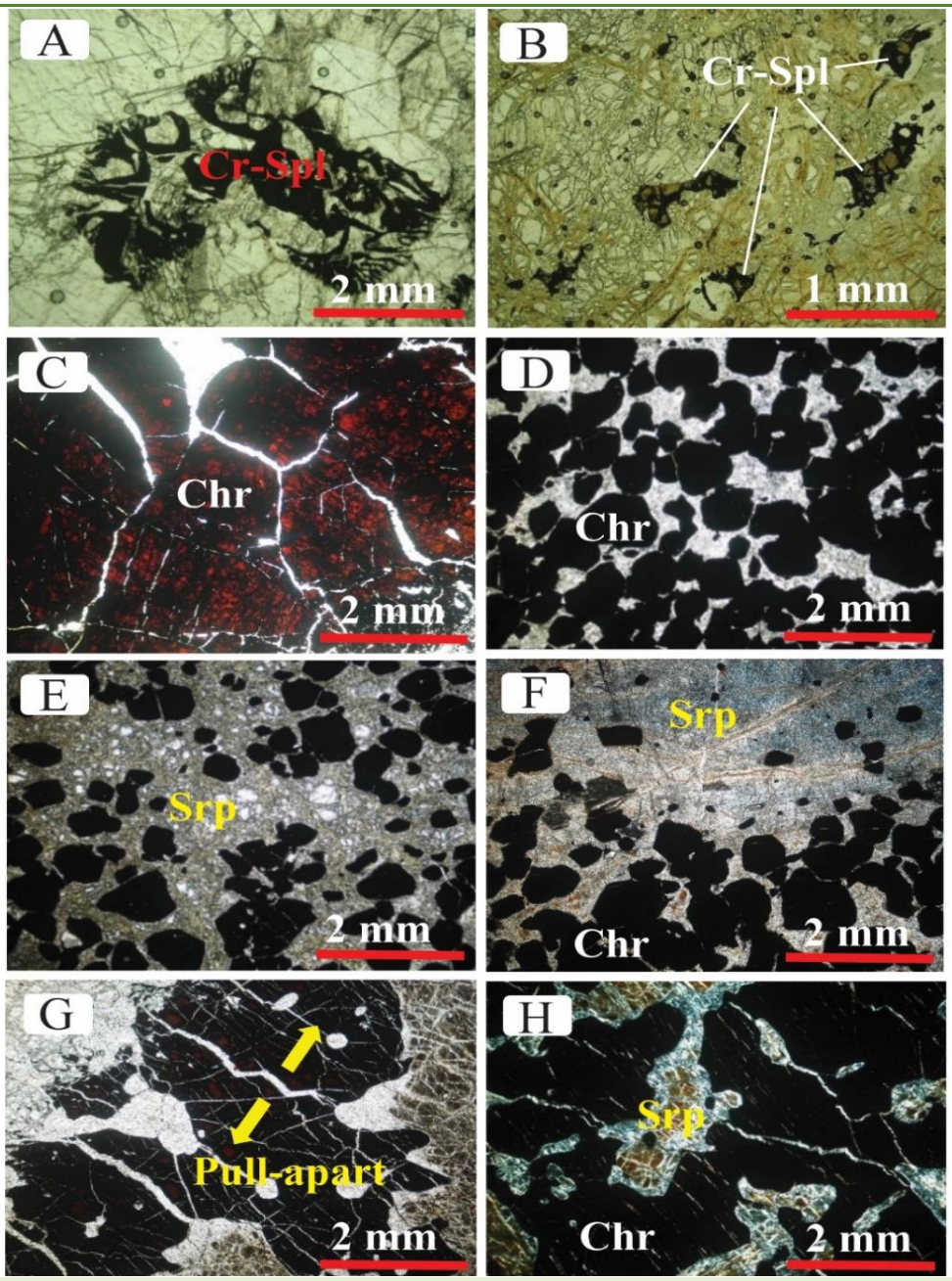
در سنگ‌های هارزبورگیتی، میـزان درصـدحجمی الیـوین برابر با ۸۰ تا ۸۵ درصد، ارتوپیروکسن برابر با ۱۰ تا ۱۵ درصد، کلینوپیروکسن کمتر از ۲ تا ۳ درصد و اسپینل برابر با ۱ تـا ۳ درصد اسـت. هارزبورگیت‌هـا بیشـتر بافـت پورفیروکلاسـتیک دارند و نشانه‌هایی از دگرریختی پلاستیک در بلورهـای الیـوین و ارتوپیروکسن به‌صورت خاموشی موجی و نوار شکنجی دیـده می‌شود. همچنین، خم‌شدگی رخ در بلورهای ارتوپیروکسن نیز از نشانه‌های دگرریختی دما بالا در این سنگ‌ها و نشـان‌دهندهٔ تعلق آنها به تکتونایت‌های گوشتهٔ بالایی است. اندازهٔ بلورهـای الیـوین همـاره از ۱ میلیمتـر کمتـر اسـت؛ امـا گـاه پورفیروکلاسـت‌های الیـوین تـا ۵ میلیمتـر نیـز می‌رسـند. پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن بیشتر مرزهای دندانـه‌ای یـا کناره‌های نامنظم نشان می‌دهند. اندازهٔ بلورهای ارتوپیروکسـن هماره از ۵ میلیمتر کمتر است؛ هرچند گاه تا ۱ سانتیمتر نیـز می‌رسد. کروم-اسـپینل به‌صـورت دانـه‌هایی بـه انـدازهٔ ۱-۰/۱ میلیمتـر اسـت و بیشـتر بـا کناره‌هـای خلیجـی و نـامنظم و ریخت‌شناسی بی‌شکل یا برگ راجی[10] است (شکل ۳-B) کـه نشان‌دهندهٔ خاستگاه برجـای مانـده از فراینـد ذوب‌بخشـی در گوشته است. کلینوپیروکسن در هارزبورگیت‌ها فراوانی چندانی ندارند (کمتـر از ۲ تـا ۳ درصـدحجمی) و به‌صـورت دانـه‌های کمابیش سالم در فضای میان بلورهای الیـوین و ارتوپیروکسـن و یا به‌صورت میانبار در الیوین یافت می‌شوند.

کرومیتیت

کرومیتیت‌ها در بیشتر موارد به‌صورت عدسی‌های نـامنظم درون نیام‌هـای دونیتـی در رخنمون‌هـای هـارزبورگیتی و یـا توده‌های نامنظم درون واحدهای دونیتی دیده می‌شوند. بیشتر این سنگ‌ها بافت‌های توده‌ای تا نیمه‌توده‌ای و افشان دارند. در کرومیتیت‌های توده‌ای (بیش از ۸۰ درصد کرومیت)، بلورها بـه شکل‌های مختلف بیشتر نامنظم تا برشی‌شده هسـتند و انـدازهٔ دانه‌ها عموماً از ۳ میلیمتر کمتـر اسـت (شـکل ۳-C). در ایـن سنگ‌ها، اندک فضای میان دانه‌های کرومیت و نیز در راسـتای شکستگی‌ها را بیشتر سرپانتین پر کـرده اسـت (شـکل ۳-D). کرومیتیت‌های افشان بلورهای منفـرد کرومیـت بـا شـکل‌های دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و گردشده دارند (شکل‌های ۳-E و ۳-F). اندازهٔ بلورهای کرومیت متغیر است و اندازهٔ بیشـتر آنها از ۱ تا ۲ میلیمتـر کمتـر اسـت (شـکل‌های ۳-E و ۳-F). فازهای سیلیکاته نخستین دربردارنـدهٔ الیـوین و پیروکسـن در فضای بینابینی کرومیت‌ها گهگـاه حفـظ شـده‌اند و در بیشـتر مـوارد کرومیت‌هـا در زمینـهٔ سـرپانتینیت پراکنـده هسـتند. کرومیتیت‌های افشـان همـاره در همبـری بـا کرومیتیت‌هـای توده‌ای با دونیت‌های میزبان یافـت می‌شـوند. گـاه در مقیـاس میکروسکوپی نیز همجواری یک غشای دونیتی سرپانتینی‌شده بـا دانـه‌های کرومیـت به‌چشـم می‌خـورد (شـکل ۳-F). در کرومیتیت‌های منطقه بجگان، بافت‌های برآمـده از دگرریختـی نیز دیده می‌شوند. روی‌هم‌رفته، در پی تنش‌های زمین‌سـاختی مختلف مانند فشارشـی، کششـی و برشـی بلورهـای کرومیـت چه‌بسا دچار دگرریختـی و شکسـتگی شـده‌اند. برخـی از ایـن مـوارد دربردارنـدهٔ بافـت کاتاکلاسـتیک (شـکل ۳-C)، شکستگی‌های برشی یا بافت کششی (شکل‌های ۳-G و ۳-H) هسـتند کـه بیشـتر در پـی دگرریختـی شـکننده در هنگـام فرارانش و جایگیری افیولیت و یا در راستای پهنـه‌های گسـلی روی داده‌انـد؛ اگرچـه بافت‌هـای کششـی[11] در کرومیتیت‌هـا چه‌بسـا در پـی نیروهـای کششـی در شـرایط جریان‌هـای گوشته‌ای دمـا بـالا نیـز پدیـد آمـده باشـند (Engin et al., 1981). گفتنی است دگرسانی به فریت-کرومیت یـک پدیـدهٔ رایج است که در بسیاری از موارد از سوی کنـارهٔ بلورهـا یـا در راستای ریزشکستگی‌ها گسترش یافته است.

[10] Holly Leaf

[11] pull-apart



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌های منطقهٔ بجگان. **A**) ریخت‌شناسی هم‌رشدی ورمیکولار میان کروم-اسپینل و ارتوپیروکسن؛ **B**) کروم- اسپینل برجای‌مانده بی‌شکل به شکل برگ راج در هارزبورگیت گوشته‌ای؛ **C**) دانه‌های کرومیت نیمه‌شکل‌دار با گردشدگی و شکستگی‌های کاتاکلاستیک در فضای میان دانه‌ای سرپانتینی‌شده؛ **D** و **E**) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل کرومیت در زمینهٔ بلورهای سرپانتین در کرومیتیت‌های با بافت نیمه‌توده‌ای تا افشان؛ **F**) همجواری میکروسکوپی نوار کرومیتیت در کنار دونیت کاملاً سرپانتینی‌شده؛ **G** و **H**) شکستگی‌های برشی و بافت کششی در کرومیتیت‌ها (همهٔ تصویرها مگر تصویر **G** (نور XPL) در نور PPL هستند).

Figure 3. Microscopic characteristics of peridotites and chromitites from the Bajgan region. **A**) Vermicular intergrowth of chromian-spinel and orthopyroxene; **B**) Anhedral holly-leaf shaped residual chromian-spinel in mantle harzburgite; **C**) subhedral chromite grains with rounded shapes and cataclastic fractures in serpentinized intergranular spaces; **D**, **E**) Subhedral to anhedral chromite crystals with semi-massive to disseminated texture in the context of serpentine crystals; **F**) Microscopic juxtaposition of chromitite band and fully serpentinized dunite; **G**, **H**) Brecciated fractures and pull-apart texture in a highly deformed massive chromitite (All images are in PPL except for image **G** (XPL)).

شیمی کانی‌ها

در دونیت‌ها، میـزان Al_2O_3 کـروم-اسـپینل از ۲۱/۸۹ تـا ۲۵/۲۶ درصدوزنی متغیر است (جـدول ۱). همچنـین، مقـدار [Cr/(Cr + Al)] Cr# کـروم-اسـپینل از ۰/۵۰ تـا ۰/۷۵ و مقـدار [Mg/(Mg + Fe^{2+})] Mg# از ۰/۱۹ تـا ۰/۶۳ تغییـر می‌کند. مقدار TiO_2 نیز در گسترهٔ ۰/۱۲ تا ۰/۳۳ درصـدوزنی است؛ اگرچه یک بلور کروم-اسپینل در نمونهٔ دونیت MKM-99، TiO_2 بالایی به انـدازهٔ ۰/۷۶ درصـدوزنی دارد. در کـروم-اسپینل‌های درون هارزبورگیت‌ها، میزان Cr# از ۰/۲۴ تا ۰/۳۰ متغیـر اسـت و Mg# در بـازهٔ ۰/۷۱ تـا ۰/۷۶ تغییـر می‌کنـد. مقـــدار TiO_2، MgO و Cr_2O_3 در کـــروم-اســـپینل‌ها نیـــز بـه‌ترتیب در محـدودهٔ کمتـر از ۰/۰۹ درصـدوزنی، ۱۶/۶۲ تـا ۱۷/۹۶ و ۲۲/۷۷ تـــا ۲۷/۷۵ درصـــدوزنی تغییـــر می‌کنـــد. همچنـــین، مقـــدار Al_2O_3 بالاســـت و از ۴۳/۰۱ تـــا ۴۸/۲۸ درصدوزنی متغیر اسـت. در کرومیتیت‌هـا، عـدد کـروم (Cr#) دامنهٔ کمابیش گسترده‌ای دارد کـه بـر پایـهٔ آن، بـه دو گـروه کرومیتیت‌هـــای Cr -بـــالا و Al-بـــالا رده‌بنـــدی می‌شـــوند. کرومیتیت کوتک مقادیر کمابیش بالایی از Al_2O_3 (۲۰/۵۲ تـا ۲۳/۶۳ درصدوزنی) دارند؛ اما مقدار Al_2O_3 در کرومیتیت‌هـای کوه‌شاه، فاریاب و آمیزهٔ رنگین از ۲/۴۵ تـا ۱۰/۴۷ درصـدوزنی متغیر است. همچنین، مقدار Cr_2O_3 در کرومیتیت‌های کوتک از ۴۵/۹۶ تا ۵۲/۲۶ متغیر است؛ امـا در دیگـر کرومیتیت‌هـای منطقه مقدار بالاتری دارند و از ۶۰ تا ۷۰/۹۳ درصدوزنی تغییر می‌کند. ازاین‌رو، کرومیتیت‌های کوتک با Cr# برابر با ۰/۵۷ تـا ۰/۶۳ در محـدودهٔ کرومیتیت‌هـای Al-بـالا و کرومیتیت‌هـای کوه‌شاه (Cr# برابر بـا ۰/۸۰ تـا ۰/۹۵)، فاریـاب (Cr# برابـر بـا ۰/۸۰ تا ۰/۸۱) و آمیزهٔ رنگین (Cr# برابر با ۰/۸۰ تا ۰/۸۳) در گروه کرومیتیت‌های Cr-بالا جای می‌گیرند (جدول ۱).

جدول ۱. داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایهٔ wt.%) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (بر پایهٔ ۴ اتم اکسیژن) اسپینل‌ها درون دونیت (Du)، هارزبورگیت (Hz) و کرومیتیت (Chr) در محدوده‌های کوتک (KU)، کوه‌شاه (KSH)، فاریاب (FB) و مجموعهٔ آمیزه رنگین (CM).

Table 1. Microprobe analytical data (in wt.%) and the calculated structural formula (based on 4 oxygens) for the spinels from dunite (Du), harzburgite (Hz), and chromitite (Chr) in the Kutak (KU), Kuhshah (KSH), Faryab (FB), and Colored-mélange Complex (CM).

Rock type	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Hz	Hz
Locality	KU	KU	KU	KSH	KSH	KSH	FB	FB
Sample	MKM73	MKM73	MKM73	MKM99	MKM99	MKM99	MKM124	MKM124
Points	105	106	114	67	68	69	226	232
SiO_2	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08	0.09	0.00
TiO_2	0.12	0.00	0.13	0.18	0.23	0.18	0.04	0.00
Al_2O_3	23.46	23.03	24.56	24.60	25.26	24.61	46.89	43.01
Cr_2O_3	50.03	49.95	49.07	38.36	37.85	37.94	23.42	27.75
FeO	13.17	14.66	12.82	29.34	28.07	29.56	10.29	12.15
MnO	0.11	0.08	0.18	0.09	0.14	0.01	0.01	0.09
MgO	12.33	11.17	12.51	6.62	8.08	7.28	17.96	16.62
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.22	0.25	0.00	0.06	0.28	0.31	0.00
Total	99.27	99.11	99.57	99.19	99.70	99.94	99.01	99.62
Si	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000
Ti	0.003	0.000	0.003	0.004	0.006	0.004	0.001	0.000
Al	0.847	0.841	0.880	0.926	0.935	0.916	1.508	1.408
Cr	1.212	1.224	1.179	0.969	0.939	0.947	0.505	0.610
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.097	0.115	0.124	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.337	0.380	0.326	0.687	0.622	0.657	0.235	0.282
Mn	0.003	0.002	0.005	0.002	0.004	0.000	0.000	0.002
Mg	0.563	0.516	0.567	0.315	0.378	0.343	0.731	0.688
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.006	0.006	0.000	0.001	0.007	0.007	0.000
Total	2.966	2.968	2.966	3.000	3.000	3.000	2.990	2.991
Cr#	59	59	57	51	50	51	25	30
Mg#	63	58	63	31	38	34	76	71

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

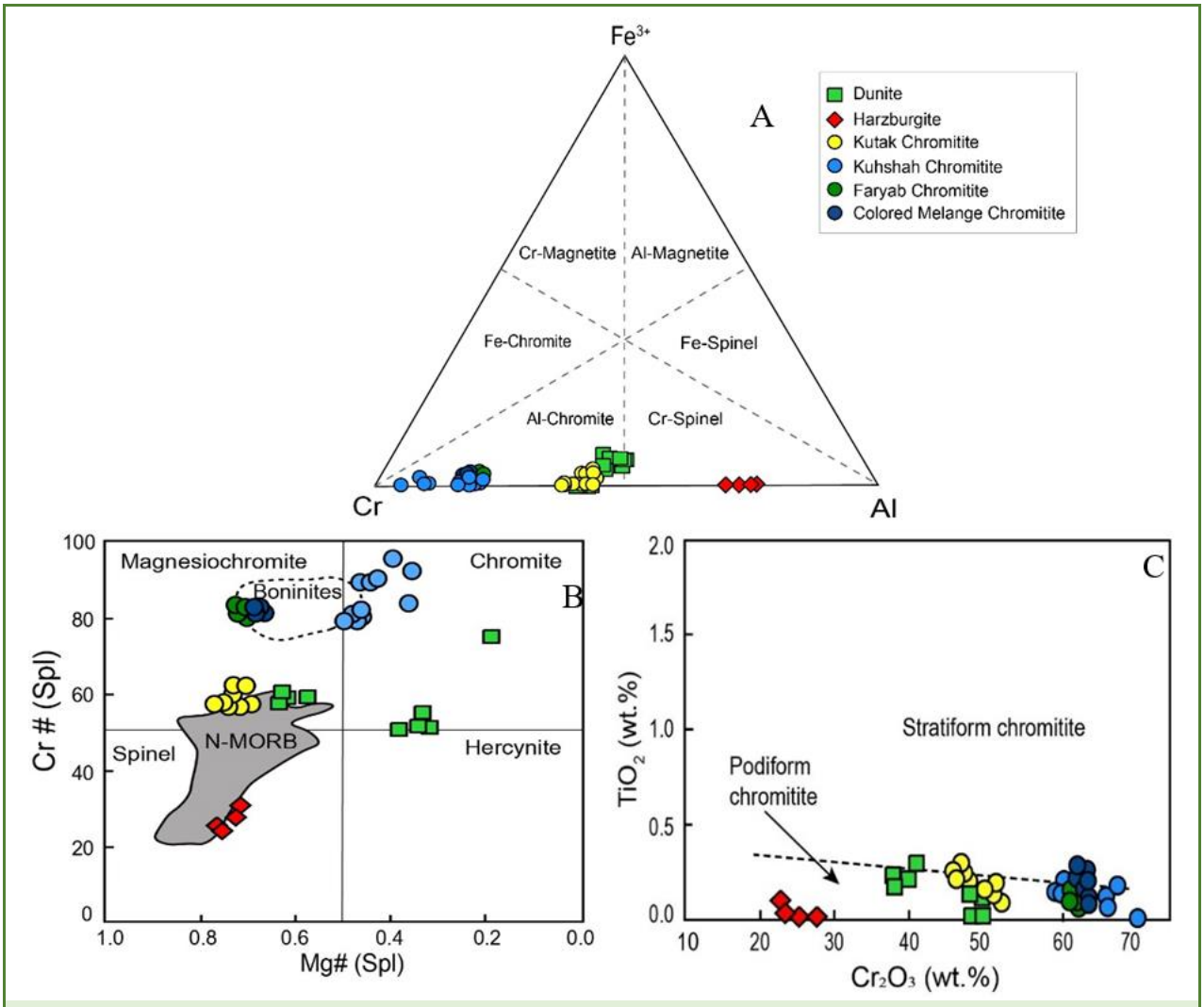
Rock type	Hz	Hz	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
Locality	FB	FB	KU	KU	KU	KSH	KSH	KSH
Sample	MKM124	MKM124	MKM80	MKM80	MKM80	MKM94	MKM94	MKM94
Points	233	233	6	7	10	152	157	158
SiO_2	0.06	0.06	0.08	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07
TiO_2	0.00	0.00	0.23	0.10	0.21	0.16	0.14	0.19
Al_2O_3	44.60	44.60	23.47	21.13	22.76	9.21	9.57	10.47
Cr_2O_3	25.24	25.24	47.33	52.26	47.87	61.82	60.68	61.04
FeO	11.95	11.95	12.55	10.28	12.74	18.96	18.90	17.27
MnO	0.09	0.09	0.13	0.11	0.08	0.08	0.24	0.17
MgO	17.16	17.16	15.20	15.55	16.30	9.50	9.39	9.53
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.31	0.31	0.17	0.08	0.00	0.00	0.14	0.30
Total	99.41	99.41	99.16	99.54	99.99	99.75	99.08	99.05
Si	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Ti	0.000	0.000	0.005	0.002	0.005	0.004	0.003	0.005
Al	1.452	1.452	0.840	0.758	0.806	0.362	0.378	0.410
Cr	0.551	0.551	1.137	1.257	1.137	1.630	1.608	1.604
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.007	0.000	0.046	0.000	0.005	0.000
Fe^{2+}	0.276	0.276	0.312	0.262	0.274	0.529	0.525	0.480
Mn	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.007	0.005
Mg	0.707	0.707	0.688	0.705	0.730	0.472	0.469	0.472
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.007	0.007	0.004	0.002	0.000	0.000	0.004	0.008
Total	2.997	2.997	3.000	2.989	3.000	3.000	3.000	2.986
Cr#	28	28	57	62	59	82	81	80
Mg#	72	72	69	73	73	47	47	50

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Rock type	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
Locality	FB	FB	FB	CM	CM	CM
Sample	MKM127	MKM127	MKM127	MKM148	MKM148	MKM148
Points	18	19	20	30	31	33
SiO_2	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02
TiO_2	0.15	0.16	0.08	0.10	0.08	0.10
Al_2O_3	10.08	9.83	9.71	8.96	9.30	9.27
Cr_2O_3	61.68	62.13	62.78	63.73	63.66	62.49
FeO	12.41	11.89	12.35	11.71	12.17	12.97
MnO	0.13	0.05	0.09	0.17	0.17	0.11
MgO	14.83	14.94	14.65	14.33	14.32	14.45
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.08	0.17	0.00	0.00
Total	99.28	99.01	99.77	99.17	99.71	99.42
Si	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ti	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.382	0.373	0.367	0.343	0.353	0.353
Cr	1.567	1.583	1.593	1.635	1.623	1.595
Fe^{3+}	0.044	0.035	0.034	0.017	0.019	0.046
Fe^{2+}	0.290	0.285	0.297	0.300	0.309	0.305
Mn	0.004	0.001	0.003	0.005	0.005	0.003
Mg	0.710	0.718	0.701	0.693	0.688	0.696
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	80	81	81	83	82	82
Mg#	71	72	70	70	69	70

مقـدار #Mg در کرومیتیـت کوتـک از ۰/۶۹ تـا ۰/۷۷، در کرومیتیت کوهشـاه از ۰/۳۶ تـا ۰/۵۰، در کرومیتیـت فاریـاب از ۰/۷۰ تا ۰/۷۲ و در کرومیتیـت آمیـزه رنگـین از ۰/۶۷ تـا ۰/۷۰ متغیر است. مقدار TiO_2 در همـهٔ کرومیتیت‌هـا کـم اسـت و از ۰/۱ تا ۰/۳۱ درصدوزنی در کرومیتیت‌های Al-بـالا تـا کمتـر از ۰/۲۸ درصـدوزنی در کرومیتیت‌هـای Cr-بـالا متغیـر اسـت. در نمـودار سـه‌تایی $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$ (شـکل ۴-A) اسـپینلِ درون هارزبورگیت‌هـا نسـبت بـه اسـپینلِ دونیت‌هـا و نمونـه‌های کرومیتیتی به‌ترتیب در دو محـدودهٔ متفـاوت Cr-spinel و Al-chromite جای می‌گیرند. اگرچه کرومیتیت‌ها نیز به‌طور آشکار تفاوت ترکیبی دارند، برخـی از آنهـا Cr-بـالا (منـاطق کوهشـاه، فاریاب و آمیزهٔ رنگین) و برخی Al- بالا (محدودهٔ کوتک) نشـان می‌دهند (شکل ۴-A). در نمودار #Cr در برابر #Mg (شکل ۴-B) نیز تفاوت ترکیب کرومیت‌هـا از نظـر #Mg آشـکار اسـت و باعث جای‌گیری آنها در دو محدودهٔ کرومیـت و مگنزیوکرومیـت می‌شود؛ اگرچـه ترکیـب همـهٔ اسـپینل‌ها از نظـر مقـدار TiO_2 تفاوت چندانی ندارد و در همهٔ آنهـا مقـدار TiO_2 کـم و هماننـد کرومیت‌های انبانه‌ای است (شکل ۴-C).



شـکل ۴. A) کـروم-اسـپینل‌های درون پریـدوتیت‌ها و کرومیتیت‌هـا در نمـودار سـه‌تایی $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$؛ **B**) نمـودار #Mg در برابـر #Cr (محدوده‌های مورب و بونینیت از (Dick and Bullen, 1984) هستند)؛ **C**) نمودار Cr_2O_3 در برابر TiO_2 (Arai et al., 2004).

Figure 4. A) Chromian-spinels in peridotites and chromitites plotted on the $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$ ternary diagram; **B**) Mg# versus Cr# diagram (MORB and boninite ranges after Dick and Bullen (1984); **C**) Cr_2O_3 versus TiO_2 diagram (Arai et al., 2004).

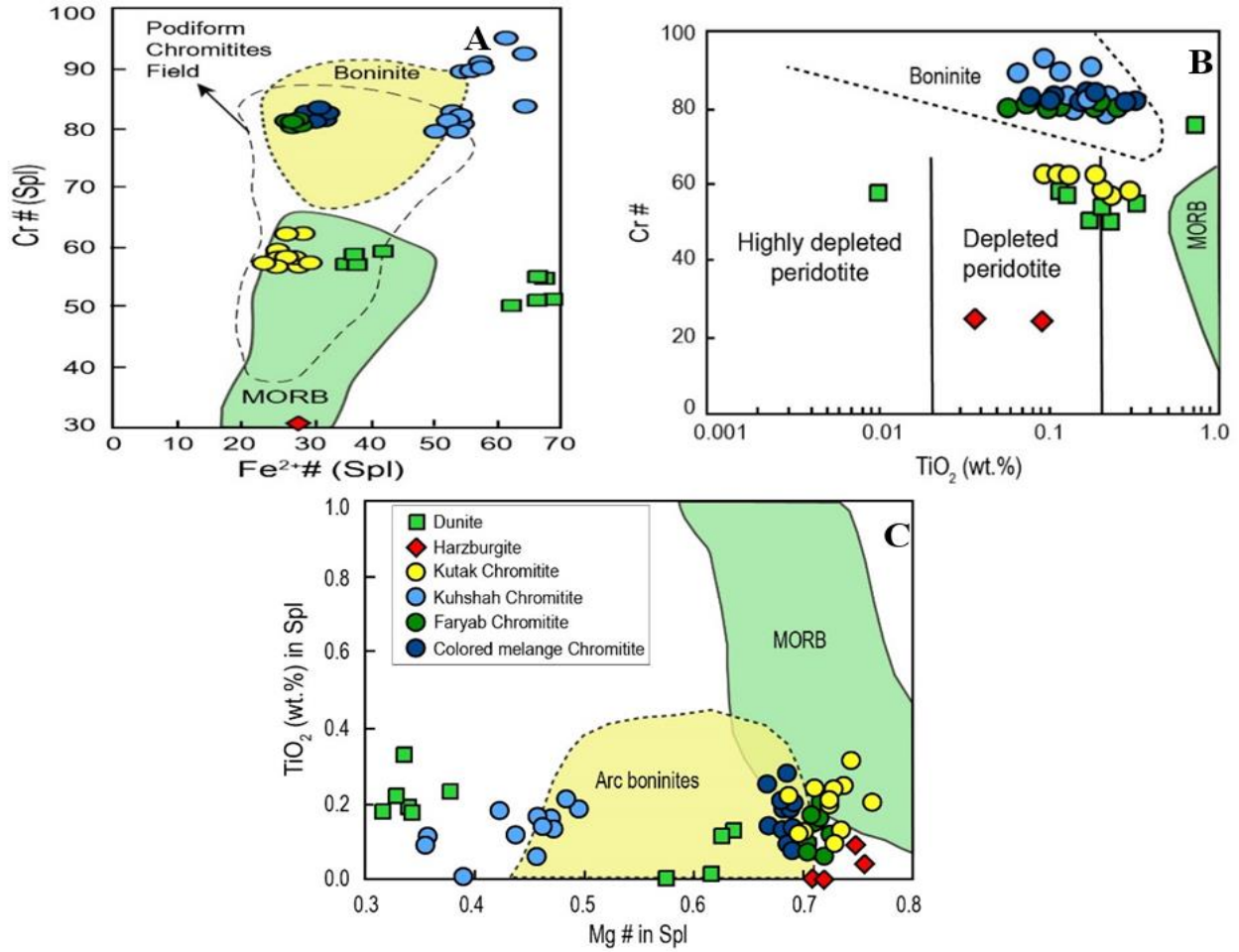
بحث

تنوع ترکیبی کروم-اسپینل و اهمیت آن به‌عنوان شاخص سنگ‌زایی

بررسی‌های شیمیایی کروم-اسپینل و کانی‌های همراه آن از جنبه‌های گوناگونی مانند تمرکز عنصرهای اصلی و فرعی، محتوای عنصرهای گروه پلاتین و زمین‌شیمی ایزوتوپی Os به‌عنوان شاخصی برای درک فرایندهای واکنش گدازه- سنگ گوشته‌ای، ترکیب ماگمای واکنش‌دهنده و تحولات زمین‌شیمیایی آن، درک شرایط اکسایش- کاهش در خاستگاه و فشاربخشی اکسیژن و در پایان، تحلیل جایگاه زمین‌ساختی از جایگاه پشتهٔ میان‌اقیانوسی (MOR) تا جایگاه پهنهٔ فرافرورانشی (SSZ)، بسیار بهره‌گیری شده است (González-Jiménez et al., 2017; Uysal et al., 2018; Farré-de-Pablo et al., 2020; Zhu and Zhu, 2020; Mikrut et al., 2024; Zaccarini et al., 2024). یکی از فاکتورهای شیمیایی مهم میزان #Cr در کروم-اسپینل است. کروم-اسپینل درون پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌های افیولیتی بررسی‌شده در منطقهٔ باختر مکران، دامنهٔ کمابیش گسترده‌ای از #Cr را نشان می‌دهند (شکل ۵). فاکتورهای گوناگونی مانند ترکیب خاستگاه گوشته‌ای، درجهٔ ذوب‌بخشی گوشته، فشاربخشی اکسیژن، واکنش گدازه- سنگ و ترکیب گدازهٔ واکنش‌دهنده و در پایان، جایگاه زمین‌ساختی تحول سنگ گوشته‌ای می‌تواند بر مقدار #Cr اثر بگذارد (Arai et al., 2020; Rollinson, 2005; Xiong et al., 2017a; Xiong et al., 2017b). از عوامل مؤثر بر مقدار #Cr بسیار بالا در کرومیت‌ها، واکنش گدازه- سنگ با بودن گدازه‌های بونینیتی است. تکاپوی چنین گدازه‌هایی باعث حذف ارتوپیروکسن از هارزبورگیت و در نتیجه، پیدایش دونیت می‌شود. ازاین‌رو، پیشنهاد شده است کرومیتیت‌های با Cr-بالا (Cr#>۷۰) احتمالاً از واکنش سنگ گوشته‌ای با گدازه‌های با ویژگی زمین‌شیمیایی بونینیتی ساخته شده‌اند (Morishita et al., 2011; Saccani and Tassinari, 2015). گدازه‌های بونینیتی متعلق به جایگاه‌های وابسته به کمان (پیش‌کمانی) هستند (Haraguchi and Ishii, 2007; Dilek and Thy, 2009)؛ اما کرومیتیت‌های با عدد کروم میانه و کم (Cr#<60) احتمالاً از واکنش سنگ گوشته‌ای با گدازه‌های تولهایتی وابسته به مناطق پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) متبلور شده‌اند.

در نمودار Fe^{2+}# در برابر #Cr (شکل ۵-A)، همهٔ کرومیتیت‌های منطقه در گسترهٔ کرومیتیت‌های انبانه‌ای جای دارند و کرومیتیت‌های Al-بالا (کرومیتیت‌های کوتک) در گسترهٔ MORB و کرومیتیت‌های Cr-بالا (کرومیتیت‌های کوه‌شاه، فاریاب و آمیزه رنگین) در گسترهٔ گدازه‌های بونینیتی جای گرفته‌اند. مقدار TiO_2 در کروم-اسپینل‌های منطقهٔ بجگان بسیار کم است (کمتر از ۰/۳ درصدوزنی). از آنجایی‌که Ti هنگام ذوب‌بخشی سنگ‌های گوشته‌ای رفتار ناسازگار دارد؛ گرایش دارد از فاز جامد بیرون آید و وارد گدازه شود. به همین‌روی، سنگ‌های هارزبورگیتی و دونیتی منطقه به‌علت کم‌بودن مقدار TiO_2 در کروم-اسپینل، در گسترهٔ پریدوتیت‌های تهی‌شده جای گرفته‌اند (شکل ۵-B). از سوی دیگر، مقدار TiO_2 و #Mg در کرومیت نیز شاخصی برای شناسایی ترکیب شیمیایی گدازه واکنش‌دهنده است. از این‌رو، کرومیتیت‌های منطقه بیشتر در گسترهٔ گدازه‌های بونینیتی و اندکی از آنها (کرومیتیت‌های کوتک) به‌علت مقدار بالاتر TiO_2 و #Mg در گسترهٔ MORB جای می‌گیرند (شکل ۵-C). از دیگر ویژگی‌های خاص کرومیت‌های بررسی‌شده تنوع بالای مقدار #Mg در آنهاست. کرومیت‌های با #Mg بالا بیشتر نشان‌دهندهٔ گدازه‌های نخستین و سرشار از منیزیم هستند که به تبلور جدایشی چندانی دچار نشده‌اند؛ اما برعکس، کاهش #Mg در کرومیت با گدازه‌های تحول‌یافته‌تر سرشار از آهن سازگاری دارد که مراحلی از تبلور جدایشی را پشت سر گذاشته‌اند. از سویی تغییرات #Mg گدازه می‌تواند با تغییرات جایگاه زمین‌ساختی زایش گدازه نیز پیوند داشته باشد. برای نمونه، بونینیت‌ها که از ذوب‌بخشی یک گوشتهٔ تهی‌شده در جایگاه پیش کمانی پدید می‌آیند #Mg بالایی (۰/۶۵ تا ۰/۹۰) دارند (Crawford et al., 1989). ازاین‌رو، تنوع شیمیایی کرومیت‌ها از مقدار #Mg نشان‌دهندهٔ

واکنش سنگ با گـدازه‌های بـازالتی بـا ترکیـب مختلـف است که هم می‌تواند با درجات مختلف تحول گدازه‌های واکنش‌دهنده و هـم بـا تغییـرات جایگـاه زمین‌سـاختی تفسیر شود.



شکل ۵. A) نمودار Fe^{2+}# در برابر Cr# برای نمونه‌های کرومیتی (با تغییـرات از پـیج و بـارنز (Pagé and Barnes, 2009))؛ **B**) نمـودار TiO_2 در برابر Cr# برای کروم-اسپینل‌های پریـدوتیت‌های بجگـان (محـدوده‌ها از: Arai, 1992; Dick and Bullen, 1984; Jan and Windley, 1990)؛ **C**) نمودار Mg# در برابر TiO_2 (Zhu and Zhu, 2020) برای پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌های Cr-بالا و کرومیتیت‌های Al-بالا مجموعهٔ بجگان.

Figure 5. A) Fe^{2+}# versus Cr# diagram for the chromite samples (modified after Pagé and Barnes, 2009); **B**) TiO_2 versus Cr# for the Bajgan chromian-spinels (Fields are after Arai, 1992; Dick and Bullen, 1984; Jan and Windley, 1990); **C**) Mg# versus TiO_2 for the peridotites and high-Cr-chromitites and high-Al-chromitites from the Bajgan complex (Zhu and Zhu, 2020).

شناسایی ترکیب شیمیایی ماگمای مادر

ترکیب شیمیایی کروم-اسپینل نشانگر حساسی بـرای بررسی سنگ‌زایی به‌شمار می‌رود که می‌توان از آن بـرای شناسایی ترکیب گدازهٔ مـادر بهـره گرفـت (e.g., Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001; Rollinson, 2008). پژوهش‌های تجربـی نشـان داده‌انـد مقـــدار Al_2O_3 و TiO_2 و همچنـــین، تغییـــرات نسبت FeO/MgO در کروم-اسپینل بـه‌طور مسـتقیم بـه ترکیب گدازه‌ای بستگی دارد که این کـانی از آن متبلـور شده است (Kamenetsky et al., 2001; Maurel and Maurel, 1982; Rollinson, 2008). میـزان Al_2O_3 و نسبت FeO/MgO گدازه مادر با بهره‌گیـری از معـادلات Maurel and Maurel (1982) و همچنین، مقدار TiO_2

(Rollinson, 2008) به‌دست آمده است:

$Al_2O_{3spinel}$ (wt. %) = 0.035 × $(Al_2O_3)^{2.42}_{melt}$ (wt. %)

Ln $(FeO/MgO)_{melt}$ = ln $(FeO/MgO)_{spinel}$ - 0.47 + 1.07 × Y^{Al}_{spinel} - 0.64 × Y^{Fe3+}_{spinel}

به‌گونه‌ای که:

Y^{Al}_{spinel} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+}); Y^{Fe3+}_{spinel} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al + Cr)

TiO_{2melt}=1.0963×$TiO_{2\ chromite}^{0.7863}$

با بهره‌گیری از معادلات بالا، مقدار Al_2O_3 گدازه در تعادل با کرومیتیت‌های Al-بالا از ۱۴ تا ۱۴/۸ درصدوزنی و برای کرومیتیت‌های Cr-بالا از ۱۰ تا ۱۰/۵ درصدوزنی متغیر است. نسبت FeO/MgO برای کرومیتیت‌های Al-بالا و کرومیتیت‌های Cr-بالا نیز به‌ترتیب برابر با ۰/۵۲ تا ۰/۷۹ و ۰/۵۲ تا ۰/۶۷ است. با توجه به این مقادیر، ترکیب گدازه‌ای که کرومیتیت‌های Cr-بالا از آن ساخته شده‌اند ویژگی‌های گدازه‌های بونینیتی را نشان می‌دهد (Al_2O_3: ۱۴/۴ تا ۱۰/۶درصدوزنی؛ FeO/MgO: ۰/۷ تا ۱/۴ (Wilson, 1989)، اما ترکیب شیمیایی گدازه‌ای که به پیدایش کرومیتیت‌های Al-بالا انجامیده است همانند MORB (Al_2O_3: ۱۴ تا ۱۶ درصدوزنی؛ FeO/MgO: ۱/۲ تا ۱/۶) است. ازاین‌رو، در نمودار Fe^{2+}# در برابر Cr# (شکل ۵-A) نیز کرومیتیت‌های با Cr# کم (Al-بالا) و Cr# بالا به‌ترتیب در دو گسترهٔ گدازه‌های MORB و بونینیتی جای می‌گیرند.

در کرومیتیت‌های کوه‌شاه، نسبت FeO/MgO گدازهٔ مادر بیشتر از دیگر کرومیتیت‌های Cr-بالاست و از ۱/۴۱ تا ۲/۳۸ متغیر است که نشان‌دهندهٔ جدایش این کرومیتیت‌ها از ماگمای جدایش‌یافته‌تری است. میزان TiO_2 در گدازهٔ مادرِ کرومیتیت‌های Al-بالا و Cr-بالا به‌ترتیب ۰/۱۷ تا ۰/۴۴ و ۰/۱۳ تا ۰/۴۰ درصدوزنی به‌دست آمده است. در نمودار میزان Al_2O_3 در برابر TiO_2 گدازهٔ مادر (شکل ۶)، اگرچه مقدار Al_2O_3 در گدازهٔ مادر کرومیتیت‌های Al-بالای منطقهٔ بجگان همانندِ گدازهٔ MORB است (شکل ۶-A)، اما مقدار TiO_2 آنها از گدازهٔ MORB کمتر است. دربارهٔ این گروه از کرومیت‌ها می‌توان احتمالات زیر را در نظر داشت:

۱- گدازهٔ مادر کرومیت شاید از خاستگاه گوشته‌ای پدید آمده است که در مقایسه با خاستگاه گدازهٔ MORB تهی‌شده‌تر یا دیرگدازتر بوده است؛

۲- درجهٔ ذوب‌بخشی که گدازهٔ مادر کرومیت را پدید آورده است از درجهٔ ذوب‌بخشی که گدازهٔ MORB را پدید می‌آورد بیشتر بوده است؛ زیرا با افزایش درجهٔ ذوب‌بخشی، مقدار عنصرهای ناسازگاری مانند TiO_2 کاهش می‌یابد؛

۳- گدازهٔ مادر کرومیت شاید پیش از آغاز تبلور کرومیت، دچار فرایندهای ماگمایی شده باشد و از این‌رو، مقدار TiO_2 در گدازه کاهش یافته است؛

۴- جایگاه زمین‌ساختی زایش گدازهٔ مادر کرومیت با گدازهٔ MORB تفاوت داشته است؛ زیرا در این صورت، ترکیب گدازه به گدازه‌های بونینیتی گرایش پیدا خواهد کرد.

دربارهٔ کرومیتیت‌های Cr -بالای منطقهٔ بجگان، TiO_2 و Al_2O_3 گدازهٔ مادر نشان‌دهندهٔ ریشه‌گرفتن آنها از یک گوشتهٔ تهی‌شده‌تر همانند کرومیتیت‌های سرشار از Cr عمان است (شکل ۶-A). همچنین، در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل ۶-B)، ترکیب گدازهٔ مادر کرومیتیت‌های Al-بالا در محل همپوشانی گدازه‌های بونینیتی و تولهایت‌های وابسته به کمان جای گرفته است؛ اما کرومیتیت‌های Cr-بالا آشکارا در گسترهٔ گدازه‌های بونینیتی جای گرفته‌اند. ازاین‌رو، برای خاستگاه کرومیتیت‌های Cr-بالا، می‌توان پیشنهاد داد:

۱- خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده‌تر بوده است؛

۲- جایگاه زمین‌ساختی فرافرورانشی همانند محیط پیش‌کمانی بوده است؛

۳- ذوب‌بخشی تحت‌تأثیر سیال آب‌دار روی داده است.

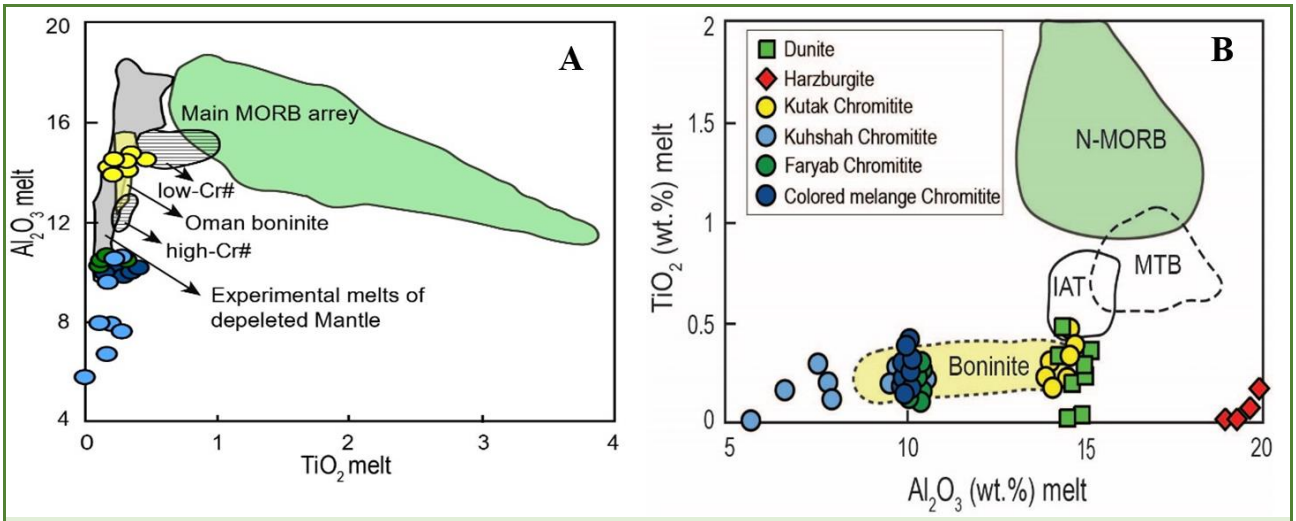
دربارهٔ کرومیتیت‌های Al-بالا احتمالات دیگری را می‌توان بر شمرد:

۱- خاستگاه گوشته‌ای با تهی‌شدگی کمتری روبرو بوده است؛

۲- گدازهٔ مادر با درجهٔ ذوب‌بخشی کم‌تری پدید آمده است؛

۳- جایگاه زمین‌ساختی به‌صورت انتقالی میان جایگاه

گدازهٔ MORB و گدازهٔ بونینیتی بوده است که در آن، بـا اینکـه تهی‌شـدگی کمتـری نسـبت بـه جایگـاه پیش‌کمانی رخ داده بوده است، برهمکنش فرایندهای فرافرورانشی را نیز می‌توان محتمل دانست.



شـکل ۶. A) نمـودار TiO_2 در برابـر Al_2O_3 (Rollinson, 2008) بـرای گـدازهٔ مـادر اندازه‌گیری‌شـدهٔ کرومیت‌هـای منطقـهٔ بجگـان (کرومیتیت‌های #Cr-بالا، #Cr-کم و بونینیت‌های عمان برای مقایسه نشان داده شـده‌اند)؛ **B**) نمـودار Al_2O_3 در برابـر TiO_2 (Saccani and Tassinari, 2015) بـرای گـدازهٔ مـادر اندازه‌گیری‌شـده در تعـادل بـا کرومیت‌هـای بجگـان (N-MORB: بازالت‌هـای پشـته‌های میان‌اقیانوسی بهنجار؛ MTB: بازالت‌های با Ti میانگین؛ IAT: بازالت‌های توله‌ایتی وابسته به کمان؛ Boninite: بازالت‌های بونینیتی).

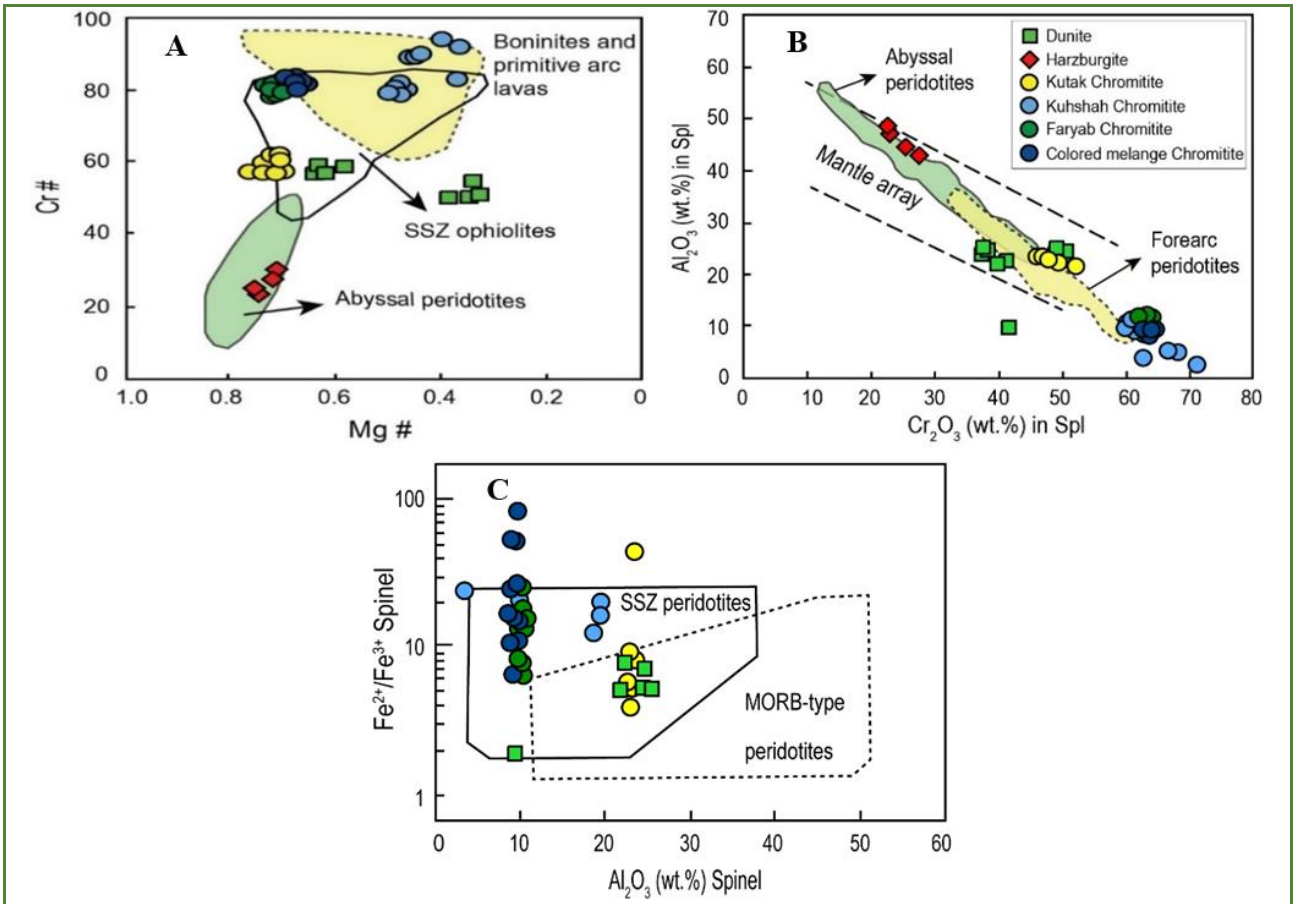
Figure 6. A) TiO_2 versus Al_2O_3 plot (Rollinson, 2008) for the calculated parental melts of chromites from the Bajgan complex (High-Cr# and low-Cr# chromitites and boninites from Oman are shown for comparison); **B**) Al_2O_3 versus TiO_2 diagram of the calculated parental melt in equilibrium with the Bajgan chromites (Saccani and Tassinari, 2015) (N-MORB: Normal-type mid-ocean ridge basalts; MTB: Medium-Ti basalts; IAT: Island arc tholeiitic basalts; Boninite: Boninitic basalts).

جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کروم-اسپینل به‌طور گسترده‌ای بـرای شناسـایی خاسـتگاه ماگمـا و نیـز شناسـایی جایگـاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها بـه‌کار بـرده شـده اسـت (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). بدین‌گونه‌که کرومیت‌های با میزان بالای #Cr و میزان کـم Al_2O_3 و TiO_2 نشان‌دهندهٔ تبلور از گدازه‌های بـا ترکیـب بـونینیتی هسـتند کـه بـه محـیط زمین‌سـاختی پهنـهٔ فرافرورانش (SSZ) تعلق دارد؛ اما کرومیت‌هـای بـا میـزان کم #Cr و Al_2O_3 بالا از یـک گـدازه بـا ترکیـب MORB متبلور شده‌اند (Kamenetsky et al., 2001). در الگـوی دیگری پیشنهاد شده است فراینـد واکـنش میـان گـدازه و پریدوتیت می‌تواند ترکیب گدازهٔ مادر را از نوع توله‌ایتی بـه بـونینیتی تغییـر دهـد (Rollinson, 2005) کـه در این‌صورت، کرومیتیت‌های Al-بالا و کرومیتیت‌های Cr-بالا می‌توانند در یک محیط زمین‌ساختی یکسان پدید آیند. در نمـودار #Mg در برابـر #Cr (شـکل ۷-A)، کرومیت‌هـای موجود در کرومیتیت‌های Cr-بالا در محدودهٔ بونینیت‌هـا و کرومیتیت‌های Al-بالا و دونیت‌ها در گسترهٔ افیولیت‌هـای بـالای منطقـه فـرورانش جـای دارنـد. کـروم-اسـپینل‌های هارزبورگیت‌ها نیز در گسترهٔ پریـدوتیت‌های آبیسـال جـای گرفته‌اند (شکل ۷-A). در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 و نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} (شکل‌های ۷-B و ۷-C) کرومیتیت‌های Cr-بالا در گسترهٔ پریدوتیت‌های پـیش کمـان وابسـته بـه پهنـه فـرورانش و کرومیتیت‌هـای Al-بـالا و دونیت‌هـا در گسترهٔ همپوشـانی پریـدوتیت‌های MORB و SSZ جـای دارند.

شواهد سنگ‌شناسی و زمـین‌شـیمیایی در سـنگ‌های الترامافیک و کرومیتیت‌های مجموعهٔ بجگان نشـان‌دهندهٔ پیـدایش ایـن سـنگ‌ها در جایگـاه فرافـرورانش (SSZ) هستند. ترکیب شیمی کروم-اسپینل ماننـد مقـدار بـالای #Mg و مقـــدار کـــم #Cr و TiO_2 در هارزبورگیت‌هـــا

نشان‌دهندهٔ بازمانده‌های ذوب‌بخشی یک گوشتهٔ کمابیش تهی‌شده است. دربارهٔ کرومیتیت‌های مجموعهٔ بجگان نیز، به احتمال بالا تفاوت‌های زمین‌شیمیایی با تحولات خاستگاه گوشته‌ای پیوستگی داشته باشد. بالاآمدگی گوشتهٔ سست‌کره‌ای در پهنه‌های پیش‌کمانی در محیط فرافرورانش و در ادامهٔ ذوب ناشی از کاهش فشار آن، سبب پیدایش گدازه‌هایی می‌شود که همانند MORB (Ishizuka et al., 2011) یا ترکیب انتقالی میان MORB و بونینیت را دارد و درنتیجه برهم‌کنش میان این گدازه‌ها و پریدوتیت‌های ترازهای بالایی گوشته در مرز گوشته- پوسته، شرایط زایش کرومیت‌های با Al-بالا (Cr# کم) با ویژگی SSZ را فراهم کرده است. این گدازه‌ها در ادامه می‌توانند به گدازه‌های بونینیتی تحول یابند. کرومیت‌های با Cr-بالا از برهمکنش این گروه از گدازه‌ها و پریدوتیت‌های گوشته‌ای ساخته شده‌اند.



شکل ۷. A) نمودار تغییرات #Mg در برابر #Cr در کروم-اسپینل. (محدوده‌های بونینیتی و افیولیت‌های SSZ از بریجز و همکاران (Bridges et al. 1995) و گسترهٔ پریدوتیت‌های آبیسال از دیک و بالن (Dick and Bullen, 1984) هستند)؛ **B**) نمودار Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 (میدان‌های آبیسال و پیش کمان از لیان و همکاران (Lian et al. 2016) است)؛ **C**) نمودار Al_2O_3 در برابر نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای کرومیت‌ها (میدان پریدوتیت‌های نوع MORB و SSZ از کامنتسکای و همکاران (Kamenetsky et al. 2001) است).

Figure 7. A) Mg# versus Cr# variation diagram of chromian-spinels (Fields of Boninite and SSZ ophiolites from Bridges et al. (1995) and abyssal peridotites from Dick and Bullen (1984)); **B**) Cr_2O_3 versus Al_2O_3 diagram (Abyssal and forearc fields from Lian et al. (2016)); **C**) Al_2O_3 versus Fe^{2+}/Fe^{3+} ratio diagram for the chromites (Fields of MORB-type and SSZ-type peridotites are from Kamenetsky et al. (2001)).

از آنجایی‌که در پیدایش کرومیتیت‌های انبانه‌ای، آب و سیال‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورانده کاربرد به‌سزایی در افزایش درجات ذوب‌بخشی دارند، محیط فرافرورانش مکان خوبی برای پیدایش آنها به‌شمار می‌رود.

ازاین‌رو، می‌توان چنین پنداشت که سنگ‌های گوشته‌ای مجموعهٔ بجگان به‌طور گسترده دستخوش حرکت گدازه‌های بالارو با ترکیبات مختلف و فرایند واکنش گدازه- پریدوتیت شده‌اند که آثار آن به‌صورت پیدایش سنگ‌های دونیتی و تنوع ترکیبی کرومیتیت‌ها به‌چشم می‌خورد. ازاین‌رو، آنچه در پایان می‌توان از نتیجهٔ این پژوهش جمع‌بندی کرد، این است که تحول فرایندهای ماگمایی در یک جایگاه فرافرورانشی، شرایط و درجات ذوب‌بخشی متفاوت و در نتیجه، تنوع ترکیبی گدازهٔ پدیدآمده میان گدازه‌های MORB و بونینیتی باعث تنوع زمین‌شیمیایی کرومیتیت‌های منطقهٔ بجگان شده است.

برداشت

رخنمون‌های الترامافیک منطقهٔ بجگان (باختر مکران) دامنهٔ بزرگی از واحدهای گوناگونِ دونیت، پیروکسنیت و هارزبورگیت را دربر گرفته‌اند. نهشته‌های کرومیتی منطقهٔ بجگان از نوع آلپی (انبانه‌ای) هستند و به شکل عدسی‌های نامنظم با بافت‌های توده‌ای، نیمه‌توده‌ای و افشان دیده می‌شوند که با نیام‌های دونیتی و هارزبورگیتی میزبان فراگرفته شده‌اند. بر پایهٔ ویژگی‌های شیمیایی کانی اسپینل، نهشته‌های کرومیتی بجگان در دو گروه کرومیتیت‌های Al-بالا و Cr-بالا جای می‌گیرند. ترکیب شیمی کروم-اسپینل در سنگ‌های هارزبورگیتی (مقدار بالای #Mg و مقدار کم #Cr و TiO_2) نشان‌دهندهٔ بازمانده‌های ذوب‌بخشی یک گوشتهٔ کمابیش تهی‌شده است. از سوی دیگر، ویژگی‌های شیمیایی کروم-اسپینل‌ها در دونیت‌ها و کرومیتیت‌های Al-بالا با فرایند تعامل گدازه-پریدوتیت با گدازه‌های همانند MORB سازگار است. افزون‌بر این، مقدار #Cr در کرومیتیت‌های Cr-بالا نشان‌دهندهٔ تأثیر چشمگیر گدازه‌های بونینیتی در واکنش گدازه- سنگ و تحولات شیمیایی سنگ است. این نوع گدازه از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده، متأثر از سیال‌های پهنه فرورانش برخاسته است و این نوع شرایط در گوهٔ گوشته‌ای وابسته به محیط پهنه فرافرورانش (SSZ) دیده می‌شود. ازاین‌رو، با توجه به ترکیبات شیمیایی کروم-اسپینل و نیز اندازه‌گیری میزان Al_2O_3 و نسبت FeO/MgO ماگمای مادر اندازه‌گیری‌شده نشان می‌دهد زایش پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعهٔ بجگان در جایگاه فرافرورانش (SSZ) و در محیط زمین‌ساختی پیش‌کمانی تکامل و گسترش یافته است. ازاین‌رو، تنوع زمین‌شیمیاییِ این کرومیتیت‌ها نشان‌دهندهٔ فرایندهای پیچیدهٔ زمین‌شیمیایی و زمین‌ساختی است که تحت‌تأثیر عوامل گوناگونی (مانند: ناهمگنی در ترکیب خاستگاه گوشته‌ای، درجات متفاوت ذوب‌بخشی سنگ میزبان، تنوع ترکیبی گدازه‌های پدیدآمده میان گدازه‌های MORB تا گدازه‌های بونینیتی و همچنین، تحولات محیط زمین‌ساختی در مراحل نخستین فرورانش و پیدایش محیط پیش‌کمانی) روی داده‌اند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از دکتر مانوئلا نازاری (آزمایشگاه HPHT، مؤسسه ملی ژئوفیزیک و آتشفشان‌شناسی رم، ایتالیا) و پروفسور فدریکو لوچی (گروه DISTEGEO، دانشگاه باری، ایتالیا) برای فراهم‌سازی داده‌های شیمیایی ریزکاوالکترونی (EMPA) و استوکیومتری مرتبط که در این مقاله آورده شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌کنند.

References

Ahmadipour, H., and Shahabpour, J. (2014) Petrological Evolution of the Upper Mantle Beneath the Southern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence from Kuhshah Peridotite Massif, Southeast Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 25(1), 35-49.

Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine, 56(383), 173-184, http://www.doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.04

Arai, S. (2021) Genetic link between podiform chromitites in the mantle and stratiform chromitites in the crust: A hypothesis. Minerals, 11(2), 209, http://www.doi.org/10.3390/min11020209

Arai, S., and Akizawa, N. (2014) Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the

Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. American Mineralogist, 99(1), 28-34, http://www.doi.org/10.2138/am.2014.4473

Arai, S., and Miura, M. (2016) Formation and modification of chromitites in the mantle. Lithos, 264, 277-295, http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.039

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, http://www.doi.org/10.3390/min10030217

Arai, S., Uesugi, J., and Ahmed, A.H. (2004) Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(2), 145-154, http://www.doi.org/10.1007/s00410-004-0552-8

Babakhani, A.R., Alavi Tehrani, N., Sabzei, M., and Ohanian, F. (1992) Sabzavaran Quadrangle Map 1:250,000 Geological survey and mineral exploration of Iran.

Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M., and Saccani, E. (2023a) New Geochemical and Age Data on the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): Implications for the Redefinition of Its Tectonic Setting of Formation from a Paleozoic Continental Basement to a Cretaceous Oceanic Domain. In A. Çiner, S. Banerjee, F. Lucci, A.E. Radwan, A.A. Shah, D.M. Doronzo, Z. Hamimi, and W. Bauer, Eds., Recent Research on Sedimentology, Stratigraphy, Paleontology, Tectonics, Geochemistry, Volcanology and Petroleum Geology, p. 163-165. Springer Nature Switzerland, Cham.

Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Catanzariti, R., and Marroni, M. (2023b) The journey of the Band-e-Zeyarat ophiolite (Makran Accretionary Wedge, SE Iran) from the mid-ocean ridge to the accretionary complex: new insights from its sedimentary cover and associated basaltic dykes and sills. Journal of the Geological Society, 180(6), jgs2023-043, http://www.doi.org/10.1144/jgs2023-043

Barra, F., Gervilla, F., Hernández, E., Reich, M., Padrón-Navarta, J.A., and González-Jiménez, J.M. (2014) Alteration patterns of chromian spinels from La Cabaña peridotite, south-central Chile. Mineralogy and Petrology, 108(6), 819-836, http://www.doi.org/10.1007/s00710-014-0335-5

Behzadi, K.H., and Shahabpour, J. (2011) An emplacement model for Esfandagheh and Faryab ultramafic-mafic complexes, Kerman province, south east Iran. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, 262(1), 25-42, http://www.doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0182

Bridges, J.C., Prichard, H.M., and Meireles, C.A. (1995) Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Bragança Massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle? Geological Magazine, 132(1), 39-49, http://www.doi.org/10.1017/S0016756800011419

Bussolesi, M., Grieco, G., Cavallo, A., and Zaccarini, F. (2022) Different Tectonic Evolution of Fast Cooling Ophiolite Mantles Recorded by Olivine-Spinel Geothermometry: Case Studies from Iballe (Albania) and Nea Roda (Greece). Minerals, 12(1), 64, http://www.doi.org/10.3390/min12010064

Crawford, A.J., Falloon, T., and Green, D. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. Boninites and related rocks. In A.J. Crawford, Ed., Boninites and Related Rocks. pp. 1–49. 1, 1-49. Unwin Hyman, London.

Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., and Saccani, E. (2016) Association of MORB And SSZ ophiolites along the shear zone between coloured melange and Bajgan complexes (North Makran, Iran): evidence from the Sorkhband area. Ofioliti, 41(1), 21-34., http://www.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. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(1), 54-76, http://www.doi.org/10.1007/BF00373711

Dilek, Y., and Thy, P. (2009) Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag

(Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc–forearc magmatism in Tethyan subduction factories. Lithos, 113(1–2), 68-87, http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.044

Dorani, M., Arvin, M., Oberhänsli, R., and Dargahi, S. (2017) PT evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, south eastern Iran. Chemie der Erde-Geochemistry, 77(3), 459-475, http://www.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004

Edwards, S.J., Pearce, J.A., and Freeman, J. (2000) New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite. In Y. Dilek, E.M. Moores, D. Elthon, and A. Nicolas, Eds. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program, p. 0. Geological Society of America.

Engin, T., Balci, M., Sumer, Y., and Özkan, Y.Z. (1981) General geological setting and the structural features of the Guleman peridotite unit and the chromite deposits (Elazigˇ, Eastern Turkey). Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (95-96), 34-56.

Esmaeili, R., Xiao, W., Ebrahimi, M., Zhang, J.E., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y., Han, C., Wan, B., Ao, S., Song, D., Shahabi, S., and Aouizerat, A. (2019) Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction. International Geology Review, 1-21, http://www.doi.org/10.1080/00206814.2019.1658232

Farré-de-Pablo, J., Proenza, J.A., González-Jiménez, J.M., Aiglsperger, T., Garcia-Casco, A., Escuder-Viruete, J., Colás, V., and Longo, F. (2020) Ophiolite hosted chromitite formed by supra-subduction zone peridotite –plume interaction. Geoscience Frontiers, 11(6), 2083-2102, http://www.doi.org/10.1016/j.gsf.2020.05.005

González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Gervilla, F., Proenza, J.A., O'Reilly, S.Y., and Pearson, N.J. (2014a) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. Lithos, 189, 127-139.

González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Gervilla, F., O'Reilly, S.Y., Akbulut, M., Pearson, N.J., and Arai, S. (2014b) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. Lithos, 189, 140-158, http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008

González-Jiménez, J.M., Marchesi, C., Griffin, W.L., Gervilla, F., Belousova, E.A., Garrido, C.J., Romero, R., Talavera, C., Leisen, M., O'Reilly, S.Y., Barra, F., and Martin, L. (2017) Zircon recycling and crystallization during formation of chromite- and Ni-arsenide ores in the subcontinental lithospheric mantle (Serranía de Ronda, Spain). Ore Geology Reviews, 90, 193-209, http://www.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.012

Haraguchi, S., and Ishii, T. (2007) Simultaneous boninitic and arc-tholeiitic volcanisms in the Izu forearc region during early arc volcanism, based on ODP Leg 125 Site 786. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(5), 509-531, http://www.doi.org/10.1007/s00410-006-0164-6

Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M.K., Kanayama, K., Umino, S., Harigane, Y., Sakamoto, I., Miyajima, Y., Yuasa, M., and Dunkley, D.J. (2011) The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. Earth and Planetary Science Letters, 306(3), 229-240, http://www.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.006

Jan, M.Q., and Windley, B.F. (1990) Chromian Spinel-Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. Journal of Petrology, 31(3), 667-715, http://www.doi.org/10.1093/petrology/31.3.667

Jannessary, M.R., Melcher, F., Lodziak, J., and Meisel, T.C. (2012) Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran. Ore Geology Reviews, 48, 278-305, http://www.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.001

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., and Meffre, S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. Journal of Petrology, 42(4), 655-671. http://www.doi.org/10.1093/petrology/42.4.655

Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H., and Ricou, L.-E.

(2001) The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 332(9), 543-552, http://www.doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9

Lian, D., Yang, J., Robinson, P.T., Liu, F., Xiong, F., Zhang, L., Gao, J., and Wu, W. (2016) Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt, Tibet: Implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of the peridotites. The Journal of Geology, 124(3), 353-376, http://www.doi.org/10.1086/685510

Maurel, C., and Maurel, P. (1982) Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. Bulletin de Mineralogie, 105(2), 197-202.

McCall, G.J.H. (2002) A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications, 195(1), 147-204, http://www.doi.org/10.1144/gsl.sp.2002.195.01.10

Mikrut, J., Matusiak-Małek, M., Ceuleneer, G., Grégoire, M., and Onuzi, K. (2024) Melt-rock interaction as a factor controlling evolution of chromite and olivine in dunite - case study from the Kukes Massif (Mirdita ophiolite, Albania). Journal of Geosciences, 69(1), 49 - 64, http://www.doi.org/10.3190/jgeosci.386

Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Grégoire, M., and Ceuleneer, G. (2019) The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. International Geology Review, 61(11), 1313-1339, http://www.doi.org/10.1080/00206814.2018.1507764

Morishita, T., Dilek, Y., Shallo, M., Tamura, A., and Arai, S. (2011) Insight into the uppermost mantle section of a maturing arc: The Eastern Mirdita ophiolite, Albania. Lithos, 124(3–4), 215-226, http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.003

Najafzadeh, A.R., Arvin, M., Pan, Y., and Ahmadipour, H. (2008) Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern Iran: evidence for ophiolitic chromitite, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 19 (1), 49-65.

Pagé, P., and Barnes, S.-J. (2009) Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines ophiolite, Québec, Canada. Economic Geology, 104(7), 997-1018, http://www.doi.org/10.2113/econgeo.104.7.997

Pandolfi, L., Barbero, E., Marroni, M., Delavari, M., Dolati, A., Di Rosa, M., Frassi, C., Langone, A., Farina, F., MacDonald, C.S., and Saccani, E. (2021) The Bajgan Complex revealed as a Cretaceous ophiolite-bearing subduction complex: A key to unravel the geodynamics of Makran (southeast Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 222, 104965, http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104965

Rajabzadeh, M.A., and Moosavinasab, Z. (2013) Mineralogy and distribution of Platinum-Group Minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran. Mineralogy and Petrology, 107(6), 943-962, http://www.doi.org/10.1007/s00710-012-0265-z

Rollinson, H. (2005) Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model. Island Arc, 14(4), 542-550, http://www.doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00482.x

Rollinson, H. (2008) The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 156(3), 273-288.

Rospabé, M., Ceuleneer, G., Benoit, M., Abily, B., and Pinet, P. (2017) Origin of the dunitic mantle-crust transition zone in the Oman ophiolite: The interplay between percolating magmas and high-temperature hydrous fluids. Geology, 45(5), 471-474, http://www.doi.org/10.1130/g38778.1

Saccani, E., Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Brombin, V., Marroni, M., and Pandolfi, L. (2024) Geochemistry and magmatic petrology of meta-ophiolites from the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New insights on the nature of the Early Cretaceous Middle East Neotethys. Journal of the Geological Society, jgs2024-043, http://www.doi.org/10.1144/jgs2024-043

Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Brombin, V., and Marroni, M. (2023) Geochemistry of volcanic rocks and dykes from the Remeshk-Mokhtarabad and Fannuj-Maskutan

Ophiolites (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New constraints for magma generation in the Middle East neo-Tethys. Geosystems and Geoenvironment, 2(3), 100140, http://www.doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100140

Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Tassinari, R., and Marroni, M. (2022) Geochemistry of basaltic blueschists from the Deyader Metamorphic Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New constraints for magma generation in the Makran sector of the Neo-Tethys. Journal of Asian Earth Sciences, 228, 105141, http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105141

Saccani, E., and Tassinari, R. (2015) The role of MORB and SSZ magma-types in the formation of Jurassic ultramafic cumulates in the Mirdita ophiolites (Albania) as deduced from chromian spinel and olivine chemistry. Ofioliti, 40(1), http://www.doi.org/10.4454/ofioliti.v40i1.434

Samimi Namin, M. (1983) Geological map of minab 1: 250000 scale. Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran: Tehran, Iran.

Sepidbar, F., Lucci, F., Biabangard, H., Zaki Khedr, M., and Jiantang, P. (2020) Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran). International Geology Review, 62(16), 2077-2104, http://www.doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118

Shafaii Moghadam, H., Arai, S., Griffin, W.L., Khedr, M.Z., Saccani, E., Henry, H., O'Reilly, S.Y., and Ghorbani, G. (2022) Geochemical variability among stratiform chromitites and ultramafic rocks from Western Makran, South Iran. Lithos, 412-413, 106591, http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106591

Stampfli, G.M. (2000) Tethyan oceans. Geological society, london, special publications, 173(1), 1-23.

Uysal, I., Kapsiotis, A., Akmaz, R.M., Saka, S., and Seitz, H.M. (2018) The Guleman ophiolitic chromitites (SE Turkey) and their link to a compositionally evolving mantle source during subduction initiation. Ore Geology Reviews, 93, 98-113, http://www.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.017

Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1), 185-187. http://www.doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis. A Global Tectonic Approach. 466 pp. Unwin Hyman, London,

Xiong, F., Yang, J., Robinson, P.T., Gao, J., Chen, Y., and Lai, S. (2017a) Petrology and geochemistry of peridotites and podiform chromitite in the Xigaze ophiolite, Tibet: Implications for a suprasubduction zone origin. Journal of Asian Earth Sciences, 146, 56-75, http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.05.001

Xiong, Q., Henry, H., Griffin, W.L., Zheng, J.-P., Satsukawa, T., Pearson, N.J., and O'Reilly, S.Y. (2017b) High- and low-Cr chromitite and dunite in a Tibetan ophiolite: evolution from mature subduction system to incipient forearc in the Neo-Tethyan Ocean. Contributions to Mineralogy and Petrology, 172(6), 45, http://www.doi.org/10.1007/s00410-017-1364-y

Zaccarini, F., Economou-Eliopoulos, M., Tsikouras, B., and Garuti, G. (2024) Chromite Composition and Platinum-Group Elements Distribution in Tethyan Chromitites of the Mediterranean Basin: An Overview. Minerals, 14(8), 744, http://www.doi.org/10.3390/min14080744

Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J.A., Campos, L., Thalhammer, O.A., Aiglsperger, T., and Lewis, J.F. (2011) Chromite and platinum group elements mineralization in the Santa Elena Ultramafic Nappe (Costa Rica): geodynamic implications. Geologica Acta: an international earth science journal, 9(3-4), 407-423, http://www.doi.org/10.1344/105.000001696

Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Su, B.-X., Gao, J.-F., Li, J.-W., Yang, J.-S., and Malpas, J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. Gondwana Research, 26(1), 262-283, http://www.doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011

Zhu, Q., and Zhu, Y. (2020) Chromitite genesis based on chrome-spinels and their inclusions in the Sartohay podiform chromitites in west Junggar of northwest China. Ore Geology Reviews, 119, 103401, http://www.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103401