



Mineralogical and Geochemical Study of Chromite in the Nain Ophiolite Complex

Farimah Ayati

Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO	ABSTRACT
Article type: Original Research	The ophiolite sequence of Nain, located in the eastern microplate of central Iran, consists of harzburgite, dunite, chromitite layers, and lherzolite, with the primary minerals being olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and chromite. The studied chromites are classified into two groups: high chromium ($Cr\# > 0.6$) and high aluminum ($Cr\# < 0.6$, $Al_2O_3 \approx 17.5$ wt%). Binary and ternary diagrams indicate that high-chromium chromites are located in the boninitic field, while high-aluminum chromites are more commonly associated with abyssal peridotites and mid-ocean ridge regions. The high $Cr\#$ content of the dunite and chromitite suggests that boninitic magmatism with a high magnesium content plays a key role in the formation of these rocks. It appears that high-aluminum harzburgites are derived from a mixture of boninitic and MORB (mid-ocean ridge basalt) melts. The studied chromites occupy the peridotite range of the supra-subduction zone (SSZ), with a tendency toward subduction-zone environments. Based on the supra-subduction characteristics of the ophiolite, it can be concluded that aqueous fluids with high oxygen fugacity, derived from a subducting slab, play a significant role in the evolutionary processes of the Nain ophiolite. The results of this study indicate that two types of melts play a role in the formation of the chromite-bearing ophiolitic assemblage in this region: one is derived from a subduction-zone origin, and the other from the supra-subduction zone.
Article history: Received: 2025 January 16 Accepted: 2025 April 22	
Keywords: Ophiolite Morb Abyssal Central Iran	

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.30406.1654>

Corresponding author: Farimah Ayati, **E-mail:** f.ayati@pnu.ac.ir

Cite this article: Farimah Ayati (2026). Mineralogical and Geochemical Study of Chromite in the Nain Ophiolite Complex, New Findings of Applied Geology, Vol. 20, No. 39, pp: 156-177.



Journal of New Findings of Applied Geology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://nfag.basu.ac.ir> **E-mail:** nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract

Introduction

The ophiolites of Iran represent remnants of the Tethyan ophiolite belt within the Anatolian segment of the Alpine-Himalayan orogenic system. The region under investigation is located to the north of Nain and to the west of the Central East Iran Microplate. Petrographic investigations have been conducted on peridotites and associated lithologies from these ophiolitic mélanges (Rahmani et al., 2007; Pirmia et al., 2010; Ghazi et al., 2010). Torabi et al. (2017) examined the hornblendites within the ophiolitic mélange. Chromite, a refractory mineral is predominantly found in mantle peridotites, as well as in ultramafic intrusive rocks and metamorphic rocks like serpentinites (Farkas et al., 2013). Chromite is a useful tool in petrogenetic modeling, especially for ophiolites that have undergone extensive alteration, offering insight into the characteristics of their original magmatic source (e.g., Mondal et al., 2006; Proenza et al., 2007; Pal, 2011). The study area is situated approximately 120 km east of Isfahan, north of Nain. The dominant geological units in this region include igneous rocks to the west, Tertiary sedimentary sequences to the east, and an ophiolitic mélange in the central zone. Iranian ophiolites can be categorized into Paleozoic, Mesozoic, and minor Paleocene ophiolites. Mesozoic Iranian ophiolites are further subdivided into five distinct belts based on geographic distribution and age. Late Cretaceous ophiolites, such as those in Nain, Shahr-e-Babak, and Dehshir form the inner belt of the Zagros ophiolite complex along the southern margin of the Central Iranian block. This paper aims to explore the textural, mineralogical, and geochemical characteristics of chromite occurrences within the Nain ophiolite complex, highlighting the significance of chromite as an indicator in petrogenetic studies.

Materials and Methods

A total of twenty samples were collected during a field survey for petrographic analysis and to assess the mineral chemistry of chromites within chromitites, dunite, and harzburgite. Mineralogical examinations were conducted using an Olympus polarized transmitted-reflected microscope. For the mineral chemistry analysis of the chromites,

samples were sent to the Kansaran Binalood Company Laboratory in Tehran, Iran. Representative data from these analyses are presented in Table 1.

Discussion and Results

The mantle section of the Nain ophiolite is predominantly composed of depleted harzburgite, dunite, and chromitite, with minor occurrences of plagioclase lherzolite. Some peridotites exhibit varying degrees of serpentinization. Two main serpentinization stages are identified: static and dynamic. In microstructural analyses, the transition from porphyroblasts to mesh textures is commonly observed, particularly in harzburgite and dunite. Hydration processes have led to the formation of lizardite and chrysotile. Lizardite typically replaces olivine grains in dunite and harzburgite, often manifesting as mesh or ghost textures, a characteristic of static serpentinization. Conversely, chrysotile forms as veinlets or veins during dynamic serpentinization. Petrographic studies indicate that the chromites in the Nain ophiolite can be divided into two distinct types based on their occurrence and composition: magmatic chromites and hydrothermal coarse-grained chromites. Magmatic chromites are associated with mineral assemblages such as chromite, serpentine, relict olivine and bastite. The second group consists of chromite, clinopyroxene, garnet $\pm$ chlorite occurring primarily within pyroxenite. The mineral chemistry of chromites provides significant insights into mantle-crust interactions, source melting processes, crystallization in ophiolitic environments, and the oxygen fugacity of magmas (e.g., Arai et al., 2011; Voigt and Vonder Handt, 2011). The MgO content of these chromites ranges from 7.93 to 24.50 wt.%, with Cr# and Mg# values generally exceeding 0.5. These chromites are classified as Mg-chromite. The chromite samples can be further categorized into two groups: high-Al chromites (Cr# <0.6) and high-Cr chromites (Cr# >0.6). All chromites are situated within the alpine-type peridotite field. Chromites from chromitite and dunite bodies show a distinct composition from those in harzburgite, suggesting their formation in a supra-subduction zone environment, likely influenced by boninitic magmas. The lower Cr# values observed in harzburgite chromites

are indicative of a magmatic origin consistent with mid-ocean ridge basalt processes. The Cr# versus TiO₂ plot further distinguishes chromites in dunite and chromitite, which reside in the depleted residual mantle peridotite field, compared to those in harzburgite. This supports the hypothesis that boninitic magmatism played a significant role in the formation of these rocks. Additionally, the TiO₂ versus Cr₂O₃ plot confirms that all samples fall within the podiform chromitite field, with the highest Cr# values found in dunite, chromitite, and harzburgite. This indicates that melts, which underwent varying degrees of partial melting, could have passed through the upper mantle simultaneously or during different melting intervals. Using the formula by Hellebrand et al. (2001), the estimated degree of partial melting in the Nain ophiolite ranges between approximately 17% to 22%. High-Cr chromites are attributed to boninitic magmas, whereas low-Cr chromites likely originated from a mixture of boninitic and MORB-like melts.

Conclusions

The chromites in the Nain ophiolite can be categorized into two distinct groups. The first group consists of podiform chromites with a mineral assemblage such as chromite, olivine, and serpentine, while the second group is metasomatic in origin, associated with pyroxenite and comprising chromite, clinopyroxene, and garnet. Mineralogical analysis indicates that the chromites from the study area are primarily of high-Cr and high-

Al types. All samples are located within the alpine-type peridotite field. The elevated Cr# and low TiO₂ content in chromites from dunite and chromitite, along with other geochemical signatures, support their formation from boninitic magmas. The composition of the boninitic parental melt, characterized by high Cr# values, suggests that these chromites were generated in an arc setting. Their formation is attributed to the extensive release of fluids during partial melting of the lithospheric mantle. In contrast, chromites from Nain harzburgites exhibit lower Cr# values and are plotted within the supra-subduction zone fields, with a tendency toward a mid-ocean ridge environment. These chromites are confined to the depleted residual mantle peridotite field, implying that they may have formed from a mixture of boninitic and MORB-like melts. There are also Al-rich harzburgite bodies present in the upper mantle, extending into the crust-mantle transition zone. The formation of these bodies likely involved fractional crystallization of basaltic magma resulting from lherzolite partial melting. It is proposed that the concentration of chromite could have been influenced by the mixing of two distinct magmas or through water-rock interactions.



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کرومیت در مجموعه افیولیتی نایین

فریمه آیتی

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	سکانس گوشته‌ای افیولیت نایین در میکروپلیت شرقی ایران مرکزی قرار دارد. این سکانس در بسیاری از مناطق از هارزبورژیت، دونیت، غلاف‌های کرومیتیت و لرزولیت تشکیل شده و حاوی مجموعه کانی‌های اصلی البوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و کرومیت می‌باشد. کرومیت‌های مورد مطالعه به دو دسته کروم بالا ($Cr\# > 0.6$) و آلومینیوم بالا ($Cr\# < 0.6$, $Al_2O_3 \approx 17.5\%wt$) طبقه‌بندی می‌شوند. نمودارهای تمایز دوتایی و سه‌تایی نشان می‌دهد که کرومیت‌های کروم بالا در میدان بونینیتی واقع می‌شوند، اما کرومیت‌های با Al بالا بیشتر به پریدوتیت‌های آبیسال و محدوده‌ی پشته‌های میان اقیانوسی نزدیک هستند. مقدار بالای Cr# در کرومیت‌های دونیت و کرومیتیت نشان می‌دهد که ماگماتیسم بونینیتی با منیزیم بالا نقش اصلی را در تولید این سنگ‌ها ایفا می‌کند. به نظر می‌رسد که هارزبورژیت‌های آلومینیوم بالا از مخلوطی از مذاب‌های بونینیت-مورب سرچشمه گرفته باشند. کرومیت‌های مورد مطالعه، محدوده پریدوتیت‌های زون سوپراسابداکشن (سازش SSZ) را با تمایل به سمت محیط‌های مورب اشغال می‌کنند. با توجه به ویژگی‌های سوپراسابداکشنی این مجموعه از افیولیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات آبدار با محتوای فوگاسیته اکسیژن بالا و اشتقاق یافته از یک صفحه فرورانده، نقش مهمی در فرآیندهای تکاملی افیولیت نایین ایفا کرده‌اند. نتایج مطالعه حاضر نشان داد که دو نوع مذاب در ایجاد مجموعه سنگ‌های افیولیتی حاوی کرومیت در منطقه مورد بررسی دخالت دارند: یکی مذاب‌های با ویژگی مورب که از یک محیط قوسی منشأ می‌گیرند و دیگری مذاب‌های مرتبط با زون سوپراسابداکشن.
کلیدواژه‌ها:	
افیولیت	
مورب	
آبیسال	
ایران مرکزی	

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.30406.1654>

* نویسنده مسئول: فریمه آیتی، E-mail: f.ayati@pnu.ac.ir

استناد: فریمه آیتی (۱۴۰۵). کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کرومیت در مجموعه افیولیتی نایین، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۲۰، شماره ۳۹، صفحه ۱۵۶ تا ۱۷۷.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کرییتیو کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.



آدرس وبسایت نشریه: <https://nfag.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

۱- پیشگفتار

کروم اسپینل به‌عنوان منبع اصلی کروم عمدتاً در پریدوتیت‌های گوشته زمین و در سنگ‌های نفوذی اولترامافیک و سنگ‌های دگرگونی مانند سرپانتین مشاهده می‌شود (فارکاس و همکاران، ۲۰۱۳). از کروم اسپینل می‌توان به عنوان یک کانی ماگمایی نسوز استفاده نمود (ایروین، ۱۹۶۵؛ آرای، ۱۹۹۲). از آنجایی که کروم اسپینل از لحاظ کریستالوشیمیایی یک فاز پایدار است و ماهیت زمین‌شیمیایی اولیه خود را حفظ می‌کند، می‌توان از آن برای دستیابی به پتروژنز سنگ‌های افیولیتی که سیلیکات‌های اولیه بسیار آلتزه شده دارند استفاده کرد (ایروین، ۱۹۶۷؛ دیک و بولن، ۱۹۸۴؛ ژو و همکاران، ۱۹۹۶؛ کامنتسکی و همکاران، ۲۰۰۱؛ پال و میترا، ۲۰۰۴؛ موندال و همکاران، ۲۰۰۶؛ آرای و همکاران، ۲۰۰۶؛ پروانزا و همکاران، ۲۰۰۷؛ دار و همکاران، ۲۰۰۹؛ پال، ۲۰۱۱؛ خدر و آرای، ۲۰۱۷؛ خدر و همکاران، ۲۰۲۲). کرومیت‌ها به نوع کروم بالا یا آلومینیوم بالا تقسیم می‌شوند. شایان ذکر است که کرومیت‌های آلومینیوم بالا نسبت به کرومیت‌های کروم بالا آلتراسیون کمتری را متحمل می‌شوند (لیو و همکاران، ۲۰۲۴). منطقه مورد مطالعه در شمال نایین (جنوب روستای سپرآب) و در ۱۲۰ کیلومتری شرق اصفهان قرار دارد. این محدوده در مجموعه افیولیتی شمال نایین و در غرب میکروپلیت شرقی ایران مرکزی (CEIM) قرار دارد (شکل ۱). مجموعه سنگ‌های اصلی منطقه شامل سنگ‌های آذرین در غرب، سنگ‌های رسوبی ترشیاری در شرق و ملانژ افیولیتی در بخش مرکزی منطقه است. مجموعه افیولیتی نایین باقیمانده دریای نئوتتیس است که قدمت آن به دوره مزوزوئیک می‌رسد (داوودزاده و همکاران، ۱۹۸۱). محققین متعددی سنگ‌شناسی پریدوتیت‌ها و متاپریدوتیت‌ها و سنگ‌های مرتبط این مجموعه افیولیتی را بررسی نموده‌اند (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۱۴؛ رحمانی و همکاران، ۱۳۸۶؛ پیرنیا و همکاران، ۱۳۸۹؛ مهدی پور قاضی و همکاران، ۱۳۸۹). شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۱۰) رخداد دگرگونی در ترکیب افیولیتی نایین را بررسی نموده‌اند. ترابی و همکاران (۲۰۱۷) هورنبلندیت‌های گوشته این مجموعه افیولیتی را مورد مطالعه قرار دادند. شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۱۹) با کمک یافته‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی به بررسی زمین‌شناسی زیست‌محیطی مناطق افیولیتی نایین و عشین

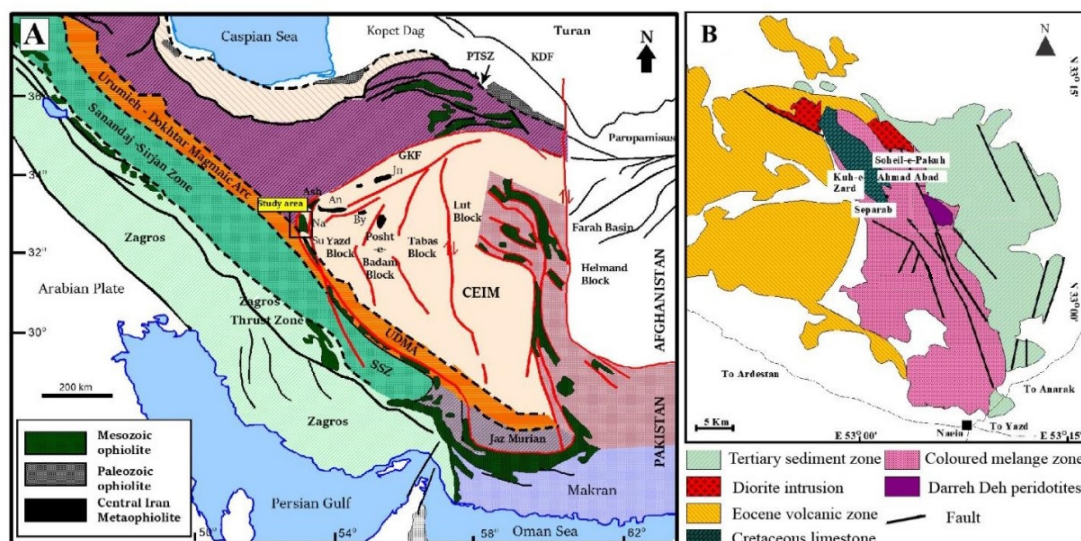
پرداخته‌اند. از طرفی شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۲۲) و (۲۰۲۴) در آخرین مطالعات خود ضمن بررسی واحدهای سنگی مافیک و نیز تعیین سن به بررسی محیط تشکیل پلاژیوگرانیت‌های این افیولیت‌ها پرداخته‌اند و درباره تشکیل بخش‌هایی از این افیولیت در محیط MOR در ژوراسیک و در محیط Forearc در کرتاسه بالایی به مطالعه پرداخته‌اند. دو رخداد و دو نسل کرومیت در ملانژ افیولیتی نایین وجود دارد. اول: کرومیت‌های ماگمایی داخل کرومیتیت‌های پادی‌فرم (انبانی شکل) و به صورت پراکنده در دونیت-هارزبورژیت‌های میزبان و دوم: کرومیت‌های درشت دانه هیدروترمال (متاسوماتیک). کانه‌زایی کرومیت نوع II به طور مستقیم با دایک‌های پگماتیت پیروکسنیت مرتبط است (شکل A-C۲). کرومیتیت‌های انبانی شکل ممکن است توسط واکنش‌های سنگ - مذاب در ناحیه سوپراسابداکشن و در حضور مذاب‌های والد غنی شده با آب و اشباع شده با الیوین-کرومیت تشکیل شده باشند (رابرتس، ۱۹۸۸؛ آرای و یوریموتو، ۱۹۹۴، ۱۹۹۵؛ ملچر و همکاران، ۱۹۹۹؛ پروانزا و همکاران، ۱۹۹۹؛ متیو و بالهاس، ۲۰۰۲؛ بوچل و همکاران، ۲۰۰۴؛ اویسال و همکاران، ۲۰۰۵). کرومیت نوع متاسوماتیک در منطقه مورد بررسی می‌تواند به عنوان هدفی برای بررسی‌های بیشتر در آینده در نظر گرفته شود. در این مطالعه به بررسی ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی انواع کرومیت‌های موجود در افیولیت نایین می‌پردازیم.

۲- زمین‌شناسی

افیولیت‌های ایران بقایای کمربند افیولیتی تتیس در بخش آناتولی کوهزایی آلپ- هیمالیا هستند. کمربند افیولیتی نایین-دهشیر-بافت نشان‌دهنده مرزهای خرد قاره ایران مرکزی است. قسمت شمالی این کمربند افیولیتی به افیولیت ملانژ نایین معروف است (داوودزاده، ۱۹۷۲؛ مورز و فیبربرج، ۱۹۹۷). افیولیت‌های ایران را می‌توان به افیولیت‌های پالتوزوئیک (بازمانده‌های پالتوتتیس)، افیولیت‌های مزوزوئیک و افیولیت‌های پالتوسن (بازمانده‌های نئوتتیس) تقسیم کرد. بر اساس مطالعات انجام شده توسط افرادی همچون (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ تکین، ۱۹۷۴؛ شفاهی‌مقدم و استرن، ۲۰۱۱) افیولیت‌های مزوزوئیک ایران از نظر سن و موقعیت جغرافیایی به پنج کمربند متمایز تقسیم می‌شوند: الف) افیولیت‌های کمربند

د) افیولیت‌های کرتاسه اولیه تا پسین در شرق ایران بین بلوک لوت و افغانستان مانند بیرجند- نهپندان) افیولیت‌های مکران (ژوراسیک پسین-کرتاسه) در جنوب‌شرقی ایران (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰؛ زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲). مطالعات قبلی نشان داده‌اند که تقریباً تمام مجموعه‌های افیولیتی زاگرس داخلی ماهیت ماگمایی کالک‌آلکالن و تولییتی جزیره قوسی دارند. از سوی دیگر از آنجایی که افیولیت‌های زاگرس داخلی در مجاورت قوس ماگمایی قرار دارند و در این محدوده میزان زیادی از هجوم مذاب/سیال به داخل منشأ گوه‌گوشته‌ای وجود دارد؛ لذا، ماهیت زون سوپراسابداکشن در افیولیت‌های زاگرس داخلی نسبت به افیولیت‌های زاگرس بیرونی بیشتر مشهود است.

بیرونی زاگرس (کرتاسه پسین) که در امتداد تراست اصلی زاگرس قرار دارند مانند افیولیت‌های ماکو-خوی (برای مثال خلعتبری جعفری و همکاران، ۲۰۰۴) - سلماس (کرتاسه پسین-پالئوسن اولیه) در شمال‌باختری ایران و همچنین افیولیت‌های کرمانشاه (برای مثال حسینی‌پاک و قاضی، ۲۰۰۰) - کردستان، اسفندقه و نیریز (برای مثال سنگری و همکاران، ۲۰۲۳) و افیولیت‌های کرتاسه پسین-ائوسن واقع در امتداد مرز ایران و عراق؛ ب) افیولیت‌های کمر بند داخلی زاگرس (کرتاسه پسین) مانند افیولیت‌های شهر بابک، ناپین و دهشیر در حاشیه جنوبی بلوک ایران مرکزی؛ ج) افیولیت‌هایی مانند افیولیت‌های سبزوار-تربت حیدریه در شمال‌شرق ایران که قدمت آن‌ها به دوره کرتاسه پسین-اوایل پالئوسن می‌رسد (شفاهی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۴)؛



شکل ۱. A) واحدهای ساختاری اصلی ایران و موقعیت رخمون‌های اصلی افیولیتی ایران و افیولیت ناپین (نرابی و همکاران، ۲۰۱۷) و B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از شمال ناپین و منطقه مورد بررسی در جنوب سپر آب (نادری و همکاران، ۲۰۲۴) (برگرفته از داوودزاده، ۱۹۷۲، با تغییرات)

Fig. 1. A) The distribution of various ophiolite units and significant structural units in Iran (Torabi et al., 2017); B) a simplified geological map of the northern region of Nain (Naderi et al., 2024; adapted from Davoudzadeh, 1972).

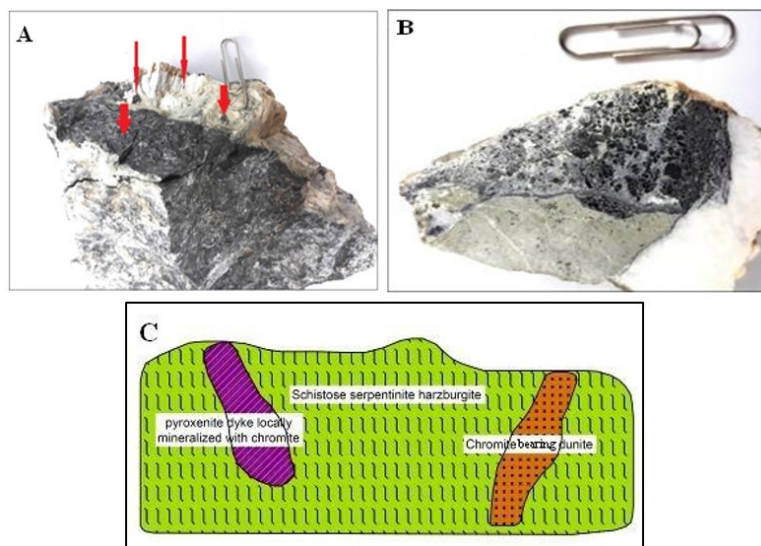
بین بلوک لوت و حاشیه فعال ایران مرکزی (پهنه سندانج-سیرجان) دانسته‌اند. افیولیت ناپین به‌وسیله سنگ‌های پوسته‌ای و یک توالی گوشته‌ای مشخص می‌شود. توالی گوشته از هارزبورژیت تهی شده، پلاژیوکلاز لرزولیت، کرومیتیت و دونیت تشکیل شده است (پیرنیا و همکاران، ۲۰۱۰؛ مهدی پور قاضی و همکاران، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱) (شکل A، B۳). از طرفی، این توالی گوشته‌ای از مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مانند اسکارن، آمفیولیت و مرمر تشکیل شده است و به‌وسیله دایک‌ها و سیل‌ها با ترکیبات پیروکسنیتی، دیابازیک، گابرونوریتی و گابروبی قطع شده

مجموعه افیولیتی ناپین در شمال باختر بلوک لوت، بخشی از کمر بند افیولیتی ناپین-بافت است که در امتداد گسل امتدادلغز ناپین-بافت رخمون دارد. تاکنون بحث‌های متعددی راجع به محیط پیدایش این مجموعه افیولیتی مطرح شده است که بیشتر مطالعات بر منشأ گرفتن کمر بند افیولیتی ناپین-بافت از یک پوسته اقیانوسی باریک و کم‌ژرفا تاکید کرده‌اند (مانند آروین و رابینسون، ۱۹۹۶؛ آروین و شکری، ۱۹۹۷؛ بابایی و همکاران، ۲۰۰۱). مطالعات جدیدتر مانند (شهاب‌پور، ۲۰۰۴؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۶)، این افیولیت‌ها را مرتبط با گسترش یک حوضه پشت‌کمانی

شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۲۴) نشان می‌دهد که افیولیت نایین یک افیولیت محدود به کرتاسه نیست و برخی از واحدهای سنگی آن متعلق به ژوراسیک می‌باشد که یک دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت را تحمل کرده‌اند. در این مجموعه افیولیتی از سمت داخل (کرومیتیت‌ها) به بیرون، به ترتیب مجموعه دونیت‌ها، هارزبورژیت‌های به شدت تهی شده و لرزولیت‌ها (شکل A۳، B) مشاهده می‌گردد. این نوع سنگ‌شناسی انتقالی با در نظر گرفتن کرومیتیت‌های پادی‌فرم، در طی واکنش‌های مذاب-گوشته و عبور آهسته مذاب صعودی از داخل شکستگی پریدوتیت‌های میزبان رخ می‌دهد. این رخداد در تعداد زیادی از افیولیت‌های سراسر جهان مشاهده شده است (ماتسوموتو و آرای، ۲۰۰۱).

است (داوودزاده، ۱۹۷۲؛ داوودزاده و همکاران، ۱۹۸۱؛ رهگشای و شفاهی‌مقدم، ۲۰۰۴؛ ترابی و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷، پیرنیا، ۲۰۱۸؛ شیردشت‌زاده، ۲۰۲۲). ملانژ افیولیتی نایین (ملانژ رنگی) به شدت تکتونیزه شده است (داوودزاده، ۱۹۷۲؛ موز و فیبربرج، ۱۹۹۷). به گفته ندیمی و سهرابی (۲۰۰۸)، ساختارهای تکتونیکی این ناحیه (برای مثال حرکات امتداد لغز) می‌تواند دگرسانی واحدهای افیولیتی را تسهیل کند.

بر اساس سن‌یابی U-Pb بر روی کانی زیرکن در نمونه سنگ‌های تونالیتی (سپرو) و پلاژیوگرنایت (احمدآباد) مجموعه افیولیتی نایین، سن افیولیت نایین حدود ۱۰۱-۱۰۳ میلیون سال می‌باشد (شفاهی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۳). اما بررسی‌های جدید در منطقه نایین توسط



شکل ۲. A) کرومیت به صورت ادخال و در کنتاکت با پیروکسنیت، B) کرومیت با بافت برشی در گابرو رودنژیتی، C) مدل شماتیک از یک کانه‌زایی معمول کرومیت همراه با دایک پیروکسنیتی همراه با کرومیت‌های پراکنده در دونیت

Fig. 2. A) Chromite occurring as inclusions and in contact with pyroxenite; B) Chromite exhibiting a breccia texture within rhodinitized gabbro; C) A schematic model illustrating typical chromite mineralization associated with a pyroxenite dyke. Additionally, there are chromite disseminations within dunite envelopes (scale not provided).



شکل ۳. A) تصاویر صحرایی از حضور دونیت با رنگ روشن به صورت متوالی در هرزبورژیت سرپانتینی شده همراه با لرزولیت و B) دونیت‌های حاوی کروم اسپینل در افیولیت نایین (دید به سمت شمال شرق)

Fig. 3. A) Field photographs of dunite (in bright colors) occurring in a sequence of serpentinitized harzburgites associated with lherzolite; B) Dunite contains chromite in Nain ophiolite.

۳- مواد و روش‌ها

در حین انجام بررسی‌های میدانی برای یافتن رخنمون‌های مناسب، بیست نمونه از زون افیولیت ملانژ نایین از دو معدن متروکه در مجاور یکدیگر که در بخش میانی افیولیت نایین و در جنوب روستای سپ‌آب قرار دارند برداشت شد. نمونه‌ها مورد مطالعه سنگ‌نگاری و تعیین شیمی کانی کرومیت (در کرومیتیت، دونیت و هارزبورژیت) قرار گرفتند. مطالعات کانی‌شناسی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان از نوع Olympus (BX-60) انجام شد. برای بررسی شیمی کانی کرومیت، نمونه‌هایی با دگرسانی کمتر جهت انجام مطالعات ریزپردازشی (EPMA)^۱ به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال شد. نتایج آنالیز مربوطه در جدول ۱ ارائه شده است.

۳-۱- سنگ‌نگاری

توالی گوشته در ملانژ افیولیتی نایین، عمدتاً از هارزبورژیت، دونیت و کرومیتیت تهی شده همراه کمی پلاژیوکلاز لرزولیت تشکیل شده است. برخی از سنگ‌های پریدوتیتی مورد بررسی با درجات مختلف سرپانتینی شده‌اند و بافت‌های پورفیروکلاستیک آن‌ها (به‌ویژه در هارزبورژیت و دونیت) با بافت‌های مشبک^۲ جایگزین شده‌اند. در هارزبورژیت‌های فولیاسیون‌دار که بیشترین حجم پریدوتیت گوشته منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند، دانه‌های الیوین به شدت کشیده شده و حالت شیسستوزیتی (تغییر شکل پلاستیکی) را نشان می‌دهند. این شواهد نشان‌دهنده رابطه بین هارزبورژیت‌ها و گوشته بالایی می‌باشد (یعنی مرز بین پوسته و گوشته). در مطالعه مقاطع میکروسکوپی، کانی‌هایی مانند لیزاردیت و کریزوتیل در واکنش به فرآیندهای سرپانتینی شدن مشاهده می‌شوند. سرپانتینی شدن در فوگاسیته پایین گوگرد و اکسیژن و در دمای بالا شروع می‌شود و نهایتاً منجر به تشکیل و پایداری کانی‌هایی مانند لیزاردیت و کریزوتیل می‌شود (بیسون و جکسون، ۱۹۶۹). در طول تشکیل سرپانتین، آهن از الیوین آهن‌دار آزاد می‌شود. این اکسیدهای آهن به‌صورت رگچه‌ای در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه قابل مشاهده هستند. گاهی اوقات، لیزاردیت و کریزوتیل‌ها به‌طور کامل توسط این اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند (پزودومورف) و گاه اکسیدهای آهن بر روی لیزاردیت‌ها رشد می‌کنند (شکل ۴A-C). ارتوپروکسن‌ها بیشتر از نوع برونزیت هستند.

تبلور مجدد، کینک‌باند‌ها و چرخش (ویژگی‌های تغییر شکل پلاستیک) در این کانی‌ها دیده می‌شود. این کانی‌ها همچنین ماکل مکانیکی و خاموشی نامنظم نشان می‌دهند که نشان از تشکیل آن‌ها تحت فشار و دمای بالای گوشته است (پاشیر و ترو، ۱۹۹۶). برونزیت گاه توسط بستیت جایگزین می‌شود (شکل ۴D، E). اکسیدهای آهن در امتداد کلیواژ بستیت توسعه پیدا کرده و قابل مشاهده هستند. حاشیه‌ای از کلینوپروکسن در اطراف بستیت قابل مشاهده است (شکل ۴E) و کلینوپروکسن‌ها به صورت تیغه‌ای در داخل برونزیت‌ها قابل مشاهده هستند که نشان از بافت اکسولوشن دارد (شکل ۴F). کلینوپروکسن (دیالاز) و کرومیت، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۴G، H). کرومیت به رنگ قهوه‌ای روشن (در نور PPL) و گاهی به دلیل تجزیه به مگنتیت به رنگ سیاه دیده می‌شود. این کانی به صورت نواری در اطراف ارتوپروکسن‌ها نیز دیده می‌شود که نشان‌دهنده واکنش‌های مذاب-گوشته در این نوع سنگ‌ها است (پیکاردو و همکاران، ۲۰۰۷).

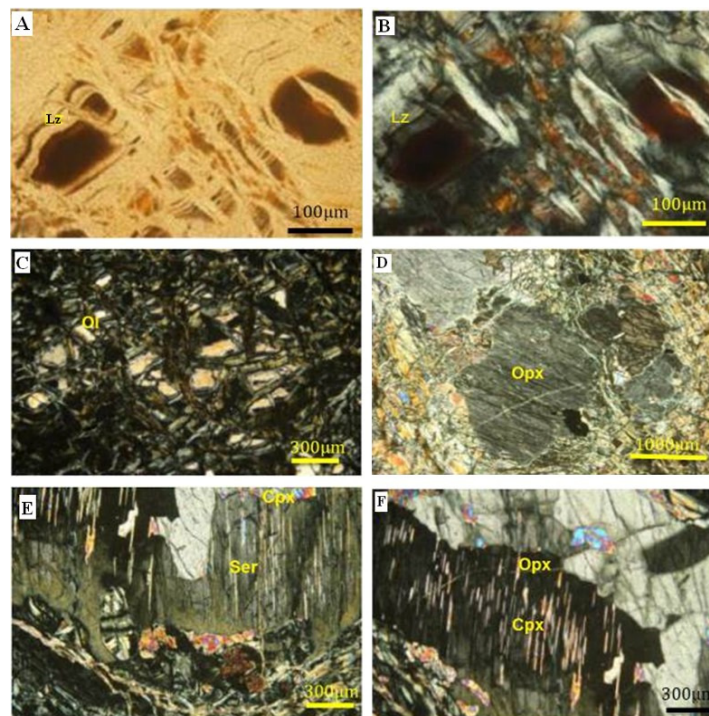
دونیت‌ها حجم کمی را در پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت ملانژ نایین به خود اختصاص می‌دهند. الیوین‌ها به عنوان کانی اصلی این مجموعه، عمدتاً سرپانتینی شده‌اند و لذا بقایایی کوچک از الیوین‌ها در این مجموعه سرپانتینی شده به چشم می‌خورد. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیروکلاستیک می‌باشد. بافت مشبکی هم به دلیل سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها حفظ شده است. کلینوپروکسن، کرومیت و مگنتیت کانی‌های فرعی دونیت‌ها هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری کرومیت‌های توصیف شده در منطقه مورد مطالعه را می‌توان از نظر نحوه رخداد و ترکیب در دو گروه کرومیت‌های ماگمایی و هیدروترمال طبقه‌بندی کرد. کرومیت‌های ماگمایی با مجموعه کانیایی کرومیت + الیوین + سرپانتین + بستیت مشخص می‌شوند. گروه دوم کرومیت‌ها که کمیاب می‌باشند در داخل پیروکسن‌های دانه درشت (در داخل پیروکسنیت پگماتیت) و همچنین در رودنیت‌ها به‌صورت مجموعه‌های جایگزین شده مشخص می‌شوند (شکل ۴I-I). پیروکسنیت‌ها بودینه شده و در داخل هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده (در کنتاکت گسلی) قرار دارند. این گروه با مجموعه کانی‌های کرومیت + کلینوپروکسن + گارنت + پرهنیت + کلریت مشخص

^۲ Mesh texture

^۱ Electron-probe micro-analyser

هستند. حاشیه‌های گرد شده این بلورها نشان دهنده انحلال بخشی است. آثار دگرسانی مانند تشکیل مگنتیت و فریت کرومیت بر روی مرز و حاشیه کرومیت‌های مورد بررسی مشاهده می‌شود. به گفته میترا و همکاران (۱۹۹۲) فریت کرومیت محصول اکسیداسیون کرومیت‌ها است که به‌صورت لکه‌های دگرسانی اغلب بر روی سطوح کرومیت‌های گرد شده و تحلیل رفته رخ می‌دهند و می‌توان آن را به عوارض جانبی سرپانتینی شدن در مراحل آخر ماگماتیسم و همراه با جایگیری مجموعه افیولیتی نسبت داد (به عنوان مثال، خدیر و همکاران ۱۹۹۲؛ خلیل و آزر ۲۰۰۷؛ خلیل و آزر ۲۰۰۷، عبدالکریم و همکاران، ۲۰۱۸). دو فرآیند در اکسیداسیون کرومیت و تشکیل فریت کرومیت دخیل هستند: ۱- اثرات متاسوماتیسم گوشته بر روی مواد پوسته‌ای اکسید شده (بالهاس و همکاران، ۱۹۹۰) و ۲- تاثیر محلول‌های هیدروترمال با فوگاسیته اکسیژن بالا. این مراحل در زون سوپراسابداکشن به دلیل نوع فرایندهای رخ داده در این زون، بسیار راحت‌تر رخ می‌دهند.

می‌شود. دانه‌های کرومیت به‌صورت گزنومورف بوده و فضاهای بینابینی بین پیروکسن‌ها را پر می‌کنند. علاوه بر این، این نوع کرومیت‌ها با گارنت‌های ناهمسانگرد همراه هستند که منشأ گرمایی این کرومیت‌ها را تأیید می‌کند. کرومیت‌ها بافت برشی نشان می‌دهند (شکل M-N۴). برشی شدن دانه‌های کرومیت نشان دهنده حرکات تغییر شکل و دگرشکلی پست ماگماتیک^۳ است. رایج‌ترین کانی‌های همراه با کرومیت در منطقه مورد مطالعه، الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن است. کانی‌های ثانویه نیز شامل کلسیت، اکتینولیت و بر اساس گزارش اسلامی و همکاران (۲۰۱۵) برخی کانی‌های منیزیم کربنات مانند منیزیت، هیدرومگنیزیت و هونیت می‌باشد. بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری، دانه‌های کرومیت مورد مطالعه اکثراً بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و عمدتاً قرمز تیره و قهوه‌ای هستند و گاهی به مگنتیت تجزیه شده است. این کانی در مقاطع صیقلی بازتاب‌های داخلی مایل به قرمز نشان می‌دهد. برخی از بلورهای کرومیت دارای بافت کششی^۴

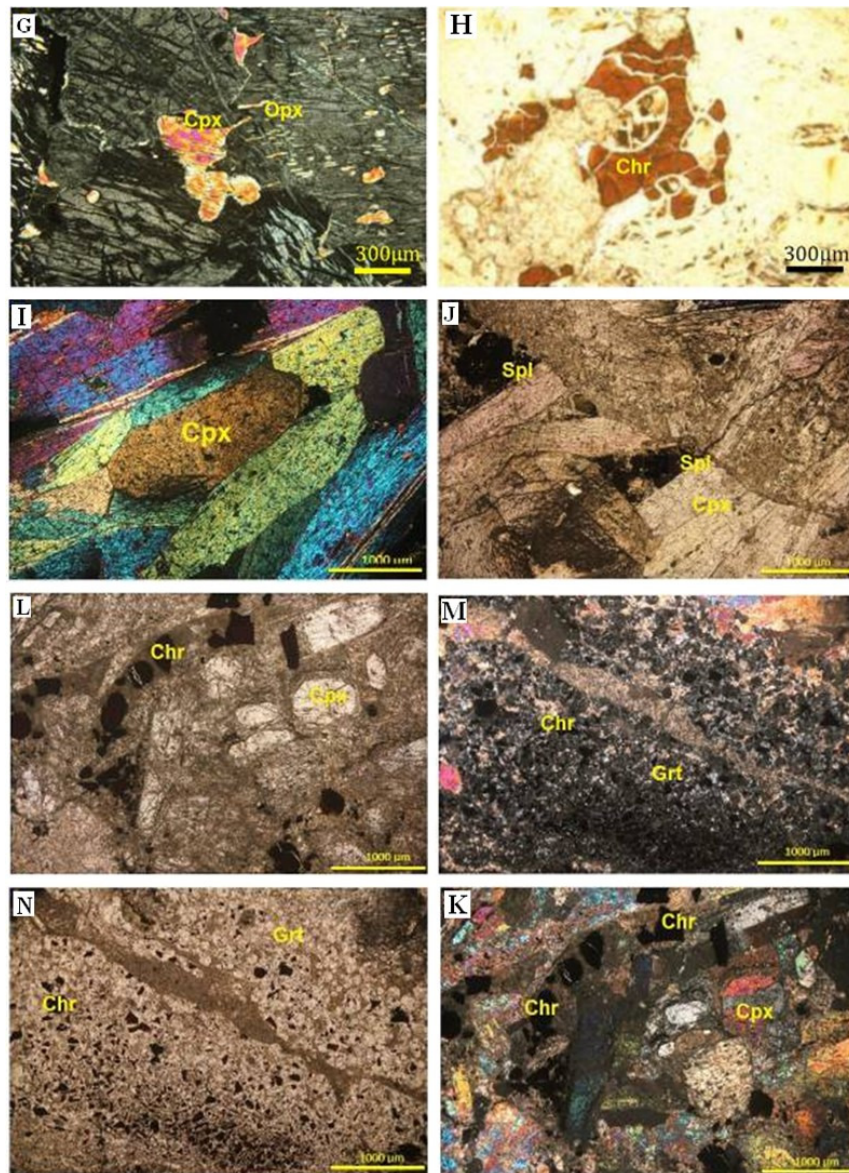


شکل ۴. A, B) بقایای اکسید آهن در لیزاردیت (پزودومورف)، C) الیوین‌های شیبستوز و کشیده- بافت مشبکی، D) ارتوپیروکسن‌های سالم با خاموشی موازی، E) بستیت همراه با هاله کلینوپیروکسن در اطراف، F) ادخال تیغه‌های کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن (بافت اکسولوشن)

Fig. 4. Microscopic photomicrographs: A, B) Replacement of iron oxide in lizardite (pseudomorph), XPL (cross polarized light), PPL (plane polarized light); C) Elongated and schistose olivine-mesh texture, XPL; D) fresh orthopyroxene with parallel extinction, XPL; E) bastite (serpentine) with a clinopyroxene halo around it, XPL; F) Cpx inclusion lamellae as exsolution texture in orthopyroxene, XPL.

^۳ Pull apart

^۴ Post magmatic



ادامه شکل ۴. G) دیالاز احاطه شده توسط ار توپروکسن، کرومیت بی شکل داخل هرزبورژیت، پیروکسن‌های شیزستوز در داخل پیروکسنیت، کروم اسپینل در فضای بین بلورهای پیروکسن، کرومیت‌ها درون ماتریکسی از پیروکسن‌های دفرم شده، کرومیت همراه با گارنت (ژنز هیدروترمالی کرومیت را نشان می‌دهد).

Fig. 4. G) diallage surrounded by orthopyroxene, XPL; H) Unaltered anhedral chromite in harzburgite, PPL., I) Schistose pyroxene arrangements in pyroxenite, XPL; J) Chrome Spinels occurs in the interstitial spaces between pyroxene crystals, PPL; K,L) chromites within a matrix of deformed pyroxenes, XPL,PPL; M,N) Chromite associated with garnets along with the breccia texture in chromite, XPL,PPL. (Lz: lizardite, Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Ser: serpentine, Cpx: clinopyroxene, Chr: chromite, Spl: spinel, Grt: garnet. Abbreviations for names of rock-forming minerals after Whitney and Evans, 2010).

۳-۲- شیمی کانی

نتایج آنالیز کروم اسپینل‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر $\text{Cr \#}$ و $\text{Mg \#}$ دانه‌های کرومیت بیشتر از ۰/۵ می‌باشد. این کرومیت‌ها به‌عنوان منیزیم

نهایتاً کرومیت‌های منطقه مورد بررسی از نوع پادی‌فرم هستند. این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت دانه‌ای بوده و مجموعه کانی‌های اصلی آن‌ها کرومیت و سرپانتین بین منفذی $\pm$ مگنتیت (کانی فرعی) می‌باشد.

دو گروه تقسیم کرد: کرومیت‌های با آلومینیوم بالا ($\#Cr$) و کرومیت‌های Cr بالا ($\#Cr > 0.6$). تمامی کرومیت‌ها در میدان پریدوتیت‌های نوع آلپی قرار می‌گیرند (شکل ۵A-C). در شکل B۵، کرومیت هارزبورژیت‌ها در میدان پریدوتیت نوع آلپی و سایر کرومیت‌ها عمدتاً در میدان بونینیتی قرار می‌گیرند. در این نمودار، در کرومیت مرتبط با هارزبورژیت‌ها یک رابطه معکوس بین $\#Cr$ و $\#Mg$ وجود دارد در حالی که سایر نمونه‌ها مقادیر نسبتاً ثابتی از $\#Cr$ و محدوده نسبتاً وسیعی از $\#Mg$ را نشان می‌دهند. در شکل C۵، اکثر کرومیت‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی محیط‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند در حالی که کرومیت‌های هارزبورژیت‌ها در محدوده پشته میان اقیانوسی (MOR) و در میدان پریدوتیت‌های آبی‌سال واقع می‌شوند. همانطور که ذکر شد، کرومیت‌های موجود در مجموعه‌های کرومیتیت و دونیت، در مقایسه با هارزبورژیت‌ها، $\#Cr$ بالاتری از خود نشان می‌دهند که تشکیل آن‌ها را در یک محیط سوپراسابداکشن و توسط ماگماهای بونینیتی تایید می‌کند (شکل ۵، A۶، B). میزان پایین‌تر $\#Cr$ در هارزبورژیت‌ها شاخص کرومیت‌های ماگمای نوع MOR می‌باشد (شکل C۵). بر مبنای نمودار $\#Cr$ در مقابل TiO_2 کرومیت موجود در دونیت و کرومیتیت در داخل میدان بونینیتی قرار می‌گیرند (به عنوان مثال، شکل C۶). این نمودارها ثابت می‌کند که ماگماتیسم بونینیتی با منیزیم بالا در تولید این سنگ‌ها نقش اصلی را ایفا می‌کند (دیک و بولن، ۱۹۸۴؛ تیلور و همکاران، ۱۹۹۴؛ اوپسال و همکاران، ۲۰۰۹). ماگماتیسم بونینیتی در مقایسه با ماگمای تولییتی میان اقیانوسی به وسیله ذوب‌بخشی بالاتری تولید می‌شود و میزان TiO_2 پایینی دارد. به طور کلی، طبق گفته برخی از محققین (به عنوان مثال، احمد و آرای، ۲۰۰۲؛ رولینسون، ۲۰۰۸؛ گونزالس-جیمز و همکاران، ۲۰۱۱)، کرومیت‌های آلومینیوم بالا از ماگماهای مورب که از قسمت‌های کم عمق تر سکانس گوشته‌ای و نزدیک زون انتقالی (گوشته - پوسته) منشأ می‌گیرند، متبلور شده‌اند. در حالی که کرومیت‌های با کروم بالا از ماگماهای بونینیتی که از قسمت‌های عمیق تر گوشته منشأ می‌گیرند متبلور شده‌اند. ترکیب کرومیت‌های مورد مطالعه تقریباً تغییرات نسبتاً وسیعی در نسبت Cr/Al و تغییرات کوچکی در نسبت Cr/Fe نشان می‌دهد. تغییرات زیاد در نسبت Cr/Al و نسبت‌های کوچک و تقریباً ثابت

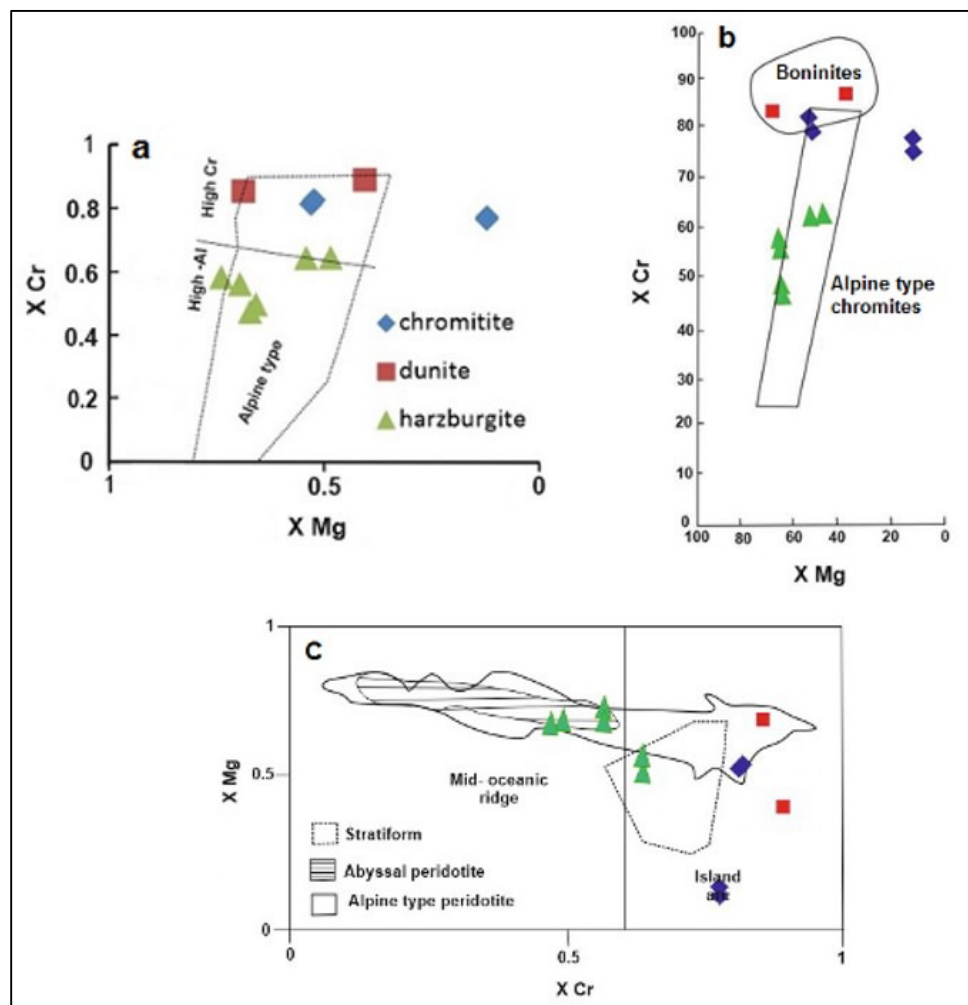
کرومیت معرفی شده‌اند. در کرومیت‌ها میزان Al_2O_3 و میزان Cr_2O_3 کرومیت به ترتیب از ۷/۷ تا ۸/۵ درصد وزنی و ۳۹ تا ۵۶/۶۲ درصد وزنی متغیر است. محتوای Al_2O_3 و Cr_2O_3 کرومیت‌های موجود در دونیت، به ترتیب از ۳/۹ تا ۵/۰۷ درصد وزنی و ۳۴ تا ۶۱ درصد وزنی متغیر است. کرومیت موجود در هارزبورژیت شامل بالاترین مقادیر Al_2O_3 از ۱۳/۰۰ تا ۲۲/۴۸ درصد وزنی و Cr_2O_3 از ۲۸/۰۵ تا ۴۴/۷۰ درصد وزنی می‌باشد که شاخص انواع گونه‌های Al بالا می‌باشد. مقدار آلومینیوم در کرومیت‌های پریدوتیت به درجه ذوب‌بخشی حساس بوده و با افزایش درجه ذوب بخشی، این میزان کاهش می‌یابد (دیک و نتلند، ۱۹۹۶؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۵). این تغییرات منظم در طی فرآیندهای ذوب‌بخشی در حضور سیالات غنی از H_2O رخ می‌دهد. بیشترین $\#Cr$ به ترتیب متعلق به دونیت، کرومیتیت و هارزبورژیت است. افزایش X_{Cr} به معنی افزایش درجه ذوب بخشی در سنگ‌های گوشته میزبان است (دیک و بولن، ۱۹۸۴). بر این اساس، کرومیت‌های با آلومینیوم بالا، درجات ذوب بخشی کمتری را نشان می‌دهند. کرومیت‌ها در تمام انواع سنگ‌های مورد مطالعه دارای محتوای TiO_2 کم می‌باشند. محتوای TiO_2 در کرومیتیت‌ها بیشتر و در دونیت و هارزبورژیت کاهش می‌یابد. در دانه‌های کرومیت موجود در هارزبورژیت‌ها، محتوای MgO و SiO_2 از هسته به حاشیه افزایش یافته اما Cr_2O_3 ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و ZnO کاهش می‌یابد. محتوای MgO در کرومیتیت، دونیت و هارزبورژیت به ترتیب از ۲/۲۶ تا ۱۱/۶۲ وزنی، ۷/۹۳ تا ۱۷/۷۴ درصد وزنی و ۱۰/۱۶ تا ۲۴/۵۰ درصد وزنی متغیر بود. مقدار پایین Al_2O_3 در کرومیت‌های مجموعه‌های دونیتی را می‌توان به رخداد دگرسانی نسبت داد.

۴- بحث

پتروژنز کرومیت‌ها: شیمی کروم اسپینل می‌تواند اطلاعات مهمی در مورد برخی از فرآیندها از جمله فعل و انفعالات بین سنگ-مذاب در پوسته گوشته، ذوب منشأ، تبلور سنگ‌های افیولیتی و فوگاسیته اکسیژن ارائه دهد (ایروین، ۱۹۶۷؛ دیک و بولن، ۱۹۸۴؛ ساک و گیورسو، ۱۹۹۱؛ آرای و یوریموتوف، ۱۹۹۴؛ آرای و همکاران، ۲۰۱۱؛ کامنتسکی و همکاران، ۲۰۰۱؛ ویجت و واندر هاند، ۲۰۱۱؛ پال، ۲۰۰۱؛ احمد و همکاران، ۲۰۲۰؛ بو و همکاران، ۲۰۲۳). با توجه به شکل A۵، نمونه کرومیت‌های مورد مطالعه را می‌توان به

و کرومیت‌های حاصل از کرومیت‌های افیولیتی واقع می‌شوند (شکل ۸A, B). مطابق شکل ۹A، هارزبورژیت‌های گوشته حدوداً بیش از ۲۰ درصد ذوب یک منبع گوشته مورب بارور (FMM) را تجربه کرده‌اند. کرومیت‌های موجود در دونیت و کرومیت‌های قرابت زیادی با مذاب بونینیتی نشان می‌دهند ولی در هارزبورژیت‌ها، کرومیت‌ها انطباق کامل با محدوده بونینیتی نشان نمی‌دهند (شکل ۹A, B). به‌طور کلی، می‌توان نتیجه گرفت که کرومیت‌های با کروم بالا از ماگماهای بونینیتی منشأ می‌گیرند در حالی که کرومیت‌های با مقدار کروم پایین‌تر، از مذاب‌های مخلوط بونینیت-مورب سرچشمه می‌گیرند.

Mg/Fe^{2+} شاخص کانسارهای پادی‌فرم می‌باشد (تایر، ۱۹۶۴). محتوای TiO_2 نمونه‌ها به‌طور سیستماتیک کم می‌باشد ($<0.17\%wt$). این مقادیر کم و تقریباً ثابت TiO_2 شاخص کرومیت‌های افیولیتی و نهشته‌های پادی‌فرم در سایر مکان‌های افیولیتی دنیا نیز می‌باشد (دیک، ۱۹۷۵؛ لبلانک و همکاران، ۱۹۸۰). بر اساس نمودار TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 (شکل ۷) تمامی نمونه‌ها در میدان کرومیت‌های پادی‌فرم واقع می‌شوند. در نمودار سه‌تایی $Cr-Al-Fe^{3+}$ (استیون، ۱۹۴۴) دانه‌های کرومیت در امتداد خط اتصال $Cr-Al$ و در قلمرو آلومینیوم-کرومیت قرار می‌گیرند. آن‌ها همچنین در قلمرو کرومیت‌های حاصل از ماگمای بونینیتی

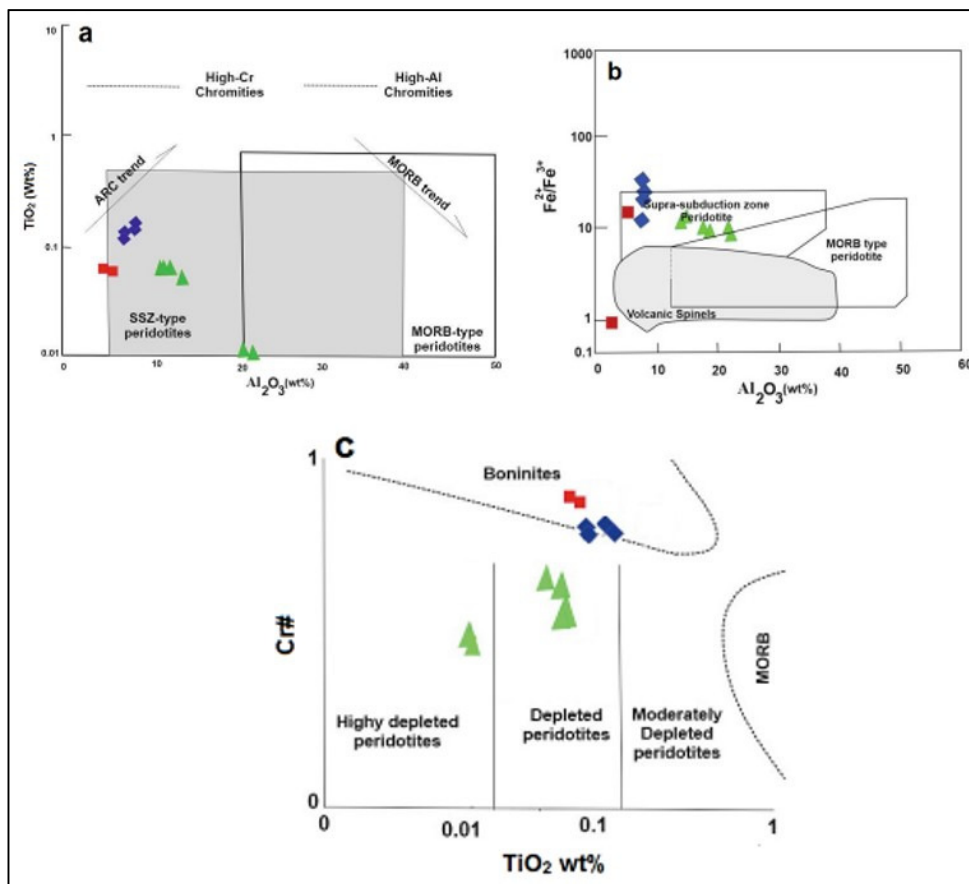


شکل ۵. A-C) ترکیب کرومیت در اولترابازیک‌های ناین در نمودار X_{Mg} ($100Mg/Mg+Fe^{2+}$) در مقابل X_{Cr} ($100Cr/Cr+Al$)
 Fig. 5. A-C: The compositions of Chromite in ultrabasic rocks plotted on the X_{Mg} [$100 Mg/(Mg+Fe^{2+})$] versus X_{Cr} [$100 Cr/(Cr+Al)$] diagram. In panel A, the Alpine-type field is adapted from Irvin (1967), while the high Cr and high Al regions are based on Zhou and Bai (1992). In panel B, the boninitic field is sourced from Roeder and Reynolds (1991), and the Alpine-type peridotite field is derived from Dick and Bullen (1984).

جدول ۱. ترکیب شیمیایی کرومیت در انواع سنگ‌های اولترابازیک مورد بررسی در مجموعه افیولیت نایین

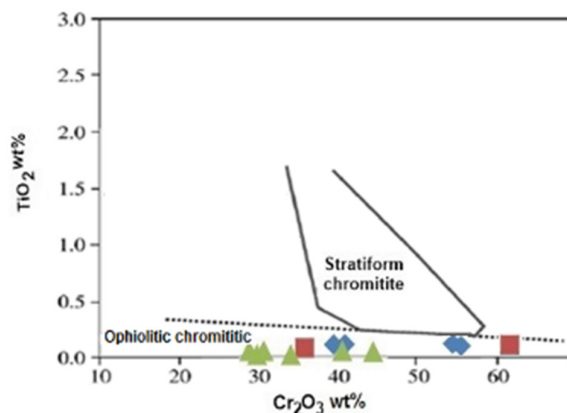
Table 1. Composition of chromite in Nain ultrabasic rocks and Structural formula based on 32 oxygen

[illegible]



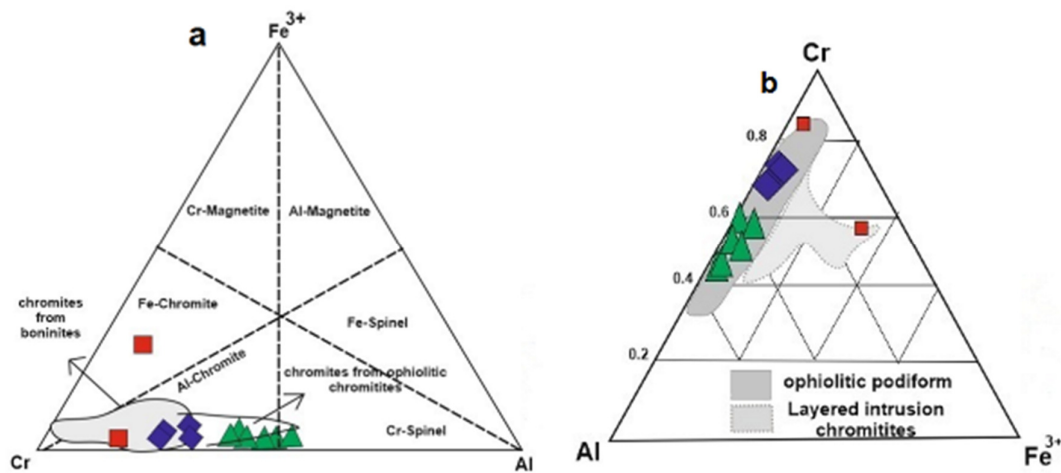
شکل ۶. نمودار تکتونیکی برای کرومیت‌ها (A) $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. بیشتر کرومیت‌ها میدان سوپراسابداکشن را اشغال می‌کنند، (B) دیگرام $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} - \text{Al}_2\text{O}_3$ اکثر نمونه‌ها زون سوپراسابداکشن را به خود اختصاص داده‌اند. (C) نمودار $\text{Cr\#}$ vs TiO_2 (wt%) کرومیت هارزبورگیت‌ها در قلمرو منبع گوشته تهی شده قرار دارند و سایر کرومیت‌ها در محدوده بونینیتی واقع شده‌اند.

Fig. 6. Tectonic discrimination diagram: A) Variations of TiO_2 (wt%) versus Al_2O_3 (wt%) for the studied chromites, with most samples falling within the supra-subduction zone field. B) Diagram showing the variation of $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ against Al_2O_3 (wt. %), where most samples also occupy the supra-subduction zone field. Fields are based on Kamenetsky et al., 2001. C) Plot of $\text{Cr\#}$ versus TiO_2 (wt%) (Jan and Windley, 1990) for the analyzed chromites, indicating that chromites from harzburgites formed in a depleted mantle source, while others fall within the boninitic field. Symbols are as shown in Figure 5.



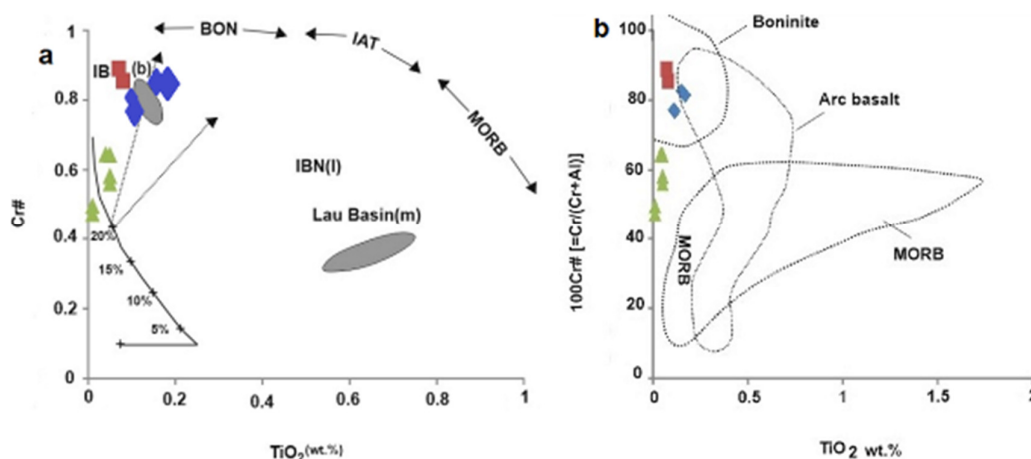
شکل ۷. میزان TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 کرومیت در ناین، میدان کرومیت‌های استراتیفورم و کرومیت‌های افیولیتی را از هم مجزا می‌کند (برگرفته از فراریو و گاروتی، ۱۹۸۸)

Fig. 7. $\text{TiO}_2 / \text{Cr}_2\text{O}_3$ content of Nain chromite, highlighting the distinct fields associated with ophiolitic and stratiform chromitites (Ferrario and Garuti, 1988).



شکل ۸. A) نمودار سه‌تایی Cr-Al-Fe^{3+} و پلات کروم اسپینل‌های منطقه مورد مطالعه که ماهیت بونینیتی کرومیت‌ها را نشان می‌دهد. B) نمودار Cr-Al-Fe^{3+} که ماهیت پادی‌فرم افیولیتی را در کرومیت‌ها نشان می‌دهد.

Fig. 8. A) Trivalent cation diagram (Cr-Al-Fe^{3+}) of spinels (Stevens, 1944), demonstrating the boninitic affinity of Nain chromites. Fields are based on Barnes and Roeder (2001). B) Plot illustrating the ophiolitic podiform affinity of the chromites.



شکل ۹. نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل $\text{Cr\#}$ (A) درجه ذوب بخشی سنگ‌های گوشته و روند واکنش با مذاب‌های بونینیتی، مذاب‌های تولیتی جزایر قوسی و یا مذاب‌های مورب را نشان می‌دهد، B) ترکیب مذاب مشتق شده از ترکیب کروم اسپینل را نشان می‌دهد (برگرفته از آرای و همکاران، ۲۰۱۱)، کرومیت دونیت و کرومیتیت نشان از ماهیت بونینیتی دارد و کرومیت هارزبورژیت‌ها از محدوده بونینیتی فاصله گرفته‌اند.

Fig. 9. The $\text{TiO}_2 / \text{Cr\#}$ plot for chromite A) provides insight into the melting degree of mantle rocks and their reactions with various types of melts, such as boninite, island arc tholeiite, or Mid-Ocean Ridge Basalt. B) The melt composition can be inferred based on the composition of Cr-spinel, as outlined in the study by Arai et al. (2011). The chromites found in dunite and chromitite exhibit boninitic characteristics, while those in harzburgites fall outside the boninite field. The labels "m," "i," and "b" correspond to MORB chemistries, island arc tholeiite, and boninite chemistries, respectively. The IBM designation refers to the Izu-Bonin-Mariana system. This information is based on studies by Pearce et al. (2000) and Arai et al. (2011).

۵- محیط تکتونیکی

این محیط تکتونیکی، فعل و انفعالات سنگ-مذاب در گوشته تحت تأثیر سیالات مربوط به ناحیه فروانش قرار می‌گیرد (کلمن و همکاران، ۱۹۹۰، ۱۹۹۷؛ رابینسون و مالپاس، ۱۹۹۰؛ بودیر و نیکلاس، ۱۹۹۵؛ ادواردز و مالپاس، ۱۹۹۵؛ و همکاران، ۱۹۹۶، ۲۰۰۵؛ پارکینسون و پیرس، ۱۹۹۸). همان‌طور که توسط برخی از پژوهشگران پیشنهاد

افیولیت‌ها در هر دو منطقه زون سوپراسابداکشن (فرافرورانش) و محیط‌های پشته میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند. با این حال، منشأ افیولیت‌های فانروزوئیک معمولاً منطقه فرافرورانش می‌باشند (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴؛ دار و همکاران، ۲۰۰۹؛ پاژ و همکاران، ۲۰۰۹؛ پال، ۲۰۱۱). در

(کامنتسکی و همکاران، ۲۰۰۱). شکل ۶ (A-B) قرارگیری کرومیت‌های کروم بالا در محیط تکتونیکی قوسی را نشان داد. این نمودارها محیط‌های تکتونیکی زون فرافروانش این نوع کرومیت‌ها را نشان می‌دهند که با ماهیت بونینیتی ماگمای والد مطابقت دارد. کرومیت‌های آلومینیوم بالا در میدان سوپراسابداکشن و با تمایل به محیط تکتونیکی نوع مورب قرار می‌گیرند. شکل ۱۰ یک مدل تکتونیکی را برای تشکیل کرومیت در افیولیت ناین نشان می‌دهد. ولکانیسم قوسی و تشکیل حوضه پشت قوس در طول فروانش پوسته اقیانوسی رخ داده است. اعتقاد بر این است که کرومیت‌های آلومینیوم بالا از اولترابازیک‌های گوشته افیولیتی ناین در یک حوضه حاشیه‌ای محلی تشکیل شده‌اند. همان‌گونه که قبلاً ذکر گردید، دو نوع متمایز کانی‌سازی کرومیت در منطقه تشخیص داده شد. بنابراین، منطقی است که منشأهای متفاوتی را در ارتباط با این نوع کانی‌سازی (اویسل و همکاران، ۲۰۰۷؛ گونزالس و همکاران، ۲۰۱۱؛ زاکارینی و همکاران، ۲۰۱۱؛ آکماز و همکاران، ۲۰۱۴) در نظر بگیریم. یکی آن‌هایی که منشأ مورب داشته و در محیط‌های پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند و یا مذاب‌های شبیه مورب که در محیط‌های قوسی تکامل یافته‌اند (کرومیت‌های آلومینیوم بالا) و دیگری ماگماتیسم بونینیتی مرتبط با محیط سوپراسابداکشن می‌باشد (کرومیت‌های کروم بالا) (شکل ۱۰).

۶- نتیجه‌گیری

افیولیت ناین با یک توالی گوشته‌ای همراه با سنگ‌های پوسته‌ای مشخص می‌شود. این توالی گوشته‌ای از هارزبورژیت تهی شده همراه با کمی پلاژیوکلاز لرزولیت + دونیت و کرومیتیت تشکیل شده است. با توجه به موقعیت ژئوتکتونیکی، افیولیت ناین در حوضه‌ای مرتبط با قوس و در طی فروانش پوسته اقیانوسی (صفحه عربی) به زیر خرد قاره‌ای ایران مرکزی ایجاد شده است. نتایج بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان داد که کرومیت‌های مورد بررسی در مجموعه افیولیت ناین را می‌توان به دو گروه دسته‌بندی کرد. گروه اول شامل کرومیت‌های انبانی شکل که با کرومیت + سرپانتین + الیوین + بستیت مشخص می‌شود. گروه دوم از نوع متاسوماتیک بوده و با پیروکسنیت همراه می‌باشد و با

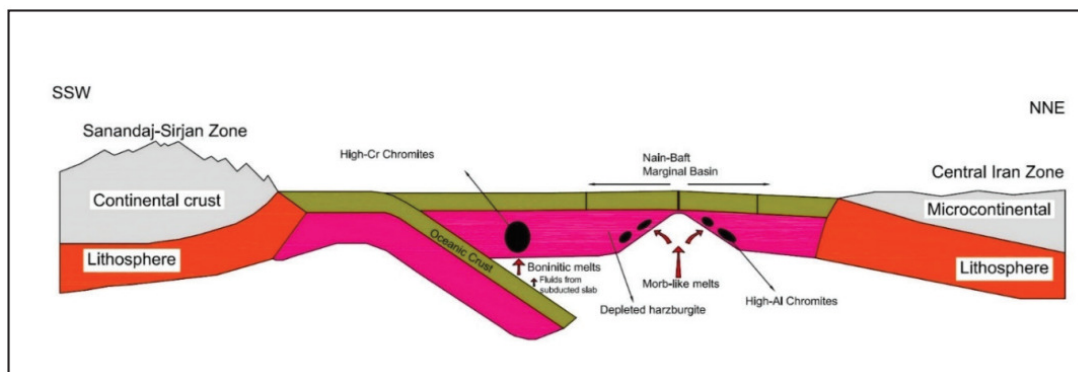
شده است (به‌عنوان مثال، دیک و بولن، ۱۹۸۴؛ ژو و رابینسون، ۱۹۹۷؛ کامنتسکی و همکاران، ۲۰۰۱؛ آرای و همکاران، ۲۰۰۶؛ رولینسون، ۲۰۰۸). کرومیت دارای شاخص‌های پتروژنتیکی مهمی است که به‌وسیله آن محیط تکتونیکی سنگ والد مشخص می‌شود. با بررسی شیمی کرومیت می‌توان بررسی کرد آیا سکانس گوشته‌ای از یک محیط تکتونیکی منفرد (SSZ یا MOR) سرچشمه گرفته یا بیش از یک محیط تکتونیکی دخیل بوده است (پارکینسون و پیرس، ۱۹۹۸، پیرس و همکاران، ۲۰۰۰). کرومیت‌های با $\#Cr$ پایین (<0.60) به یک محیط مورب نسبت داده می‌شوند (به عنوان مثال، دیک و بولن، ۱۹۸۴؛ ژو و همکاران، ۱۹۹۴؛ نیو و هیکنیان، ۱۹۹۷؛ آرای و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱) ولی کرومیت‌های با درصد وزنی TiO_2 کم و $\#Cr$ بالا (به ترتیب <0.3 و >0.6) با یک محیط تکتونیکی قوسی مرتبط هستند (آرای و همکاران، ۲۰۰۶). شفاهی‌مقدم و استرن (۲۰۱۴) پیشنهاد کردند که ماهیت زمین‌شیمیایی بیشتر سنگ‌های افیولیتی ایران شبیه به ماگماهایی است که در یک ناحیه فروانش ایجاد شده‌اند. این ماگما کمربند افیولیتی بیرونی و داخلی زاگرس را تشکیل داده است. این سنگ‌های ماگمایی کاهشی در-Nb Ta و غنی‌شدگی در Th و LILEs نشان می‌دهند. این ویژگی با ماگماتیسمی که در یک زون حاشیه‌ای همگرا (مانند حوضه‌های کمانی، حوضه‌های پشت قوس و جلوی قوس) رخ می‌دهد انطباق نشان می‌دهد. بر اساس جدیدترین مطالعات صورت گرفته توسط شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۲۴) پلاژیوکلاز لرزولیت و اسپینل هارزبورژیت‌های تهی شده در مجموعه افیولیتی ناین، نمایانگر دو مرحله مختلف از تشکیل لیتوسفر اقیانوسی مزوزوئیک در دریای نئوتتیس هستند. لرزولیت‌ها باقی مانده مرحله گسلش-رانس^۵ تشکیل لیتوسفر اقیانوسی در مراحل بسیار اولیه بازشدن دریای نئوتتیس به سمت غرب CEIM در اواخر تریاس-ژوراسیک اولیه هستند. از طرفی، هارزبورژیت‌های تهی شده بقایای ذوب آبدار پریدوتیت‌های گوشته فوقانی در زیر یک مرکز گسترش پیش‌کمانی^۶ درون اقیانوسی در دریای نئوتتیس در دوره کرتاسه پسین می‌باشند. با توجه به نمودارهای تمایز Fe^{2+}/Fe^{3+} در مقابل Al_2O_3 و $TiO_2\%wt$ در مقابل Al_2O_3 ، کرومیت‌های مربوط به محیط‌های تکتونیکی مختلف ترکیبات متفاوتی دارند

^۶ forearc

^۵ rift-drift

محیط سوپراسابداکشن و با تمایل به محیط نوع مورب قرار می‌گیرند. #Cr کمتر در این مجموعه‌ها، شاخص کرومیت‌های ماگمایی نوع MOR است. کرومیت‌های اخیر، از گوشته سرچشمه می‌گیرند و در محیط پریدوتیت‌های گوشته‌ای باقیمانده و تهی شده پلات می‌شوند. این گروه از مخلوطی از مذاب‌های بونینیت-مورب سرچشمه گرفته‌اند. مجموعه‌های مرتبط با هارزبورژیت غنی از آلومینیوم در گوشته بالایی و در ناحیه گذار پوسته به گوشته وجود دارند. می‌توان بیان کرد که تشکیل این مجموعه‌ها مستلزم تبلور بخشی ماگمای بازالتی است که خود به‌وسیله ذوب‌بخشی لرزولیت ایجاد شده است.

مجموعه کانیایی کرومیت + کلینوپیروکسن + گارنت + پره‌نیت + کلریت مشخص می‌شود. با توجه به نتایج شیمی‌کانی، کرومیت‌های مورد مطالعه به دو گروه کروم بالا و آلومینیوم بالا تعلق دارند. همه نمونه‌ها در قلمرو پریدوتیت نوع آلی قرار می‌گیرند. #Cr بالا و TiO_2 کم در دونیت و کرومیت‌ها به همراه سایر داده‌های زمین‌شیمیایی تشکیل آن‌ها را از ماگماهای بونینیتی در یک محیط سوپراسابداکشن تأیید می‌کند. این مجموعه به‌وسیله آزادسازی وسیع و گسترده سیالات در طول ذوب بخشی گوشته لیتوسفیری (در حین فرورانش جهت تشکیل قوس) ایجاد می‌شوند. کرومیت موجود در هارزبورژیت‌ها، در



شکل ۱۰. یک مدل تکتونیکی شماتیک (بدون مقیاس) پیشنهاد شده برای تشکیل کرومیت در سنگ‌های اولترابازیک افیولیت ناین

Fig. 10. A theoretical tectonic model has been suggested for the creation of chromite within ultrabasic rocks found in the Nain ophiolites.

References

- Abdel-Aal, M. A., Shehata, A., Shaimaa A. S. (2018) Mineral chemistry and geochemistry of ophiolitic metaultramafics from Um Halham and Fawakhir, Central Eastern Desert, Egypt. International. Journal of Earth Sciences, 107: 2337-2355.
- Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L., Yamato, P. (2006) Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. Journal of Geophysical Research, 111: B1 401-B11401.
- Ahmed, A. H., Arai, S. (2002) Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonics implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 263-278.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Attia, A. K. (2001) Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. Mineralium Deposita, 36(1): 72-84.
- Ahmed, I. N., Kettanah, Y. A., Ismail, S. A. (2020) Genesis and tectonic setting of high-Cr podiform chromitites of the Rayat ophiolite in the Zagros Suture Zone, Northeastern Iraq. Ore Geology Review, 123: 103583.
- Arai, S., Kadoshima, K., Morishita, T. (2006) Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. Journal of the Geological Society, London, 163: 869-879.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K., Ishimaru, S. (2011) Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. Island Arc, 20 (1): 125-137.
- Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine, 56 (383): 173-184.
- Arai, S., Abe, N. (1994) Podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, Southwest Japan arc. Mineralium Deposita, 29: 434-438.

- Arai, S., Yurimoto, H. (1994) Podiform chromitites of the Taramisaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89(6): 1279–1288.
- Arai, S., Yurimoto, H. (1995) Possible sub-arc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, 4(2): 104–111.
- Arvin, M., Shokri, E. (1997) Genesis and eruptive environment of basalts from the Gogher ophiolitic mélange, southwest of Kerman, Iran. *Ophioliti*, 22: 175–182.
- Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaei, A., La Tour, T. E., Hassanipak, A. A. (2001) Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 19: 61–76.
- Ballhaus, C., Berry, R. F., Green, D. H. (1990) Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, 348: 437–440.
- Barnes, S. J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite-facies metamorphism. *Journal of Petrology*, 41(3): 387–409.
- Barnes, S. J., Roeder, P. L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42(12): 2279–2302.
- Beeson, M. H., Jackson, E. D. (1969) Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana. *American Mineralogist*, 54(7-8): 1084–1100.
- Berberian, M., King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 1763–1764.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology* (Second Edition). Blackwell Science Ltd., Library of Congress Cataloging-in-Publication Data.
- Bo, R. Z., Dilek, Y., Nasir, S., Wu, W. W., Cai, P. J., Lu, Y. X., Lian, D. Y., Yang, J. S. (2023) Mineral and whole-rock geochemistry of high-Al podiform chromitites in the Fizeh massif of the Cretaceous Oman ophiolite: origin of hydrous, N-MORB melts in a nascent forearc setting. *Journal of Geological Society, London*.
- Boudier, F., Nicolas, A. (1995) Nature of the Moho transition zone in the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, 36(3): 777–796.
- Büchl, A., Brugmann, G., Batanova, V. G. (2004) Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos Complex, Cyprus. *Chemical Geology*, 208(1-4): 217–232.
- Cameron, E. N. (1976) Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 1025–1033.
- Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I., Styles, M. T. (2009) Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga/Ti-FeIII systematic in chrome-spinel. *Chemical Geology*, 261: 199–216.
- Davoudzadeh, M. (1972) *Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran*. Geological Survey of Iran Internal Report, Iran, 89 p.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K. (1981) on the rotation of the Central-East Iran Microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Monatshefte Jg. Heft, 3*: 180–192.
- Desmons, J., Beccaluva, L. (1983) Mid-Ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: palaeogeographic implications: complementary reference. *Chemical Geology*, 39: 39–63.
- Dick, H. J. B., 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: 54–76.
- Dick, H. J. B., Natland, J. H. (1996) Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. *Scientific Results: Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 147: 103–134.
- Dickey, J. S. (1975) A hypothesis of origin for podiform chromium deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39 (6-7): 1063–1074.
- Donmez, C., Keskin, S., Gunay, K., Colakoglu, A. O., Ciftci, Y., Uysal, I., Turkel, A., Yildirim, N. (2014) Chromite and PGE geochemistry of the Elekdağ Ophiolite (Kastamonu, Northern Turkey): Implications for deep magmatic processes in a suprasubduction zone setting. *Ore Geology Reviews*, 57: 216–228.
- Eales, H. V., Reynolds, I. M. (1986) Cryptic variations within chromitites of the upper critical zone, northwestern Bushveld Complex. *Economic Geology*, 81(5): 1056–1066.
- Edwards, S. J., Malpas, J. (1995) Multiple origins for mantle harzburgites: examples from the Lewis Hills, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(7): 1046–1057.
- Eslami, A., Stamatakis, M. G., Perraki, M., Vasilatos, C. H., Hollingbery, L. (2015) On the occurrence of Mg- and Fe-rich carbonate mineral assemblages hosted in the Nain ophiolite mélange, Central Iran and their industrial potential. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie-Abhandlungen*, 192(1): 59–71.
- Evans, B. W., Frost, B. R. (1975) Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39 (6-7): 959–972.
- Farkas, J., Chrastny, V., Novak, M., Cadkova, E., Pasava, J., Chakrabarti, R., Jacobsen, S. B., Ackerman, L., Bullen, T. D. (2013) Chromium isotope variations ($\delta^{53}/^{52}\text{Cr}$) in mantle-derived

- sources and their weathering products: Implications for environmental studies and the evolution of $\delta^{53}\text{Cr}$ in the Earth's mantle over geologic time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 123: 74–92.
- Ferrario, A., Garuti, G. (1988) Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia complex (Central Goiás, Brazil). In: Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowles, J. F. W., Cribb, S. J., (Eds.). Elsevier Applied Sciences, London, UK, *Geo-Platinum*, 87: 261–272.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H. (2010) Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, Central Iran. *Journal of Geodynamics*, 49 (5): 261–270.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H. (2011) The geodynamic setting of the Nain ophiolites, central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks. *Ophiolite*, 36(1): 59–76.
- Ghazi, J. M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H. Moazzen, M. (2010) Geochemistry of gabbroic pockets of a mantle sequence in the Nain ophiolite (Central Iran): Constraints on petrogenesis and tectonic setting of the ophiolite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 187 (1): 49–62.
- González-Jiménez, J. M., Proenza, J. A., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Blanco-Moreno, J. A., Ruiz-Sanchez, R., Griffin, W. L. (2011) High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tanamo District, Mayari-Cristal ophiolitic massif (Eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements. *Lithos*, 125 (1-2): 101–121.
- Hassanipak, A. A., Ghazi, A. M. (2000) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Science*, 18: 109–121.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., Hofmann, A. W. (2001) Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean ridge peridotites. *Nature*, 410 (6829): 677–681.
- Hoffman, M. A., Walker, D. (1978) Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover Ultramafic Bodies, South-Central Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 699–710.
- Irvine, T. N. (1965) Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 1. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2(6): 648–672.
- Irvine, T. N. (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4(1): 71–103.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H., Fiske, R. (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg125, In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Project. Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 125: 445–485.
- Jan, M. Q., Windley, B. F. (1990) Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31 (3): 667–715.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., 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.
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H. J. B. (1997) A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic ridges. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London Series A-Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 355 (1723): 283–318.
- Kelemen, P. B., Joyce, D. B., Webster, J. D., Holloway, J. R. (1990) Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150–1050°C and 5 kbar. *Journal of Petrology*, 31(1): 99–134.
- Khalatbari-Jafaria, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Jo Cotton, J. Emami, H. (2004) New geo-logical, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 23: 507–535.
- Khalil, A. E. and Azer, M. K. (2007) Supra-subduction affinity in the Neoproterozoic serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: evidence from mineral composition. *Journal of African Earth Sciences*, 49: 136–152.
- Khedr, M. Z., Arai, S. (2017) Peridotite-chromitite complexes in the Eastern Desert of Egypt: Insight into Neoproterozoic sub-arc mantle processes. *Gondwana Research*, 52: 59–79.
- Khedr, M. Z., Takazawa, E., Hauzenberger, C., Tamura, A., Arai, S., Stern, R. J., Morishita, T., El-Awady, A. (2022) Petrogenesis of arc-related serpentinized peridotites (Egypt): Insights into Neoproterozoic mantle evolution beneath the Arabian-Nubian Shield. *Journal of Asian Earth Science*, 226: 105078.
- Khudeir Ali, A., El Haddad, M. A., Leake, B. E. (1992) Compositional variation in chromite from the Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*, 56(385): 567–574.
- Kubo, K. (2002) Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaiake Peridotite, Hokkaido, Japan. *Journal of Petrology*, 43(3): 423–448.

- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D. G., Moutte, J., Nicolas, A., Prinzhofer, A., Rabinovitch, M., Routhier, P. (1980) Essai sur la genese des Corps podiformes de chromitite dans les peridotites ophiolitiques: etude des chromites de NouvelleCaledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale. In: Proc. International Ophiolite Symposium, Geol. Surv.Dept. Cyprus: 691-701.
- Liipo, J., Vuollo, J., Nykanen, V., Piirainen, T., Pekkarinen, L., Tuokko, I. (1995) Chromites from the early Proterozoic Outokumpu-Jormua Ophiolite Belt: a comparison with chromites from Mesozoic ophiolites. *Lithos*, 36(1): 15-27.
- Liu, J. G., Su, B. X., Liu, X., Li, W. J., Bai, Y., Wang, J., Wen, X. J., Li, S. H. (2024) Characterization and origin of high-Al chromitites: A case study of chromite deposit in the Kudi ophiolite in the NW Tibetan Plateau. *Lithos*, 485-485: 1-16.
- Lord, R. A., Prichard, H. M., Neary, C. R. (2004) Chromite geochemistry and PGE fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipeira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, 99 (2): 339-363.
- Maqbool Bhat, I., Ahmad, T., Subba Rao, D. V. (2017) Geochemical Characterization of Serpentinized Peridotites from the Shergol Ophiolitic Slice along the Indus Suture Zone (ISZ), Ladakh Himalaya, India. *The Journal of Geology*, 125 (5): 501-513.
- Matsumoto, I. Arai, S. (2001) Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun Zone (SW Japan): implications for mantle/ melt reaction and chromitite formation processes. *Mineralogy and Petrology*, 73: 305-323.
- Matveev, S., Ballhaus, C. (2002) Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1): 235-243.
- Medaris, Jr. G., Wang, H., Jelínek, E., Mihaljevič, M., Jakeš, P. (2005) Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 82: 1-23.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T. V., Thalhammer, O. A. R. (1999) The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita*, 34: 250-272.
- Merlini, A., Grieco, G., Diella, V. (2009) Ferritchromite and chromian-chlorite formation in melange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). *American Mineralogist*, 94(10): 1459-1467.
- Mitra, S. (1992) Applied Mössbauer Spectroscopy: theory and practice for Geochemists and Archaeologists. Physics and Chemistry of the earth series, Oxford, Pergamon Press, 381p.
- Mondal, S. K., Ripley, E. M., Li, C., Frei, R. (2006) The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singbhum Craton, India. *Precambrian Research*, 148(1): 45-66.
- Moores, E. M. and Fairbridge, R. W. (1997) Encyclopedia of European and Asian regional geology. Chapman & Hall, London, 896p.
- Naderi, F., Torabi, Gh., 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)
- Nadimi, A., Sohrabi, A. (2008) Nain tectonic mélange, Central Iran: Strike-slip faulting and tectonics evolution. 3rd International Geomodelling Conference, Firenze, Italy, 84 - 88.
- Niu, Y. (1997) Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38(8): 1047-1074.
- Niu, Y., Hekinian, R. (1997) Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385: 326-329.
- Pagé, P., Bedard, J. H., Tremblay, A. (2009) Geochemical variations in depleted fore-arc mantle: the Ordovician Thetford Mines Ophiolite. *Lithos*, 113(1-2): 21-47.
- Pal, T. (2011) Petrology and geochemistry of the Andaman ophiolite: melt-rock interaction in a suprasubduction-zone setting. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 1031-1045.
- Pal, T., Bhattacharya, A., Nagendran, G., Yanthan, N. M., Singh, R., Raghmani, N. (2014) Petrogenesis of chromites from the Manipur ophiolite belt, NE India: evidence for a suprasubduction zone setting prior to Indo-Myanmar collision. *Mineralogy and Petrology*, 108 (5): 713-726.
- Pal, T., Mitra, S. (2004) P-T-fO₂ controls on a partly inverse chromite-bearing ultramafic intrusive: an evaluation from the Sukinda Massif, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5): 483-493.
- Parkinson, I. J., Pearce, J. A. (1998) Peridotites from the IzuBonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9): 1577-1618.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1995) Microtectonics. Springer Verlag, Berlin, 289p.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. Leat, P. T. (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (1): 36-53.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological*

- Society, London, Special Publications, 16(1): 77-94.
- Piccardo, G. B., Zanetti, A., Müntener, O. (2007) Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94(1-4): 181-209.
- Pirnia, T., Arai, S., Torabi, G. (2010) Post-deformational impregnation of depleted MORB in Nain Iherzolite (Central Iran). *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 105(2): 74-79.
- Pirnia, T., Saccani, E. and Arai, S. (2018) Spinel and plagioclase peridotites of the Nain ophiolite (Central Iran): evidence for the incipient stage of oceanic basin formation. *Lithos*, 310-311: 1-19.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bodinier, J. L. (1999) Aland Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in supra-subduction mantle. *Economic Geology*, 94 (4): 547-566.
- Proenza, J. A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo, F., Garuti, G. (2007) Chromian spinel composition and the Platinum group minerals of the PGE-rich Loma Peguera Chromitites, Loma Caribe Peridotite, Dominican Republic. *The Canadian Mineralogist*, 45(3): 631-648.
- Rahgoshay, M., Shafaii-Moghadam, H. (2004) Metamorphism stages in Nain ophiolitic massif, Central Iran: 5th international symposium on Eastern Mediterranean Geology, Greece, proceeding: 271-274.
- Rahmani, F., Noghreyan, M., Khalili, M. (2007) Geochemistry of sheeted dikes in the Nain ophiolite (Central Iran). *Ophiolite*, 32(2): 119-129.
- Roberts, S. (1988) Ophiolitic chromitite formation, a marginal basin Phenomenon. *Economic Geology*, 83 (5): 1034-1036.
- Robinson, P. T., Malpas, J. (1990) The Troodos Ophiolite of Cyprus: new perspectives on its origin and emplacement. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C., (Eds.), *Ophiolites of the Symposium "Troodos 1987"*, The Geological Survey Department, Nicosia, 13-26.
- Roeder, P. L., Reynolds, I. (1991) Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology*, 32(5): 909-934.
- Rollinson, H. (2008) The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman Ophiolite: inferred parental melt composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 273-288.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117: 209-228.
- Sack, R. O., Ghiorso, M. S. (1991) Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist*, 76 (5-6): 827-847.
- Sangari, M., Ahmadi Khalaji, A., Noori khankahdani, K., Tahmasbi, Z. (2023) Geochemistry, protolith and tectonic setting of serpentinites from the Neyriz ophiolitic complex in the south of Bavanat (Fars Province). *New Findings in Applied Geology*, 35(18): 149-165 (in Persian).
- Sedki, T., Shehata, A., Mohamed, H. A. (2019) Geochemistry dataset of the Sol Hamed Neoproterozoic ophiolitic serpentinites. *Southern Eastern Desert, Egypt*: 25.
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R. J. (2013) U-Pb Zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolites, Central Iran. *Journal of the Geological Society, London*, 170: 175-184.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148(5-6): 762-801.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31-59.
- Shahabpour, J. (2004) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Science*, 24: 405-417.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S. (2010) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abhandlungen Band*, 3: 255-275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S., Samadi, R. and Gazel, E. (2014) Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): implications for the Eastern NeoTethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, 273: 89-120.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, Gh., Samadi, R. (2019) Application of petrologic findings and geochemical data in environmental geology studies of ophiolitic areas: Case studies in the north of Nain and Ashin (Isfahan Province). *New Findings in Applied Geology*, 26 (13): 67-78 (in Persian).
- Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N. R., Dantas, E. L., Torabi, G., Meisel, T. C. (2022) Subduction initiation of the Neo-Tethys Ocean in Central Iran based on U-Pb geochronology, geochemical and Nd isotope data of the Ashin ophiolite. *Ophiolite*, 47: 155-171.
- 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): 1-13.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K., Ghazi, A. M. (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(9): 1053-1067.
- Singh, A. K., Singh, R. B. (2013) Genetic implications of Zn-and Mn-rich Cr-spinels in serpentinites of the Tidding Suture Zone, eastern Himalaya, NE India. *Geological Journal*, 48 (1): 22-38.
- Snow, J. E., Dick, H. J. B. (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (20): 4219-4235.
- Stevens, R. E. (1944) Composition of some chromites of the Western Hemisphere. *American Mineralogist*, 29 (1-2): 1-34.
- Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C. A & Drake, C. L (Eds). *The Geology of Continental Margines*. Springer, New York, 873-887.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313-345
- Takin, M. (1974) Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235: 147-150.
- Taylor, R. N., Nesbitt, R. W., Vidal, P., Harmon, R. S., Auvray, B., Croudace, I. W. (1994) Mineralogy, Chemistry and Genesis of the Boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, 35(3): 577-617.
- Thayer, T. P. (1964) Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits, and Some Observations on the GuelmanSoridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59(8): 1497-1524.
- Torabi, G., Arai, S., Morishita, T., Tamura, A. (2017) Mantle hornblendites of Naefin ophiolite (Central Iran): Evidence of deep high temperature hydrothermal metasomatism in an upper mantle section. *Petrology*, 25: 114-137.
- Torabi, Gh., Noorbehesht, I., Shirdashtzadeh, N., Pirnia, T. (2007) Geothermometry of skarns in the Nain ophiolitic mélange (Isfahan province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 2: 357-382. (in Persian with English abstract)
- Uysal, I., Sadiklar, M. B., Tarkian, M., Karsli, O., Aydin, F. (2005) Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineralogy and Petrology*, 83: 219-242.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Sadiklar, M. B., Tarkian, M., Thalhammer, O. A. R., Garuti, G. (2009) The podiform chromitites in the Dagkulu and Kavak mines, Eskişehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. *Geological Acta*, 7(3): 351-362.
- Voigt, M., Von der Handt, A. (2011) Influence of subsolidus processes on the chromium number in spinel in ultramafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(4): 675-689.
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Lee, H. Y. (2012a) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Bai, W. J. (1994) Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29: 98-101.
- Zhou, M. F., Bai, W. J. (1992) Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita*, 27: 192-199.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T. (1994) High-Cr and High-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36(7): 678-686.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T. (1997) Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92(2): 259-262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Edwards, S. J., Qi, L. (2005) REE and PGE geochemical constraints on the formation of Dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Petrology*, 46(3): 615-639.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Li, Z. (1996) Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3-21.
- Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R. R., Kerrich, R. W. (1998) Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4): 677-688.
- Zhu, Q. M., Zhu, Y. F. (2020) Chromitite genesis based on chrome-spinels and their inclusions in the Sartohay podiform chromitites in west Junggar of Northwest China. *Ore Geology Review*, 119: 103401.