



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2026.1167



Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting

Majid Ghasemi Siani ^{1*} , Behzad Mehrabi ² , Aras Badrooj ³, Hamed Ebrahimi Fard ⁴ , Yusuf Kagan Kadioglu ⁵ , Ali Akbar Beshkani ⁶, Eisa Mataji Amirrouf ⁷

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Earth Sciences, College of Science, Sultan Qaboos University, Muscat, Sultanate of Oman

³ M.Sc. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

⁴ Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

⁵ Professor, Department of Geological Engineering, Ankara University, Tandogan, Ankara, Türkiye

⁶ M.Sc., Department of Geochemistry, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

⁷ Assistant Professor, Department of Geology, Chalus Branch, Islamic Azad University, Chalus, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 30 December 2025

Revised: 28 February 2026

Accepted: 09 March 2026

Keywords

Mineral chemistry

Peridotite

Chromitite

Supra-subduction zone

Bashagard ophiolite mélange

Complex

Makran accretionary prism

*Corresponding author

Majid Ghasemi Siani

✉ m.ghasemi@khu.ac.ir

ABSTRACT

The Bashagard ophiolite-mélange complex, located within the Makran accretionary prism, primarily comprises mantle sequences consisting of harzburgite, dunite, lherzolite, pyroxenite, and chromitite lenses. Petrographic studies indicate that the ultramafic, mafic, and acidic units of this complex are composed of peridotite, gabbro, and granodiorite, respectively, falling within the tholeiitic magmatic series and transitional zone. REE patterns reveal an enrichment of peridotites in LILEs and LREEs, alongside a depletion in HFSEs and HREEs. This signature is interpreted as a result of partial melting processes and the interaction of fluids and transient melts with pristine mantle peridotites. Based on silicate mineral chemistry, clinopyroxenes in the ultramafic units are diopsidic, characterized by a compositional range of $Wo_{46.03-51.16}$, $En_{45.45-53.97}$, and $Fs_{0.00-4.79}$. They exhibit low Al_2O_3 and TiO_2 contents, consistent with compositional trends spanning from fore-arc to abyssal peridotites. The chrome-spinels within the chromitites demonstrate compositional affinity with fore-arc peridotites. These chrome-spinels possess a high Cr# and appear to have crystallized from a boninitic melt generated under hydrous conditions via high degrees of partial melting of a depleted mantle source. Moreover, the mineral chemistry of the studied peridotites exhibits a dual nature, displaying characteristics of abyssal, fore-arc, and boninitic environments. This mantle sequence likely evolved in a Supra-Subduction Zone (SSZ) setting, resulting from the subduction of the Neo-Tethys Ocean and the final collision of the Arabian Plate with the Makran Block during the Late Cretaceous.

How to cite this article

Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Badrooj, A., Ebrahimi Fard, H., Kadioglu, Y.K., Beshkani, A.A. and Mataji Amirrouf, E., 2026. Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 69–119. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1167>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Understanding the origin, evolution, and metallogenic processes of mantle peridotites is fundamental for reconstructing the geodynamic history of oceanic basins and supra-subduction zone (SSZ) settings. Ophiolitic mantle peridotites and their associated podiform chromitites preserve robust records of mantle melting regimes, melt–rock interactions, and tectonomagmatic evolution during oceanic spreading and subduction initiation (Leblanc and Nicolas, 1992; Arai, 1994). Within the Neo-Tethyan realm, the Makran Accretionary Prism (MACP) of southeastern Iran represents a key tectonic domain containing accreted fragments of oceanic lithosphere formed during the convergence of the Arabian and Eurasian plates (McCall, 2002; Shafaii Moghadam and Stern, 2015). Despite extensive investigations, the petrogenesis, mantle-source characteristics, and tectonic significance of chromitite-bearing peridotites from the Bashagard Ophiolite Mélange Complex (BOMC) remain poorly constrained. Previous studies have variously interpreted Makran ultramafic–mafic assemblages as products of mid-ocean ridge (MOR), plume-related, or SSZ magmatism, highlighting the lack of an integrated petro-geochemical and mineral-chemical framework (e.g., Ghazi et al., 2004; Delavari et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Ghasemi Siani et al., 2025). In particular, the processes controlling podiform chromitite mineralization and the role of slab-derived hydrous melts in modifying the mantle wedge beneath the MACP remain debated. The principal objective of this study is to constrain the tectonomagmatic setting and mantle evolution of chromitite-hosting peridotites in the BOMC through an integrated dataset including petrography, whole-rock geochemistry, mineral chemistry, and detrital-zircon U–Pb geochronology to discriminate between abyssal and SSZ mantle processes and refine regional geodynamic models for the MACP.

Material and methods

To characterize chromite mineralization and its petrogenetic controls within the BOMC, representative surface samples were systematically collected from ultramafic and mafic lithological units during detailed geological field surveys, guided by lithological variability and field relationships. Polished thin sections and polished blocks of ultramafic, mafic, and felsic igneous rocks, as well as associated chromitite ore bodies, were prepared for petrographic, mineralogical, and textural analyses using transmitted- and reflected-light microscopy at Kharazmi University.

Following microscopic examination, representative chromite-bearing host rocks and massive chromitite samples were selected for whole-rock geochemical analyses. Major-element concentrations were determined by X-ray fluorescence (XRF), whereas trace and rare-earth elements (REE) were analyzed by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP–MS; Agilent 7900) at the Iranian Mineral Processing Research Center and Ankara University. Prior to analysis, samples were crushed, powdered in an agate mill, and prepared following standard analytical protocols.

Mineral chemical compositions of orthopyroxene, clinopyroxene, and chrome-spinel were measured with a CAMECA SX100 electron microprobe at the State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan), under well-defined analytical conditions. Ferric-iron contents in pyroxenes were calculated using the charge-balance method of Cawthorn and Collerson (1974). In addition, detrital zircon grains separated from a sandstone sample were examined by cathodoluminescence imaging and analyzed by LA–ICP–MS U–Pb geochronology using a 193 nm excimer laser system at China University of Geosciences (Wuhan).

Results and Discussion

Petrographic, whole-rock geochemical, and mineral-chemical data from the BOMC indicate that the ultramafic and mafic rocks were derived from a

strongly depleted mantle source that was subsequently modified by supra-subduction-zone (SSZ) processes during the early stages of subduction initiation. The dominant harzburgite, lherzolite, and dunite units display adcumulate to mesocumulate textures and variably deformed protogranular to cataclastic fabrics, consistent with upper-mantle peridotites formed in fore-arc settings. Widespread serpentinization, development of mesh textures, and preservation of relict olivine and clinopyroxene indicate post-magmatic hydration under tectonically active conditions.

Whole-rock geochemical data reveal extremely low Al_2O_3 and TiO_2 contents, implying high degrees of partial melting. Elevated Cr# values in chrome-spinel and high Mg# values in pyroxenes further support derivation from a strongly depleted mantle source genetically linked to hydrous SSZ settings and comparable to fore-arc peridotites (e.g., [Kamenetsky et al., 2001](#)). Clinopyroxene compositions plotted on TiO_2 vs. Al_2O_3 , TiO_2 vs. Mg#, and Cr# vs. Mg# discrimination diagrams display transitional trends between abyssal and SSZ peridotites, reflecting pervasive melt–rock interaction with slab-derived melts during subduction initiation ([Johnson et al., 1990](#)). These melts were likely boninitic to island-arc tholeiitic in composition.

Field observations of dunite channels, coupled with petrographic evidence for Cr-rich melt infiltration, suggest focused melt transport and channelized percolation that enhanced chromium enrichment and promoted the formation of podiform chromitite lenses typical of fore-arc ophiolitic systems ([González-Jiménez et al., 2014a](#); [González-Jiménez et al., 2014b](#)). Mafic units including olivine gabbro, gabbro-norite, diabase dikes, and plagiogranite display predominantly tholeiitic affinities on SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, Zr/Y vs. Th/Yb, and Zr vs. Y diagrams, with subordinate calc-alkaline signatures, indicating a composite magmatic evolution influenced by both MORB-like and SSZ melts.

U–Pb analysis of detrital zircons from sandstone lenses yielded Early Carboniferous (Tournaisian) ages of approximately 350 ± 6 Ma, with Th/U ratios indicative of magmatic origin (e.g., [Cherniak and Watson, 2000](#); [Kirkland et al., 2015](#)). These inherited zircons record sediment supply from older continental or arc-related crust. Integrated with regional tectonic constraints, the BOMC documents a multistage evolution involving Neo-Tethyan seafloor spreading, subduction initiation, fore-arc development, and final accretion and obduction during convergence between the Arabian Plate and the Lut Block (e.g., [McCall, 2002](#); [Shafaii Moghadam and Stern, 2015](#); [Barbero et al., 2025](#)).



زمین‌شیمی و سنگ‌زایی کمپلکس افیولیتی بشاگرد، منشور برافرایشی مکران، جنوب شرقی ایران: رهیافتی بر منشأ ماگما و جایگاه تکنونوماگمایی

مجید قاسمی سیانی^{۱*}، بهزاد مهربانی^۲، آراس بادروج^۳، حامد ابراهیمی فرد^۴، یوسف کاگان کادیوخلو^۵، علی اکبر بشکنی^۶، عیسی متاجی امیررود^۷

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه سلطان قابوس، مسقط، سلطان‌نشین عمان

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۴ دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۵ استاد، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه آنکارا، تاندوغان، آنکارا، ترکیه

^۶ کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران

^۷ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد چالوس، چالوس، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۲/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۱۸

چکیده

کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در منشور برافرایشی مکران، اغلب از توالی‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت و عدسی‌های کرومیتیت تشکیل شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهد، واحدهای اولترامافیک، مافیک و اسیدی این کمپلکس به ترتیب، شامل پریدوتیت، گابرو و گرانودیوریت هستند و در سری‌های ماگمایی تولیتی و پهنه انتقالی قرار دارند. الگوهای عناصر کمیاب خاکی بیانگر غنی‌شدگی پریدوتیت‌ها از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE و HREE است که با فرایند ذوب‌بخشی و واکنش سیالات و مذاب‌های گذری با پریدوتیت‌های گوشته‌ای اولیه تفسیر می‌شود. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی‌های سیلیکاته، کلینوپيروکسن‌های واحدهای اولترامافیک از نوع دیوپسید هستند و گستره ترکیبی آنها شامل $Wo_{46.03-51.16}$ ، $En_{45.45-53.97}$ و $Fs_{0.00-4.79}$ است و دارای مقادیر پایین Al_2O_3 و TiO_2 بوده که با روند ترکیبی پریدوتیت‌های جلوی کمان اقیانوسی تا پریدوتیت‌های اقیانوسی عمیق سازگار است. کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها دارای قرابت ترکیبی با پریدوتیت‌های جلوی کمان اقیانوسی هستند. این کروم‌اسپینل‌ها دارای عدد کروم (Cr#) بالا بوده و به نظر می‌رسد از یک مذاب بونینیتی شکل گرفته در شرایط آبدار و حاصل از درجه‌های بالای ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای تهی شده تبلور یافته‌اند. علاوه بر این، شیمی کانی در پریدوتیت‌های مورد بررسی ماهیتی دوگانه، شامل ویژگی‌های اقیانوسی-عمیق، جلوی کمان و بونینیتی را نشان می‌دهد. این توالی گوشته‌ای احتمالاً در یک پهنه فرفروانشی تکامل یافته است که ناشی از فروانش اقیانوس نئوتتیس و برخورد نهایی صفحه عربی با بلوک مکران در کرتاسه پسین است.

واژه‌های کلیدی

شیمی کانی
پریدوتیت
کرومیتیت
پهنه فرفروانشی
کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد
منشور برافرایشی مکران

نویسنده مسئول

مجید قاسمی سیانی
✉ m.ghasemi@khu.ac.ir

استناد به این مقاله

قاسمی سیانی، مجید؛ مهربانی، بهزاد؛ بادروج، آراس؛ ابراهیمی فرد، حامد؛ کادیوخلو، یوسف کاگان؛ بشکنی، علی اکبر و متاجی امیررود، عیسی، ۱۴۰۵. زمین‌شیمی و سنگ‌زایی کمپلکس افیولیتی بشاگرد، منشور برافرایشی مکران، جنوب شرقی ایران: رهیافتی بر منشأ ماگما و جایگاه تکنونوماگمایی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۶۹-۱۱۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1167>

مقدمه

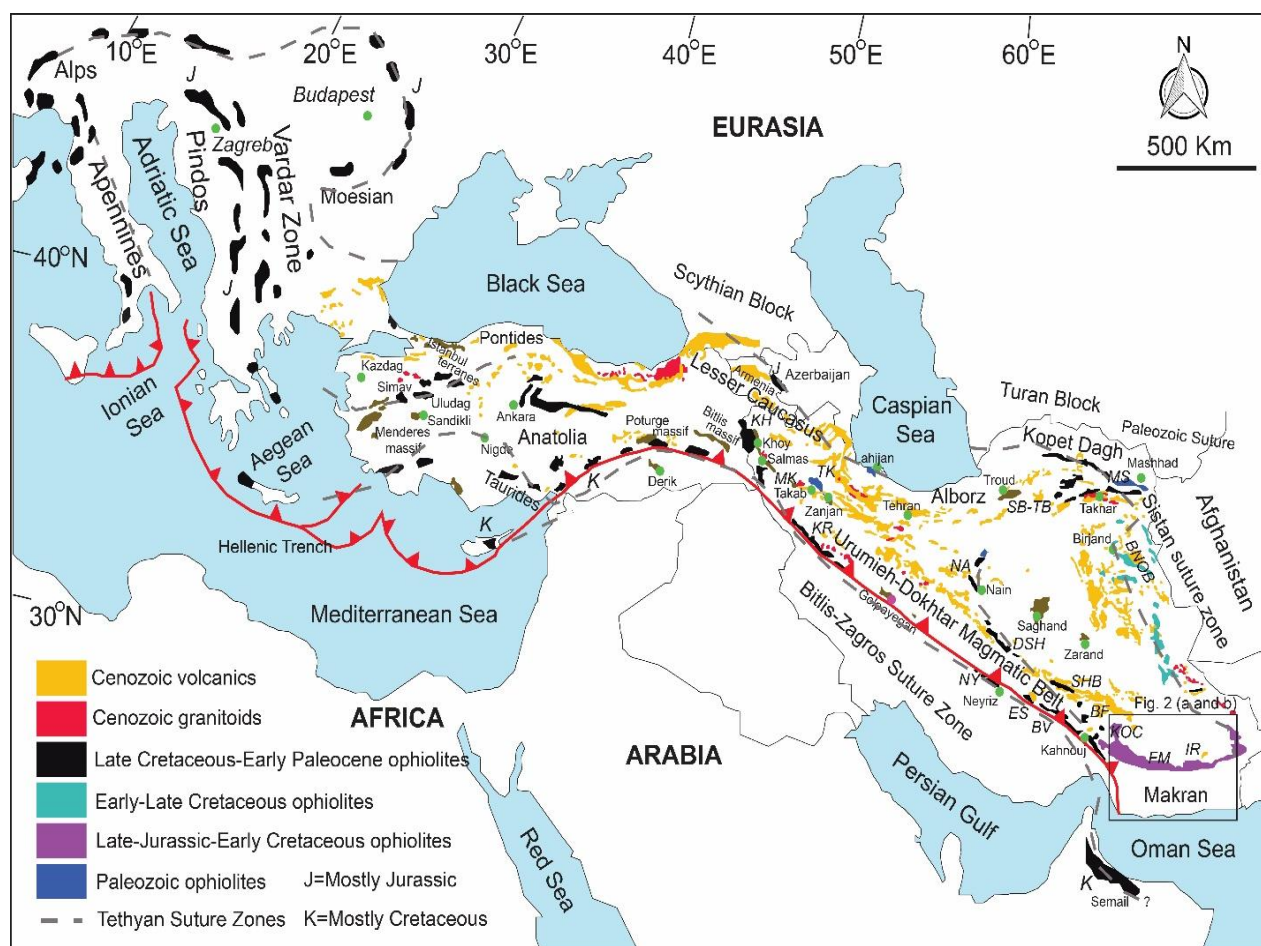
افیولیت‌ها بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی و گوشته بالایی هستند که بر روی پوسته قاره‌ای یا کمان‌های آتشفشانی رانده می‌شوند و به دلیل تمرکز ذخایر کرومیت و اکسیدهای Fe-Ti، از اهمیت اقتصادی چشمگیری برخوردارند (Pirajno et al., 2020; Pirajno, 2022). از نظر زمین‌ساختی، افیولیت‌ها به دو گروه اصلی مرتبط با فرورانش و غیرمرتبط با فرورانش تقسیم می‌شوند (Dilek and Furnes, 2014). افیولیت‌های مرتبط با فرورانش، شامل انواع حاشیه قاره‌ای، پشته میان‌اقیانوسی و نوع زبانه‌ای هستند (Furnes and Safonova, 2019)؛ در حالی که افیولیت‌های غیرمرتبط با فرورانش، پهنه فرافروانش و کمان آتشفشانی را دربر می‌گیرند (Dilek and Furnes, 2014). کرومیت‌های بنامی‌شکل، اغلب از اسپینل‌های غنی از Cr و Al تشکیل شده‌اند و اغلب در گوشته بالایی یا در نزدیکی مرز بین پوسته و گوشته جای می‌گیرند (González-Jiménez et al., 2014a; González-Jiménez et al., 2014b; Arai and Miura, 2016). تشکیل این کرومیت‌ها با فرایندهایی مانند ذوب بخشی بالای گوشته، اختلاط ماگما و واکنش سنگ/ مذاب توضیح داده می‌شود (Arai and Miura, 2016). کرومیت‌های غنی از Cr از مذاب‌های بونینیتی و انواع غنی از Al از ماگماهای تولیتی متبلور می‌شوند (Kamenetsky et al., 2001; Zhou et al., 2015; Arai and Miura, 2016). کرومیت‌های Cr بالا اغلب در گوه‌های گوشته‌ای جلوی کمان و کرومیت‌های Al بالا در پشته‌های میان‌اقیانوسی، پشت کمانی و جلوی کمان نوپا تشکیل می‌شوند (Arai and Miura, 2016). بررسی شیمی کروم اسپینل و فازهای سیلیکاتی همراه، ابزاری مهم برای تعیین ترکیب مذاب مادر، جایگاه زمین‌ساختی، درصد ذوب بخشی، فوگاسیته اکسیژن و ماهیت افیولیتی یا غیرافیولیتی است (Ulrich et al., 2010).

کمبرندهای افیولیتی پالئوزوئیک و مزوزوئیک، بازمانده‌های لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس هستند که در ترکیه، ایران، عمان و عراق گسترش یافته و در محیط‌های اقیانوسی گوناگون با

ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی متنوع شکل گرفته‌اند (Dilek and Furnes, 2014; Barbero et al., 2025) (شکل ۱). طی باز و بسته‌شدن پالئوتتیس و نتوتتیس، این کمربندها همچون «زیپ» قطعه‌های قاره‌ای ایران را به هم پیوند داده‌اند (Shafaii Moghadam and Stern, 2015). منشور برافزایشی مکران نواری به طول تقریبی ۲۰۰ کیلومتر است که میان فروافتادگی جازموریان و خلیج عمان گسترش یافته و یکی از مهم‌ترین پهنه‌های افیولیتی جنوب‌شرقی ایران به شمار می‌رود (McCall, 2002; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Barbero et al., 2025). منشور برافزایشی مکران از غرب به شرق، شامل مجموعه‌ای از کمپلکس‌های افیولیتی مجزاست که عبارتند از: ۱- کمپلکس‌های باجگان و دورکان با سن کرتاسه پیشین، ۲- کمپلکس‌های سرخ‌بند و رودان با سن کرتاسه پیشین تا کرتاسه پسین، ۳- مجموعه بند زیارت/ درانار با سن کرتاسه پیشین، ۴- کمپلکس گنج با سن کرتاسه، ۵- کمپلکس رمشک- مختارآباد مربوط به کرتاسه پیشین تا پالئوسن پیشین، ۶- کمپلکس فنوج- مسکوتان مرتبط با کمپلکس دگرگونی دیادر، ۷- کمپلکس کهیری- اسپکه، ۸- کمپلکس ایرانشهر و ۹- مجموعه آمیزه رنگین (McCall and Kidd, 1982; Kananian et al., 2001; Delavari et al., 2016; Sepidbar et al., 2020; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Shafaii Moghadam et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b; Saccani et al., 2024; Barbero et al., 2025; Ghasemi Siani et al., 2025).

کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در جنوب غربی منشور برافزایشی مکران و در یک پهنه زمین‌ساختی آمیزه رنگین قرار دارد. این کمپلکس از واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه زیرین، افیولیت ملانژهای کرتاسه تا میوسن و نهشته‌های آبرفتی- سیلابی کواترنری تشکیل شده است. کمپلکس بشاگرد، مجموعه‌ای از بزرگ‌ترین توده‌های اولترامافیک- مافیک با منشأ آلی است که

شامل پریدوتیت، دونیت و واحدهای گابرویی بوده و به‌طور تنگاتنگ با مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت‌ملانژ در ارتباط است (Agard et al., 2011; Shafaii Moghadam and Stern, 2015).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران و ترکیه که گسترش ماگماتیسم انوسن، توالی‌های افیولیتی پالئوزوئیک-مزوزوئیک و سنگ‌های بی‌سنگ کادومین را در کمربندهای افیولیتی تنیس در سامانه کوه‌زایی آلپ-همالیا نشان می‌دهد (با تغییرات از وردل و همکاران (Verdel et al., 2007) و شفائی مقدم و استرن (Shafaii Moghadam and Stern, 2015)). مهم‌ترین کمپلکس‌های افیولیتی ایران شامل موارد زیر هستند:

MS: مشهد، MK: ماکو، TK: تکاب، KH: خوی، KR: کرمانشاه، SB-TB: سبزوار-تربت‌حیدریه، NA: ناین، SHB: شهر بابک، NY: نیریز، ES: اسفنداقه (حاجی‌آباد)، DSH: دهشیر، BF: بافت، BV: بلورد، IR: ایرانشهر، FM: فنوج-مسکوتان و BNOB: کمربند افیولیتی بیرجند-نهبندان. کادر ترسیم‌شده در جنوب شرقی نقشه، بیانگر موقعیت منشور برفرازیشی مکران است.

Fig. 1. Simplified geological map of Iran and Turkey showing the distribution of Eocene magmatism, Paleozoic-Mesozoic ophiolitic sequences, and Cadomian basement rocks within the Tethyan ophiolitic belts of the Alpine-Himalayan orogenic system (modified from Verdel et al., 2007; Shafaii Moghadam and Stern, 2015). Main Iranian ophiolite complexes include: MS: Mashhad, MK: Maku, TK: Tekab, KH: Khoy, KR: Kermanshah, SB-TB: Sabzevar-Torbat-e-Heydarieh, NA: Nain, SHB: Shahr-e-Babak, NY: Neyriz, ES: Esphandagheh (Haji Abad), DSH: Dehshir, BF: Baft, BV: Balvard, IR: Iranshahr, FM: Fannuj-Maskutan, and BNB: Birjand-Nehbandan ophiolitic belt. The box outlined in the southeastern part of the map indicates the location of the Makran Accretionary Prism.

کرومیتیت‌های منطقه مورد بررسی، از نوع نیامی شکل بوده و به صورت رگه‌ای، توده‌ای و عدسی‌شکل، اغلب در بخش‌های مرکزی و جنوبی رخنمون دارند. دو نوع کانسنگ شامل کرومیت توده‌ای سخت با عیار حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 و کرومیت توده‌ای نرم با عیار تقریبی ۳۹ درصد Cr_2O_3 شناسایی شده است. تناژ کانسنگ با عدم قطعیت بالا، بین ۲۰۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ تن برآورد می‌شود (Zamin-Kavan Co., 2019). با توجه به آنکه رخدادهای کانه‌زایی کرومیت در کمپلکس افیولیت‌ملاثر بشاگرد در مرحله اکتشاف مقدماتی تا نیمه تفصیلی قرار دارند و نتایج موجود بر پایه داده‌های سطحی و گزارش پایان عملیات اکتشافی ارائه شده‌اند (Zamin-Kavan Co., 2019)، داده‌های کمی از قطعیت محدودی برخوردارند؛ از این‌رو، این پژوهش با تمرکز بر ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کرومیتیت‌ها و سنگ‌های اولترامافیک (پریدوتیتی) میزبان کانه‌زایی انجام شده است تا چهارچوبی اولیه برای تبیین منشأ، نوع‌زایی و ارزیابی پتانسیل معدنی این رخدادهای فراهم شود.

شواهد زمین‌شناسی و ساختاری بیانگر آن است که منشور برافرایشی مکران حاصل همبری تدریجی واحدهایی با منشأهای گوناگون و گذار پیوسته از شرایط عمیق گوشته‌ای به محیط‌های فرافروانشی است. دلاوری و همکاران (Delavari et al., 2016) با استفاده از بررسی‌های سنگ‌زایشی نشان دادند که پریدوتیت‌های فنوج-مسکوتان از ذوب‌بخشی گوشته تهی شده مولد بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی منشأ گرفته‌اند (Moslempour et al., 2017). اسماعیلی و همکاران (Esmaeili et al., 2020)، با تفکیک چهار نوع اصلی بازالت MORB، شامل انواع نرمال، انتقالی، غنی‌شده و تحت‌تأثیر زبانه گوشته‌ای، به همراه بازالت‌های آلکالن نوع جزایر اقیانوسی، نقش تعیین‌کننده برهم‌کنش زبانه/پشته را در کنترل ماگماتیسیم منطقه برجسته کردند. در ادامه، اسماعیلی و همکاران (Esmaeili et al., 2020) با بررسی زیرکن‌های تخریبی نشان دادند که منشور برافرایشی مکران در فاصله زمانی تریاس تا ائوسن تکامل یافته و

رسوب‌های آن از منابع گسترده‌ای شامل پهنه ارومیه-دختر، افیولیت‌های مکران، پهنه سسندج-سیرجان، لیتوسفر کادومین و سپر عربی تأمین شده است. باربرو و همکاران (Barbero et al., 2020a)، افیولیت بندزیارت را بقایای یک پشته میان‌اقیانوسی کرتاسه و برهم‌کنش زبانه/پشته تفسیر کرده‌اند؛ در حالی که سپیدبر و همکاران (Sepidbar et al., 2020) افیولیت فنوج-مسکوتان را بخشی از یک پهنه فرافروانشی گسترده در پوسته کادومین دانسته‌اند. افزون بر این، نقش زبانه‌های گوشته‌ای و برخورد فلات‌های اقیانوسی در تحول منشور برافرایشی مکران و جابه‌جایی محل فروانش به سوی جنوب، توسط ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2022) و پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021) مورد تأکید قرار گرفته است. این مدل با نتایج پیشین (Saccani et al., 2018) و شواهد ادغام کوه‌های دریایی آلکالن در کمپلکس دورکان (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b) همخوانی کامل دارد. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی نشان می‌دهد که واحدهای گابرویی و پلاژیوگرانیته کمپلکس افیولیتی کهنوج در بازه ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین شکل گرفته‌اند (Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b) و پلاژیوگرانیته‌ها از ذوب‌بخشی گابروهای دگرسان‌شده در یک محیط فرافروانشی پشت‌کمانی منشأ گرفته‌اند (Ghasemi Siani et al., 2021a). الگوهای عناصر نادر خاکی زیرکن‌ها نیز این تفسیر را تأیید می‌کند (Ghasemi Siani et al., 2021b). بر پایه داده‌های جدیدتر، گابروها دارای ماهیت تولیتی یا ساب‌آلکالن با منشأ بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی بوده و تشکیل آنها به محیط پشت‌کمانی نئوتیس در کرتاسه پیشین نسبت داده شده است (Ghasemi Siani et al., 2025).

این پژوهش با هدف تبیین منشأ و فرایندهای تکاملی پریدوتیت‌های گوشته‌ای و رفع خلأ دانشی در شناخت سنگ‌های میزبان کانه‌زایی کرومیت، بر کمپلکس افیولیت‌ملاثر بشاگرد در جنوب غربی منشور برافرایشی مکران متمرکز است. بررسی دقیق ویژگی‌های

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی پریدوتیت‌ها، نقش ذوب‌بخشی و واکنش‌های پس از ذوب را در شکل‌گیری و تحول ماگماهای پریدوتیتی آشکار می‌سازد و ارتباط میان محیط‌های عمیق و فرافروانشی را بیان می‌کند. افزون بر این، تحلیل داده‌های زمین‌شیمی سنگ‌کل و نتایج ریزکاوش الکترونی، روندهای تکاملی پریدوتیت‌های گوشته‌ای و تفاوت‌های منبعی در بخش‌های مختلف منشور برافزایشی مکران را مشخص می‌سازد. نتایج حاصل، فهمی عمیق از سازوکارهای ژئودینامیکی، شرایط زمین‌ساختی و ارتباط ماگماتیسم گوشته‌ای با فرایندهای کانه‌زایی در جایگاه‌های فرافروانشی ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی افیولیت‌های شمالی منشور برافزایشی مکران

منشور برافزایشی مکران واقع در جنوب‌شرقی ایران، یکی از بزرگ‌ترین منشورهای برافزایشی جهان است (McCall and Kidd, 1982; Burg, 2018). این منشور حاصل هم‌گرایی صفحه عربستان و حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا از زمان کرتاسه تا عهد حاضر است. این هم‌گرایی با فروانش به سمت شمال اقیانوس نوئتیس به زیر حاشیه اوراسیا همراه بوده است (McCall and Kidd, 1982).

منشور برافزایشی مکران از کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس (در غرب) توسط سامانه گسل‌های راست‌گرد زندان-میناب-سبزواران-نابند و از پهنه برخوردی قاره به قاره هیمالیا (در شرق)، توسط سامانه گسل‌های چپ‌گرد چمن-اورناچ-نال جدا شده است (McCall and Kidd, 1982; Haberland et al., 2021).

منشور برافزایشی مکران به چهار حوضه تکتونو-چینه‌شناسی اصلی شامل مکران شمالی، مکران داخلی، مکران بیرونی و مکران ساحلی تقسیم می‌شود (Dolati and Burg, 2013; Burg, 2018) (شکل ۲- A و B).

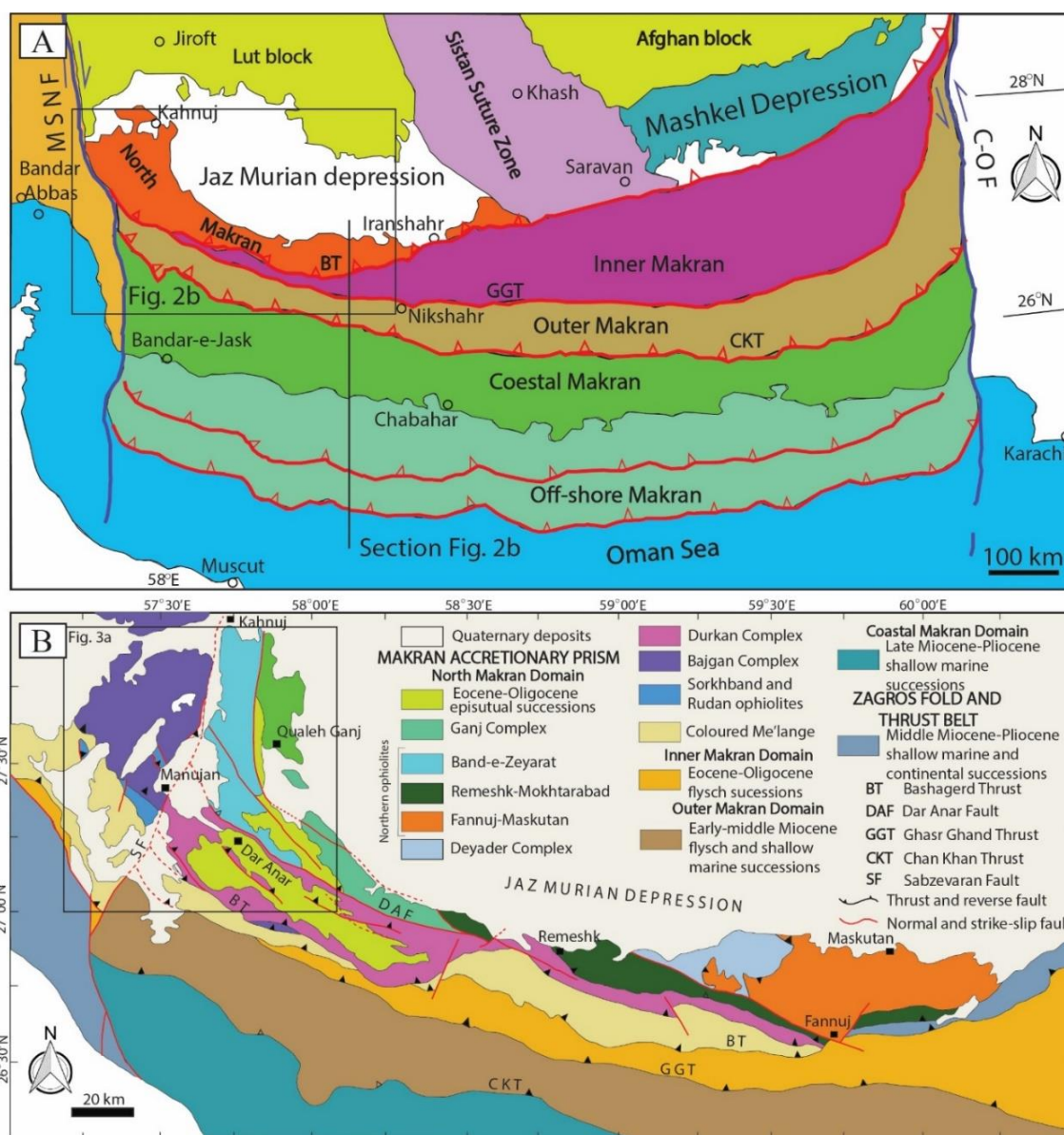
سه حوضه داخلی، بیرونی و ساحلی اغلب شامل توالی‌های رسوبی

سیلیسی-آواری ائوسن تا پلیستوسن هستند که به تدریج در بخش جلویی منشور برافزایشی انباشته شده‌اند (Dolati and Burg, 2018; Burg, 2013). مکران شمالی برخلاف آنها، شامل پشته‌ای از واحدهای قاره‌ای و اقیانوسی دگرگونی و غیردگرگونی است که در اعماق مختلف طی کرتاسه پسین-پالئوسن تغییر شکل یافته‌اند (Saccani et al., 2018; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Esmaeili et al., 2022; Saccani et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Barbero et al., 2025) (شکل ۲- B). راندگی بشاگرد با روند شرقی-غربی، مرز ساختاری اصلی میان مکران شمالی و مجموعه برافزایشی ائوسن است (Burg, 2018). مکران شمالی از بالا به پایین شامل چندین واحد زمین‌ساختی کلیدی است: کمپلکس گنج، افیولیت‌های مکران شمالی شامل بندزیارت-درانار (کمپلکس افیولیتی کهنوج)، رمشک-مختارآباد و فنوج-مسکوتان، کمپلکس‌های باجگان و دورکان، کمپلکس دگرگونی دیادر، قطعه‌های زمین‌ساختی سرخند-رودان و کمپلکس آمیزه رنگین (McCall and Kidd, 1982; Delavari et al., 2016; Saccani et al., 2018; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Sepidbar et al., 2020) (شکل ۲- B).

کمپلکس گنج به طور کلاسیک در داخل افیولیت‌های مکران شمالی قرار گرفته است (McCall, 2002). واحدهای سنگی عمده در کمپلکس افیولیتی گنج، شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا بازیکی و دایک‌هاست (Barbero et al., 2020a). افیولیت‌های مکران شمالی، شامل کمپلکس بندزیارت (Kananian et al., 2001; Hunziker et al., 2015; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Barbero et al., 2023a; Ghasemi Siani et al., 2023; Ghasemi Siani et al., 2025)، کمپلکس رمشک-مختارآباد (Burg, 2018; McCall, 2002) و واحدهای فنوج-مسکوتان (Moslempour et al., 2015; Sepidbar et al., 2020) است (شکل ۲- B).

Burg, 2018; Sepidbar) و په‌په فرافروانش را نشان می‌دهند (et al., 2020).

همه این افیولیت‌ها سن کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین را نشان می‌دهند و با سنگ‌های ماگمایی مشخص می‌شوند که به ترتیب نزدیکی زمین‌شیمیایی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده

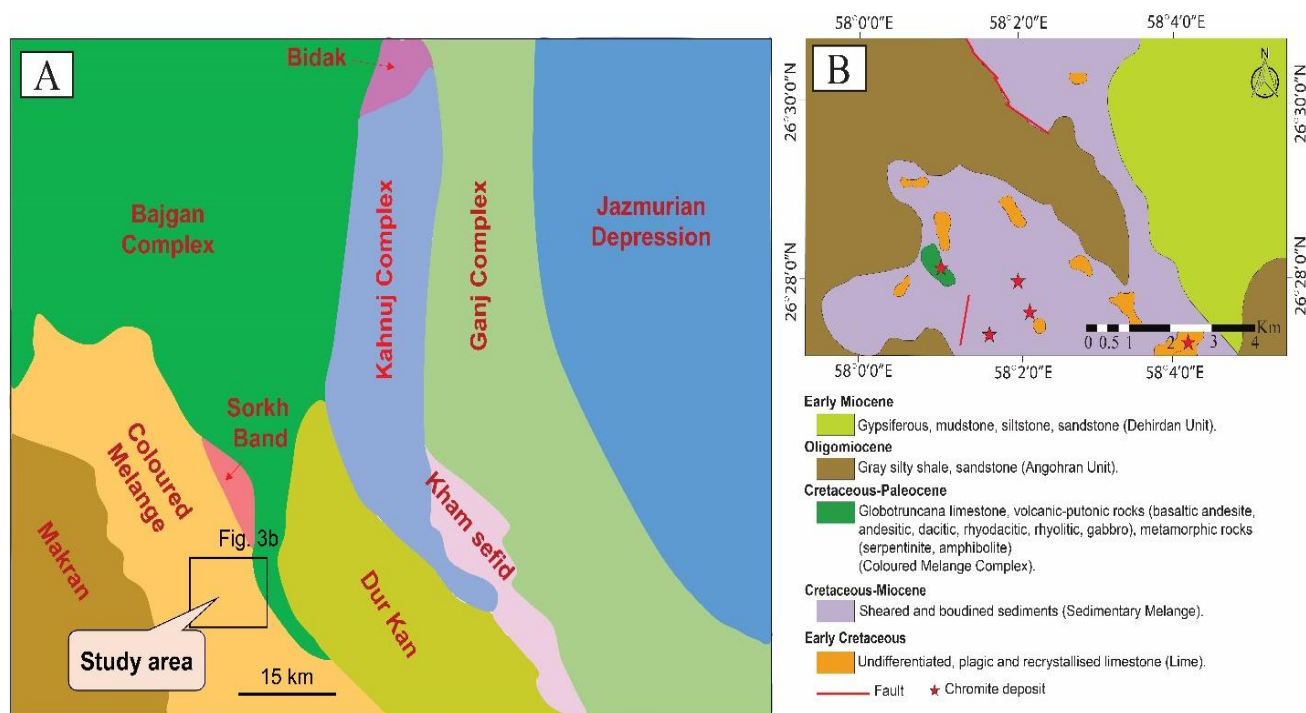


شکل ۲. A: نقشه کانتور ساختاری منشور برافزایشی مکران و B: نقشه زمین‌شناسی - ساختاری ساده‌شده حوضه مکران شمالی، شامل واحدهای مختلف زمین‌ساختی (با تغییرات از افتخارنژاد و همکاران (Eftekhar-Nezhad et al., 1979)، صمیمی‌نمین (Samimi Namin, 1982; Samimi Namin, 1983; Burg, 2018; Barbero et al., 2020b))

Fig. 2. A: Structural contour map of the Makran accretionary prism, and B: simplified geological-structural map of the North Makran Basin with different tectonic units (modified from Eftekhar-Nezhad et al., 1979; Samimi Namin, 1982, Samimi Namin, 1983; Burg, 2018, Barbero et al., 2020b).

تغییر شکل یافته تشکیل شده است (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b). توالی چینه‌ای خلاصه شده آن اغلب شامل سنگ آهک کرتاسه پسین - پالتوسن اولیه همراه با سنگ‌های آذرین، تناوب بازالت بالشی با سنگ‌های رسوبی آواری و چرت و مقادیر اندکی مرمر و شیست است (Hunziker et al., 2015; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b). کمپلکس دگرگونی دیادر دگرگونی فشاربالا - دماپایین را در سنگ‌های آهکی، آتشفشانی و متاگابرو ثبت می‌کند (McCall, 2002; Omrani et al., 2017) (شکل ۳-۱).

کمپلکس باجگان که به عنوان پی‌سنگ قاره‌ای دگرگونی پالتوزوئیک پیشین یا قدیمی‌تر و بخشی از ریزصفحه زمین‌ساختی باجگان - دورکان تعبیر می‌شود (Saccani et al., 2018; Burg, 2018; Pandolfi et al., 2021; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2024)، شامل مجموعه‌ای خلاصه شده از واحدهای دگرگونی است که دربرگیرنده شیست‌ها، پاراگنیس‌ها، آمفیولیت‌ها، مرمرها، سنگ‌های نفوذی دگرگونه بازیک و اسیدی و شیست‌های دارای گلوکوفان است (McCall, 2002; Dorani et al., 2017) (شکل ۳-۱). کمپلکس دورکان، به عنوان پوشش رسوبی اولیه و کم‌دگرگون‌شده این پی‌سنگ، از قطعه‌های زمین‌ساختی



شکل ۳. ۱: کمپلکس‌های افیولیتی در جنوب شرقی ایران به همراه موقعیت کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد (با تغییرات از مک‌کال (McCall, 1985)، کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2001)، قاضی و همکاران (Ghazi et al., 2004)) و ۲: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بشاگرد که بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰ طاهره‌ئی و با تغییرات از مک‌کال (McCall, 1985) تهیه شده است.

Fig. 3. A: Ophiolitic complexes in southeastern Iran together with the location of the Bashagard ophiolite mélangé (with modifications from McCall, 1985; Kananian et al., 2001; Ghazi et al., 2004), and B: A simplified geological map of the Bashagard region adapted from the Taherouei 1:250,000 map with modifications from McCall (1985).

آمیزه رنگین نیز مجموعه‌ای خردشده از سنگ‌های افیولیتی، رسوب‌های پلاژیک و متابازالت‌های فشاربالا- دماپایین است (McCall, 2002; Saccani et al., 2018; Esmaeili et al., 2020) که سن آن پالئوسن پسین پیشنهاد شده است (McCall, 2002; Saccani et al., 2018). قطعه‌های زمین‌ساختی سرخ‌بند و رودان میان آمیزه رنگین و کمپلکس باجگان رخمون دارند (Delavari et al., 2016) (شکل ۳-۱). قطعه زمین‌ساختی سرخ‌بند، شامل گابروهای مرتبط با پشته میان‌اقیانوسی در کنار پریدوتیت‌های پهنه فرافرورانش است و سن ژوراسیک تا کرتاسه پسین برای آن پیشنهاد شده است (Delavari et al., 2016). کمپلکس افیولیتی کهنوج از گابروهای لایه‌ای و توده‌ای، ترونجمیت، دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک تشکیل شده است (Kananian et al., 2001) (شکل ۳-۲). افیولیت بندزیارت- درانار، شامل گابرو، دیوریت، دیاباز، بازالت و رادیولاریت است (Ghazi et al., 2004). پلاژیوگرانیتهای کمپلکس افیولیتی کهنوج، منشأ پهنه فرافرورانش در حوضه پشت‌کمانی ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین دارند (Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Ghasemi Siani et al., 2023; Ghasemi Siani et al., 2025). واحد بیدک یک توالی توریدیتی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و توف‌های اسیدی است که روی کمپلکس گنج‌نشسته و حاوی آهک‌های کم‌عمق ائوسن- الیگوسن با فسیل‌های بریوزوآ و ریف است (McCall, 2002) (شکل ۳-۳).

زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی کمپلکس افیولیت‌ملاژ بشاگرد

کمپلکس افیولیت‌ملاژ بشاگرد در درون آمیزه‌های رنگین وابسته به منشور برافزایشی مکران در جنوب‌شرقی ایران جای می‌گیرد؛ مجموعه‌ای که از واحدهای اولترامافیک- مافیک آلی و افیولیت‌ها یا افیولیت‌ملاژهای نوع قبرسی و عمانی با سن کرتاسه

تا میوسن تشکیل شده است (شکل ۴-۱). ترکیب سنگی این واحدها، شامل سنگ‌های آذرین اولترامافیک (پریدوتیت‌ها، پیروکسنیت و هورنبلندیت) و مافیک (گابروها و دایک‌های دیابازی)، سنگ‌های آذرین اسیدی (پلاژیوگرانیته)، سنگ‌های دگرگونی (سرپانتینیت و آمفیبولیت) و سنگ‌های رسوبی (سنگ‌آهک و چرت‌های رادیولاریتی) است. در واحد دونیت کمپلکس افیولیت‌ملاژ بشاگرد، الیون به سهولت دچار سرپانتینی شدن شده و به دلیل مقاومت اندک در برابر هوازدگی، اغلب در ارتفاعات دیده نمی‌شود و بیشترین میزان تخریب سطحی را متحمل شده است (شکل ۴-۲). واحد سنگ‌آهک پلاژیک کرتاسه پیشین، به صورت لایه‌هایی پراکنده در یک توالی افیولیتی آشفته در سطوح ارتفاعی مختلف رخمون دارد و مرزهای تیز و گسله‌ای با پریدوتیت، گابرو و سرپانتینیت نشان می‌دهد (شکل ۴-۳).

آهک‌های میکراتیتی، با فراوانی اندک، به صورت لایه‌های نازک تا ضخیم در بخش‌های بالایی آمیزه رنگین ظاهر می‌شوند و ضخامت توده‌های آنها از چند تا چندصد متر متغیر است. ذرات تخریبی در بافت آهک‌ها بیانگر تشکیل آنها در محیطی نزدیک به حاشیه قاره است. واحد رادیولاریتی کرتاسه نیز همراه با سنگ آهک پلاژیک و تالک و بر روی واحدهای پریدوتیتی قرار گرفته و رنگ قرمز آن ناشی از وجود اکسیدهای آهن است (شکل ۴-۴). توالی فیلیشی کمپلکس افیولیت‌ملاژ بشاگرد به طور هم‌شیب با اولترامافیک‌ها آمیخته و به صورت لایه‌ای نسبتاً نازک، پریدوتیت‌ها را می‌پوشاند. واحد هارزبورژیت به عنوان مقاوم‌ترین و سنگ‌سازترین بخش کمپلکس افیولیت‌ملاژ بشاگرد، در نواحی مرکزی و شرقی رخمون گستره دارد (شکل ۴-۵) و فراوان‌ترین بخش پریدوتیتی مجموعه محسوب می‌شود. رنگ تیره و سبز لجنی آن نشان‌دهنده دگرسانی اکتینولیتی و کلریتی است و سرپانتینی شدن مهم‌ترین دگرسانی آن به شمار می‌آید (شکل ۴-۶). شدت این دگرسانی در نزدیکی گسل‌ها و حاشیه توده افزایش می‌یابد. وجود درزه‌های مزدوج از تأثیر تنش‌های

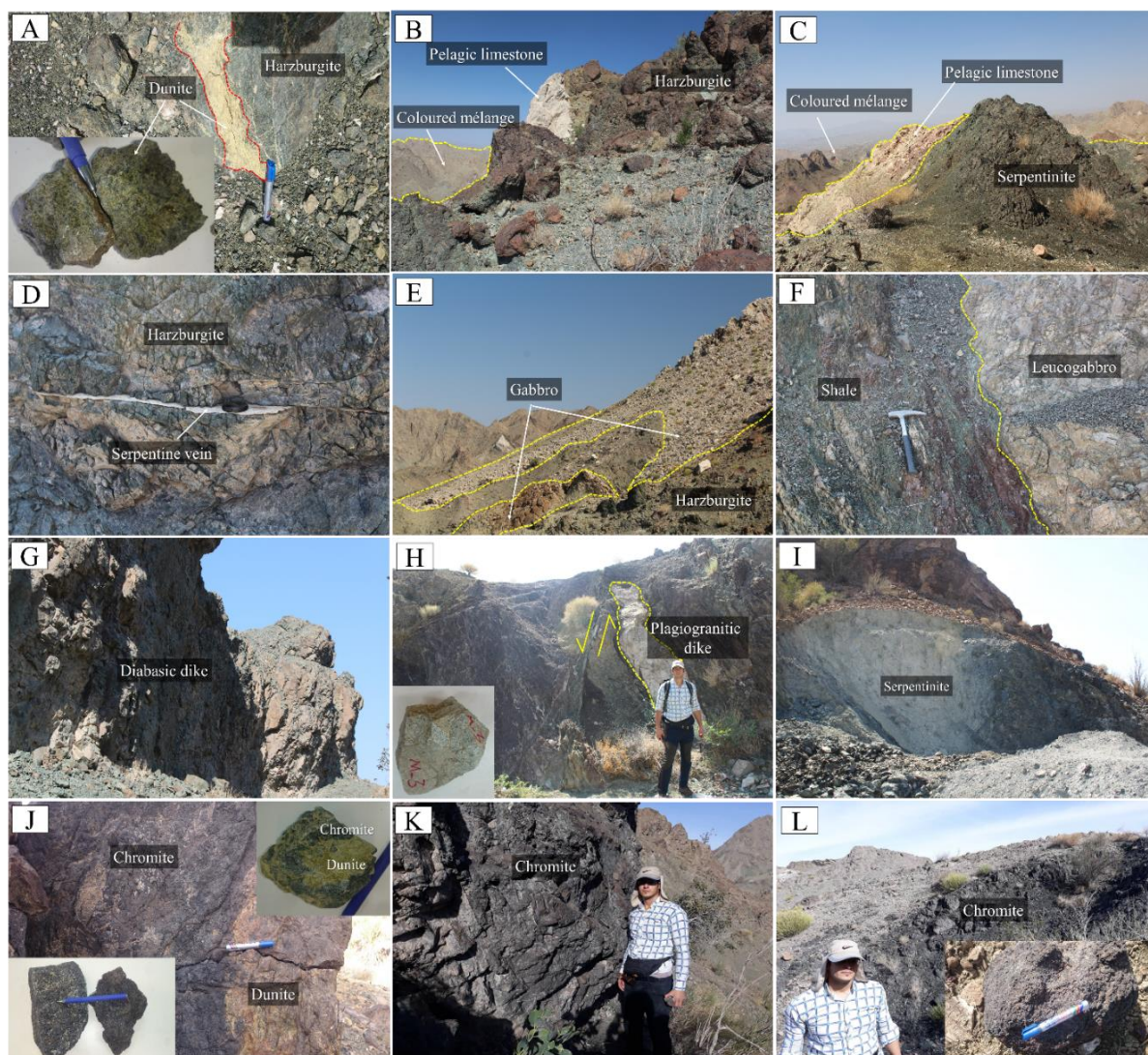
همچنان بقایای سنگ مادر اولیه خود را حفظ کرده‌اند. در نواحی برشی، مواد خردشده در اطراف بلوک‌ها و توده‌های سرپانتینی تجمع یافته و بافت‌های اولیه در اثر فرایندهای دینامیکی به طور قابل توجهی از بین رفته است.

کانه‌زایی کرومیت در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد

کرومیت‌های موجود در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد از نوع نیامی شکل بوده و کانسار کرومیت بشاگرد به عنوان یکی از نواحی دارای پتانسیل قابل توجه کرومیت و سرپانتین در منشور برافزایشی مکران شناخته می‌شود. در این پهنه، توده‌های کرومیتی به صورت دایک مانند در میان هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده رخمون دارند (شکل ۴-۴ تا L). تمرکز اصلی کرومیت در دو محدوده دره پلنگ (شکل ۴-۴ و K) و محدوده مرکزی (شکل ۴-۴ L) مشاهده می‌شود. کرومیت در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد با عیارهای متفاوت و در شکل‌های رگه‌ای (شکل ۴-۴ L)، عدسی یا توده‌ای (شکل ۴-۴ K) و همچنین به صورت انتشاری موسوم به پوست پلنگی حضور دارد که اغلب در بخش‌های مرکزی و جنوبی تمرکز دارد. از ویژگی‌های شاخص کرومیت‌های توده‌ای، تشکیل کرومیت‌هایی با بیش از ۹۰ درصد کرومیت است که اندازه بلورهای آنها گاه تا ۱۰ میلی متر می‌رسد و بلورها اغلب شکل دار تا نیمه شکل دار هستند (شکل ۴-۴ L). بر پایه تقسیم‌بندی عیاری، کرومیت‌های منطقه دامنه‌ای از پرعیار با حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 تا کم‌عیار با حدود ۳۹ درصد Cr_2O_3 را در بر می‌گیرند. در منطقه مورد بررسی، دو نوع کانسنگ کرومیت توده‌ای، شامل کرومیت توده‌ای سخت (شکل ۴-۴ C و D) و کرومیت توده‌ای نرم (شکل ۴-۴ J) شناسایی شده است (Zamin-Kavan Co., 2019) که از نظر رنگ، اندازه دانه و ویژگی‌های ظاهری به خوبی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. کرومیت توده‌ای سخت دارای رنگ خاکستری بسیار تیره با جلای فلزی، بافت دانه درشت و بلورهایی با اندازه حدود ۰/۵ تا ۳ میلی متر است (شکل ۴-۴ K و L).

زمین‌ساختی حکایت دارد (شکل ۴-۴ D) و گاه هارزبورژیت‌ها کاملاً به آژبست تبدیل شده یا رگه‌های آژبست در آنها پدیدار شده است. واحد پروکسنیت با رخمون بسیار محدود در شمال کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، به شدت سرپانتینی شده است. واحدهای گابرویی نیز در همان بخش شمالی دیده می‌شوند و به صورت عدسی‌های کوچک تا بزرگ در میان پریدوتیت‌ها قرار گرفته و مرزهای تیز با واحدهای مجاور ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-۴ E).

دایک‌های لوکو گابرویی سفیدرنگ، در تماس با آهک‌ها رخمون دارند (شکل ۴-۴ F) و شکستگی‌های فراوان در گابروها، نشانه تأثیر نیروهای دینامیکی طی بالآآمدگی است. الیوین گابرو دارای مرزهای ماگمایی تدریجی است و اغلب تحت تنش‌های زمین‌ساختی خردشده است. دایک‌های دیابازی توده‌ای با رنگ سبز تیره تا ارغوانی و گسترش محدود، به درون گابروها و هارزبورژیت‌های سرپانتینی تزریق شده‌اند (شکل ۴-۴ G) و با قطع کردن فیلیش‌های پوششی از طریق گسل، هیچ ارتباطی با توالی افیولیتی بشاگرد ندارند. این توده‌های گنبدمانند اغلب در امتداد گسل‌های اصلی منطقه قرار گرفته‌اند. در بلندترین ارتفاعات کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد نیز سنگ‌های آذرین پلاژیوگرانیته پالئوسن-میوسن دیده می‌شوند که حضورشان می‌تواند نشان‌دهنده یک محیط بالای فرورانش از نوع فرافروانش باشد (Shervais, 2001). این واحد به صورت دایک و رگه، رسوب‌های اقیانوسی دگرشکل شده را قطع کرده است (شکل ۴-۴ H). سرپانتینیت به عنوان یکی از اصلی‌ترین واحدهای کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در گستره‌ای وسیع رخمون دارد (شکل ۴-۴ I). هارزبورژیت‌ها در اثر دگرگونی و دگرسانی، به درجه‌های مختلف سرپانتینی شده‌اند و الیوین و پروکسن طی این فرایند به کانی‌های گروه سرپانتین شامل آنتی گوریت، لیزاردیت و کریزوتیل تبدیل شده‌اند. این کانی‌ها اغلب به صورت رگه در شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، دایک‌های دیابازی سرپانتینیت‌ها را قطع کرده‌اند و بسیاری از سرپانتینیت‌ها



شکل ۴. نمایی از واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: نفوذ دایک‌مانند دونیت در هارزبورژیت همراه با تشکیل رگچه‌های کلسیت ثانویه، B: توپوگرافی خشن واحدهای هارزبورژیتی (دید تصویر به سمت غرب)، C و D: سرپانتین‌زایی در واحد هارزبورژیت، E: رخمون گابرو در ارتفاعات و لیتولوژی‌های مافیک و اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد (دید تصویر به سمت غرب)، F: لوکوگابرو و مجاورت آن با دیگر واحدهای شیلی، G: رخمون دایک‌های دیابازی در منطقه مورد بررسی (دید تصویر به سمت غرب)، H: برون زد دایک پلاژیوگرانیتی، I: رخمون واحد سرپانتینیت (دید تصویر به سمت شمال غربی)، J: همراهی دونیت با کرومیتیت پرعیار دارای بافت توده‌ای، K: رخمون یک رگه کرومیتیت در منطقه بشاگرد و L: رخمون یک عدسی بزرگ کرومیتیت پرعیار

Fig. 4. View of the igneous and metamorphic units of the Bashagard Ophiolite Mélange Complex. A: Dike-like intrusion of dunite into harzburgite, accompanied by the development of secondary calcite veinlets, B: Rugged topography of the harzburgitic units (view toward the west), C and D: Serpentinization within the harzburgite unit, E: Gabbro outcrop at higher elevations, together with mafic and ultramafic lithologies of the Bashagard ophiolite-mélange complex (view toward the west), F: Leucogabbro and its contact with adjacent shaly units, G: Outcrops of diabasic dikes in the study area (view toward the west), H: Exposure of a plagiogranite dike, I: Outcrop of the serpentinite unit (view toward the northwest), J: Association of dunite with high-grade chromitite displaying a massive texture, K: Exposure of a chromitite vein in the Bashagard area, and L: Outcrop of a large, high-grade chromitite lens

غلظت کروم در این نوع کانسنگ در حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 گزارش شده است (Zamin-Kavan Co., 2019). در مقابل، کرومیت توده‌ای نرم از مخلوطی از دانه‌های کرومیت قهوه‌ای روشن با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر و بلورهای کرومیت با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۴-ج). غلظت کروم در این نوع کانسنگ در حدود ۳۹ درصد Cr_2O_3 گزارش شده است (Zamin-Kavan Co., 2019).

روش مطالعه

در این پژوهش، به منظور بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی کرومیت و فلزهای همراه در انباشته‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، تعداد ۱۶۰ نمونه سطحی از واحدهای اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بر اساس تغییرات لیتولوژی در طول بررسی میدانی جمع‌آوری شد. از این تعداد، ۵۵ عدد مقطع نازک-صیقلی و ۱۵ عدد مقطع صیقلی از واحدهای آذرین نفوذی اولترامافیک، مافیک و اسیدی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد و کانی‌سازی مرتبط به منظور بررسی‌های کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی تهیه و توسط میکروسکوپ نوری ZEISS مدل Axioplan2 با نور عبوری-بازتابی در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری دانشگاه خوارزمی تهران مورد بررسی قرار گرفت.

بعد از انجام بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای آذرین نفوذی مافیک و اولترامافیک میزبان کانه‌زایی کرومیت و نیز تعداد ۲ نمونه از کانسنگ کرومیت، برای سنجش مقادیر عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس و برای سنجش مقادیر عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی توسط روش طیف‌سنجی جرمی-پلاسمای جفتیده القایی در آزمایشگاه شیمی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و دانشگاه آنکارا (ترکیه) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱). در روش ICP-MS فراوانی عناصر ردیاب توسط دستگاه مدل Agilent 7900 مورد ارزیابی قرار گرفت. به این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط

خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خرد شده و سپس با استفاده از آگات به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند.

پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های ICP-MS به آزمایشگاه یادشده ارسال شد و مورد تجزیه قرار گرفت. حدود تشخیص ۰/۰۵ میلی‌گرم در تن برای Er، Yb، Ho، Gd و Pr؛ ۰/۰۲ ppm برای Dy و Sm؛ ۰/۵ میلی‌گرم در تن برای Nd، Ce، Hf و Sc؛ ۰/۱ میلی‌گرم در تن برای Eu و ۱ میلی‌گرم در تن برای سایر عناصر کمیاب تعیین شد. برای شناسایی سایر فازهای کانیایی موجود در کانسنگ کرومیت، تعداد ۸ مقطع صیقلی توسط دستگاه SEM مدل LEO 1450 VP مجهز به سامانه EDS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) با استفاده از جریان‌های پرتو ۵ تا ۱۵ نانوآمپر و پتانسیل شتاب الکترون ۵ تا ۲۰ کیلوولت برای شناسایی کانی‌ها و بررسی‌های بافتی انجام شد. پس از انجام این بررسی‌ها، جهت بررسی شیمی کانی‌های اکسیدی (کروم‌اسپینل) و انباشته‌ای (کلینوپیروکسن)، تعداد ۲ مقطع صیقلی از واحد هارزبورژیت و دونیت کانه‌دار، جهت تجزیه نقطه‌ای به روش ریزکاو الکترونی انتخاب و در آنها تعداد ۱۳ نقطه از پیروکسن و ۱۲ نقطه از کرومیت در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه مدل CAMECA SX 100 و با شرایط ۲۰ کیلوولت؛ ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو یک تا پنج میکرون، تجزیه نقطه‌ای شدند. حد تشخیص برای تجزیه‌های ریزپردازش الکترونی برای بیشتر عناصر بهتر از ۱۰۰ ppm است، به جز S، Si، Au، Ti که بهتر از ۲۰۰ ppm و Pb که بهتر از ۲۵۰ ppm است. مقادیر Fe^{3+} در پیروکسن توسط یون‌های مجموع VI=Al(IV)+Na و اعضای انتهایی آنها با روش کاوتورن و کولرسون (Cawthorn and Collerson, 1974) محاسبه شد.

برای انجام سن‌سنجی U-Pb، دانه‌های زیرکن تخریبی ابتدا زیر میکروسکوپ بینوکولر جدایش شده و در دیسک‌های رزین

اسیدی (پلاژیوگرانیت) و دگرگونی (سرپانتینیت و آمفیبولیت) کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد با تنوع بافتی و کانی‌شناسی قابل توجه، تحت تأثیر دگرسانی‌های گسترده و تنش‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند. در این کمپلکس، تکتونیت‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت، لرزولیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت است. تجزیه مودال نمونه‌های میکروسکوپی بر اساس روش اشتريکایزن (Streckeisen, 1979) و لی‌باس (Le Bas, 2000) (شکل ۵-A و B) در منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های کمپلکس بشاگرد از نوع هارزبورژیت، لرزولیت و الیون وستریت هستند.

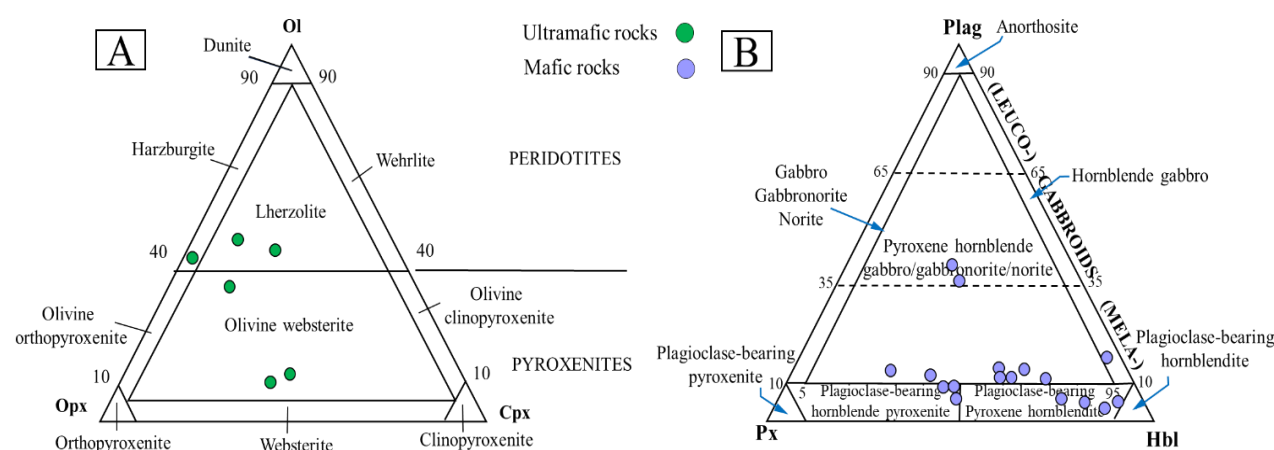
واحد دونیت: با بافت پورفیروکلاستیک، تقریباً به طور کامل سرپانتینی شده‌اند؛ به طوری که تنها جزایر کوچکی از الیون‌های اولیه (کمتر از ۱۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر) در زمینه‌ای از رشته‌های درهم‌تنیده سرپانتین (بیش از ۹۰ درصد حجمی و ابعاد ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر) باقی‌مانده است (شکل ۶-A).

اپوکسی قرارداد شده. سپس تصویرهای کاتدولومینسانس نمونه‌های زیرکن در آزمایشگاه کلیدی ایالتی فرایندهای زمین‌شناسی و منابع معدنی، دانشگاه علوم زمین چین (وو‌هان)، با استفاده از دستگاه مدل BII CLF-2 متصل به میکروسکوپ نوری زایس تهیه شد. سن‌سنجی U-Pb زیرکن، توسط روش کندوسوز لیزری-پلاسمای جفتیده القایی-سنجش طیف جرمی در این آزمایشگاه انجام شد. نمونه‌برداری لیزری با استفاده از سامانه کندوسوز لیزری GeolasPro، متشکل از یک محرک لیزری نوع COMPexPro 102 ArF (طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول) و یک سامانه نوری MicroLas انجام شد.

نتایج

سنگ‌شناسی

واحدهای مافیک (گابرونوریت، الیون‌گابرو، تروکتولیت)، اولترامافیک (هارزبورژیت، لرزولیت، پیروکسنیت، هورنبلندیت)،



شکل ۵. A: مثلث اشتريکایزن (Streckeisen, 1979) و لی‌باس (Le Bas, 2000)، برای طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد و B: ترکیب مودال سنگ‌های گابروئیدی کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد بر روی نمودار رده‌بندی IUGS (Gibson, 2002)

Fig. 5. A: The Streckeisen (1979) and Le Bas (2000) triangular diagrams were used for the classification of ultramafic rocks from the Bashagard ophiolite-mélange complex, and B: Modal composition of the gabbroic rocks from the Bashagard ophiolite-mélange complex plotted on the IUGS classification diagram (Gibson, 2002)

واحد هارزبورژیت: نیز تا حدودی تحت تأثیر سرپانتینی شدن و تنش‌های دینامیکی قرار گرفته است. این واحد دارای بافت‌های اُدکومولا تا مزوکومولا همراه با آثار پروتوگرانولار تا کاتاکلاستیک است (شکل ۶-B). ارتوپروکسن‌ها با فراوانی ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی (ابعاد ۰/۲ تا ۴ میلی‌متر) به صورت پورفیروکلاست‌های تغییرشکل یافته و دارای **دوقلویی ساده** با خطوط موازی مشخص مشاهده می‌شوند (شکل ۶-B). الیون با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر اغلب در حاشیه ارتوپروکسن‌ها حضور دارد. کلینوپروکسن (کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر) نیز در زمینه و امتداد دوقلویی ارتوپروکسن دیده می‌شود (شکل ۶-B). کروم‌اسپینل‌های ۱ تا ۵ درصدی نیز به صورت انتشاری در زمینه پراکنده‌اند.

واحد لوزولیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت غالب پورفیروکلاستیک و به طور محدود پروتوگرانولار بوده (شکل ۶-C) و شامل الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است. الیون با فراوانی ۴۰ تا ۷۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر اغلب گردشده و دارای شکستگی‌های پراکنده است. کلینوپروکسن‌های درشت (۱۵ تا ۳۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شوند (شکل ۶-C). ارتوپروکسن‌ها (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر) تحت تنش‌های دینامیکی دچار خمیدگی، شکستگی و خُردشدگی شده (شکل ۶-C) و فضای میان آنها توسط الیون‌های ریزبلور پُر شده است. سرپانتین و کلریت به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند.

پیروکسنیت‌های سرپانتینی شده توسط فراورده‌های حاصل از سرپانتینی شدن بلورهای پیروکسن و با حضور الیاف آزبست (کریزوتیل) در امتداد شکستگی‌ها مشخص می‌شوند (شکل ۶-D). سرپانتین با فراوانی ۸۰ تا ۸۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر بخش اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد و پیروکسن‌های بازماندی (۵ تا ۸ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر) به

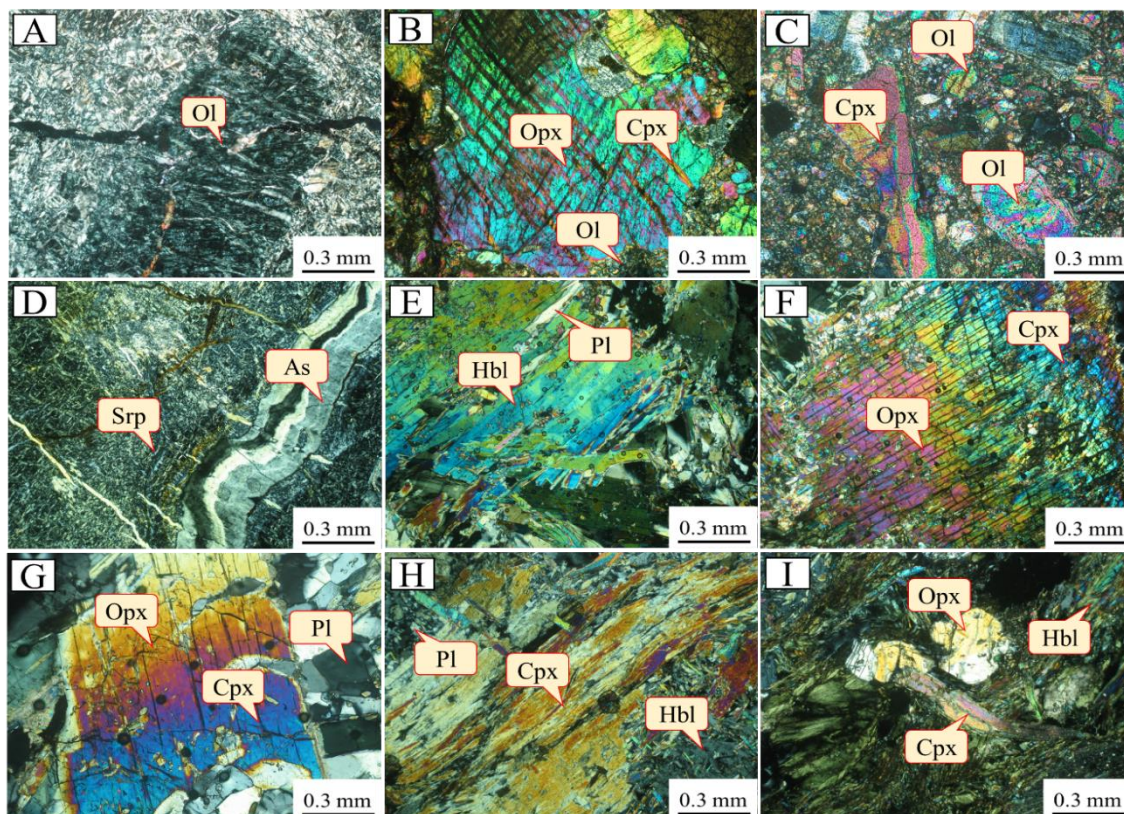
صورت پراکنده حفظ شده‌اند. آزبست (۵ تا ۱۰ درصد حجمی، ضخامت کمتر از ۰/۱ میلی‌متر و طول تا چند میلی‌متر) اغلب در شکستگی‌ها تمرکز یافته و تحت تأثیر تنش‌های دینامیکی به صورت خمیده یا شکسته مشاهده می‌شود (شکل ۶-D). کلریت نیز به مقدار اندک مشاهده می‌شود.

واحد هورنبلندیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت‌های پگماتی و گرانولار هستند (شکل ۶-E). هورنبلند (با فراوانی ۸۰ تا ۹۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر)، به صورت بلورهای سوزنی با رخ‌های مشخص و رشد درهم‌فرورونده دیده می‌شود (شکل ۶-E). کلینوپروکسن‌های بی‌شکل (با فراوانی کمتر از ۵ درصد و ابعاد ۱ تا ۳ میلی‌متر) دارای رخ مشخص و **بافت لایه‌لایه‌ای** بوده و بیانگر رشد هم‌زمان تیغه‌های ارتوپروکسن و کلینوپروکسن هستند (شکل ۶-F و G). حاشیه این بلورها اغلب به آمفیبول ثانویه دگرسان شده است (شکل ۶-H). پلاژیوکلازهای کشیده (با فراوانی کمتر از ۳ درصد و ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر) فضای میان هورنبلندها را پُر می‌کنند و قرارگیری پیروکسن میان بلورهای هورنبلند، تأخیر تبلور پیروکسن نسبت به هورنبلند را نشان می‌دهد (شکل ۶-I). کلسیت، کوآرتز (گاهی با میان‌بارهای هورنبلند) و کانی‌های کدر به‌ویژه کرومیت نیز از کانی‌های ثانویه همراه این واحدها هستند.

واحد گابرونوریت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت‌های پوئی‌کیلیتیک، ساب‌هدرال گرانولار، اُفیتییک و ساب‌اُفیتییک است (شکل ۷-A). پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر، به صورت ریزبلورهای کشیده با **دوقلویی تکراری** بر روی بلورهای درشت کلینوپروکسن (بافت اُفیتییک و ساب‌اُفیتییک) و یا در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۷-A). کلینوپروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، زمینه سنگ را فرا گرفته‌اند و در امتداد شکستگی‌ها به آمفیبول ثانویه دگرسان شده‌اند. این بلورها دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کدر (بافت پوئی‌کیلیتییک) و پلاژیوکلاز (بافت اُفیتییک) هستند (شکل

واکنشی یا بافت کرونا تشکیل شده است (شکل ۷-۷A). مگنتیت، هیدروکسیدهای آهن، کلسیت و کوارتز از مهم‌ترین محصولات دگرسانی این واحد به شمار می‌روند.

۷-۷A). ارتوپروکسن با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر به صورت بی‌شکل در ماتریکس مشاهده می‌شود. الیوین با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۳ میلی‌متر دارای شکستگی‌های فراوان است و در حاشیه آن هاله



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از واحدهای اولترامافیک در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: الیوین‌های به شدت سرپانتینی‌شده در واحد دونیتی، B: ارتوپروکسن دانه درشت با رخنمون واضح در واحد هارزبورژیتی، C: درشت‌بلورهای الیوین و پیروکسن در واحد لرزولیتی، D: سرپانتین خردشده با خمیدگی در واحد پیروکسنیتی، E: درشت‌بلورهای درهم‌آمیخته هورنبلند در واحد هورنبلندیتی، F و G: بافت لایه‌لایه که ناشی از رشد هم‌زمان بلورهای ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است، H: بلورهای کلینوپروکسن که در حال تبدیل به آمفیبول ثانویه هستند و I: فاز پیروکسن اینترستیتال بین بلورهای اولیه هورنبلند. تمامی تصویرها در نور عبوری متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیوین، Opx: ارتوپروکسن، Cpx: کلینوپروکسن، As: آزبست، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Srp: سرپانتین).

Fig. 6. Microscopic images of ultramafic units from the Bashagard Ophiolite Mélange Complex. A: Olivines affected by intense serpentinization (dunite), B: Coarse-grained orthopyroxene with prominent cleavage (harzburgite), C: Olivine and pyroxene phenocrysts (lherzolite), D: Tectonized serpentine with bending (pyroxenite), E: Intergrown hornblende phenocrysts (hornblendite), F and G: Lamellar texture formed by simultaneous growth of orthopyroxene and clinopyroxene blades, H: Clinopyroxene crystals undergoing transformation into secondary amphibole, and I: Interstitial pyroxene phase between primary hornblende crystals. All images were taken in transmitted cross-polarized light (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Opx: Orthopyroxene, Cpx: Clinopyroxene, As: Asbestos, Hbl: Hornblende, Pl: Plagioclase, Srp: Serpentine).

درشت‌بلور و هم در زمینه حضور دارد و معمولاً به کلریت و کلسیت دگرسان‌شده است. مقدار کمی الیون (کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر) در زمینه سنگ قابل مشاهده است که اغلب به سرپانتین تبدیل شده است.

واحد پلاژیوگرانیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، دارای بافت‌های گرانولار، پوئیکلیتیک و هیپیدئومورفیک است (شکل ۷-۷). پلاژیوکلاز با فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر، به صورت نیمه‌شکل‌دار با دوقلویی‌های تکراری و ساده دیده‌شده است و در مواردی منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهد. این بلورها تحت تأثیر سیالات گرمایی به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷-۷). کوآرتز با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی و اندازه ۰/۱ تا ۱/۵ میلی‌متر، به صورت بی‌شکل با خاموشی موحی، بین پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک قرار گرفته و نقش پرکننده بین‌دانه‌ای دارد (شکل ۷-۷). هورنبلند با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر، دارای رخ لوزی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار بوده و تا حدی به کلریت و اکتینولیت دگرسان‌شده است (شکل ۷-۷). پیروکسن نیز با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر، به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل حضور دارد و به کلریت جانشین‌شده است (شکل ۷-۷). آلکالی‌فلدسپار (حدود ۱۰ درصد حجمی)، مگنتیت، ایلمنیت، هیدروکسیدهای آهن، زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این واحد هستند.

واحد سرپانتینیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، به طور مشخصی با توسعه بافت‌های رگه-رگچه‌ای و بافت شبکه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۷-۷ F و G). سرپانتین با فراوانی ۸۰ تا ۹۵ درصد حجمی و اندازه کمتر از ۰/۰۵ تا حدود ۱ میلی‌متر کانی اصلی سنگ است و به صورت توده‌ای، فیبری، رشته‌ای و فلس‌دار در ماتریکس سنگ حضور دارد. کریزوتیل با ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر در قالب رگه‌ها و رگچه‌های یافی و به عنوان محصول فرایند اتوسرپانتینی‌شدن دماهای پایین تشکیل شده است؛ در حالی که آنتی‌گوریت با اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر به صورت

واحد الیون‌گابرو: دارای بافت‌های ساب‌افیتیک و اینترگرانولار است (شکل ۷-۷). پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر، نیمه‌شکل‌دار، کشیده و دارای دوقلویی تکراری است. کلینوپیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، حاوی ادخال‌های پلاژیوکلاز بوده و بافت ساب‌افیتیک ایجاد کرده‌اند. الیون‌ها با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر به صورت بی‌شکل و دارای شکستگی‌های متعددی هستند که این شکستگی‌ها (بافت کرنلی) زمینه را برای آغاز تجزیه الیون فراهم می‌کنند. این کانی‌ها اغلب به سرپانتین، مگنتیت و هیدروکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۷-۷).

واحد تروکتولیت: با بافت گلوبروپورفیری مشخص می‌شوند. میکروولیت‌های ریزبلور پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی و اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر، به صورت کشیده، نیمه‌شکل‌دار و دارای دوقلویی تکراری، زمینه سنگ را ساخته (شکل ۷-۷). و اغلب سریسیتی شده‌اند. الیون با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر، بی‌شکل و دارای شکستگی‌های متعدد بوده (شکل ۷-۷) و معمولاً به سرپانتین و کلسیت دگرسان‌شده است. زمینه سنگ اغلب از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۷-۷).

واحد دایک‌های دیابازی: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، دارای بافت‌های پورفیری و غربالی (در پلاژیوکلاز) هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و الیون و کانی‌های کدر (اغلب مگنتیت و ایلمنیت) به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. زمینه سنگ، شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون، کانی‌های کدر، سریسیت و شیشه در حال تبلور است (شکل ۷-۷). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا بیش از ۲ میلی‌متر، دارای بافت غربالی و دوقلویی تکراری بر روی زمینه ریزبلور هستند و اغلب به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷-۷). کلینوپیروکسن با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر به صورت

بی‌شکل بوده و بافت گرانولار دارد (شکل ۷-J تا L). کرومیت‌های توده‌ای از بلورهای درشت‌تر تشکیل شده‌اند (شکل ۷-J و K)؛ در حالی که کرومیت‌های کاتاکلاستیک (خردشده) ریزدانه و بی‌شکل هستند (شکل ۷-L). اتصال‌های سه‌گانه بین دانه‌های پلی‌گونال کرومیت با زوایای تقریبی ۱۲۰ درجه، نشان‌دهنده تعادل ترمودینامیکی است (شکل ۷-J). مقادیر کمی سیلیکات‌های بین‌دانه‌ای (الیون‌های سرپانتینی‌شده) مرزهای دانه‌ها را پر کرده‌اند که نشان می‌دهد این سیلیکات‌ها طی فرایندهای فشردگی به طور کامل خارج نشده‌اند. سرپانتینی‌شدن در الیون‌های کرومیت‌ها کمتر از هارزبورژیت و دونیت است و الیون‌های بین‌اسپینل‌ها به دلیل واکنش با اسپینل‌ها، منیزیم بالایی دارند. کرومیت‌های منطقه بشاگرد تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی شدید، خردشده و به قطعه‌های ریز و بی‌شکل تبدیل می‌شوند که توسط سیلیکات‌ها به هم متصل شده و بافت میکروبرشی ایجاد می‌کنند (شکل ۷-K و L). در برخی موارد، کرومیت‌ها شکستگی‌های فراوان داشته و ساختار کاتاکلاستیک (خردشده و ترک‌خورده) نشان می‌دهند که نتیجه فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه است (شکل ۷-L).

زمین‌شیمی سنگ کل

طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک تا اسیدی کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، با استفاده از نمودار مقادیر درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (۱۲/۰ تا ۹۱/۵ درصد وزنی) در مقابل SiO_2 (۳۹/۳۵ تا ۶۵/۲۹ درصد وزنی) (Middlemost, 1994) (شکل ۸-A) انجام و بر مبنای آن واحدهای اولترامافیک، مافیک و اسیدی کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، به ترتیب در محدوده‌های پریدوتیت، گابرو و گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

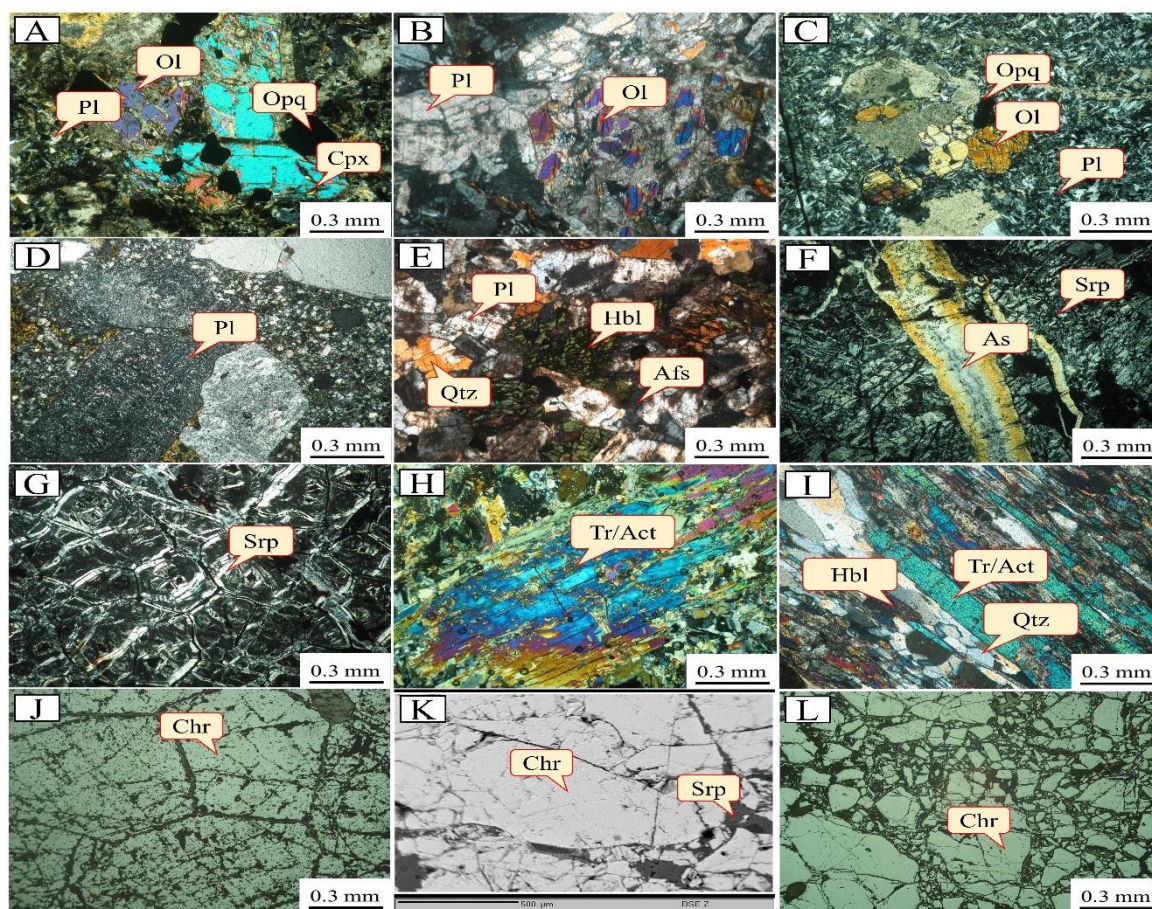
در نمودار Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-B)، تعدادی از نمونه‌های پریدوتیتی در محدوده تولیتی قرار گرفته‌اند.

صفحات و تیغه‌های درهم‌تنیده، بافت شبکه‌ای را ایجاد کرده و بیانگر فرایند دیناموسرپانتینی‌شدن است. لیزاردیت به شکل فلس‌های بسیار ریز (ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر) در زمینه و حاصل دگرسانی الیون مشاهده می‌شود. فاز باستیت نیز از تجزیه ارتوپروکسن به وجود آمده و در مواردی ریخت‌شناسی اولیه بلور را حفظ می‌کند. بقایای الیون و ارتوپروکسن با فراوانی بسیار اندک و اندازه کمتر از ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر در زمینه سنگ قابل مشاهده هستند. مگنتیت، هیدروکسیدهای آهن، کوارتز و کلسیت نیز از محصولات دگرسانی ثانویه و اغلب متمرکز در مرز بلورها و شکستگی‌ها هستند.

واحد آمفیولیت: کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، بافت‌های نماتوبلاستیک تا ساب‌گرانوبلاستیک نشان می‌دهد و دستخوش دگرسانی و دگرریختی شدید شده است (شکل ۷-H و I). هورنبلند با فراوانی بالا (حدود ۴۵ تا ۷۰ درصد حجمی) و ابعاد بلوری ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر به صورت بلورهای کشیده با چندرنگی سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای حضور داشته و در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها به مجموعه‌های ترمولیت-آکتینولیت تبدیل شده که نشان‌دهنده نقش فعال سیالات گرمایی است. پلاژیوکلاز با فراوانی ۳۰ تا ۵۰ درصد و اندازه ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و سریسیتی‌شدن و کلریتی‌شدن در آن گسترش دارد. بقایای کلینوپروکسن با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی اغلب به آمفیول‌های فیبری دگرسان شده‌اند (شکل ۷-H). کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، کلریت و اپیدوت (در مجموع ۲ تا ۸ درصد حجمی) هستند. جهت‌یافتگی آمفیول و پلاژیوکلاز موجب ایجاد **برگ‌وارگی** مشخص شده است (شکل ۷-J) که بیانگر دگرریختی شکل‌پذیر و شرایط دما-فشار نسبتاً بالا طی تحول دگرگونی است (Vernon et al., 2004; Passchier and Trouw, 2005).

کانسنگ کرومیت

کرومیت (ابعاد ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر) کانه اصلی در منطقه بشاگرد است. این کانی در کرومیت‌های منطقه اغلب نیمه‌شکل‌دار تا



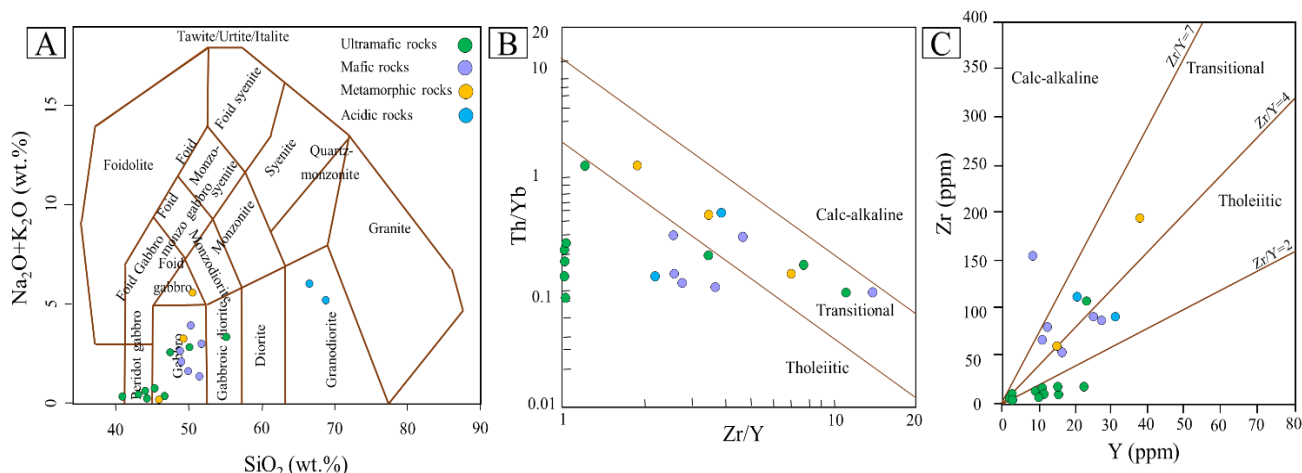
شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی نوری (A تا I در نور عبوری XPL و J و L در نور انعکاسی PPL) و الکترون برگشتی از واحدهای مافیک، فلسیک و واحدهای دگرگونی و کرومیتی کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: همراهی کرومیت با الیون و پیروکسن، برخورد بین باندهای برشی ماگمایی در گابرو نوریت‌ها، B: شکستگی‌های نمایان الیون در الیون گابروها، C: بافت پورفیروئیدی در تروکتولیت، D: بافت غربالی پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی، E: پلاژیوگرانیت‌های تمام بلورین نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار منطقه بشاگرد، F: رگه‌های آزیست درون سرپانتین در واحدهای سرپانتینی، G: بافت مشبک در واحدهای سرپانتینی، H: دگرسانی آمفیبول اولیه (هورنبلند)، به آمفیبول ثانویه (ترمولیت-اکتینولیت) در واحدهای آمفیبولیتی، I: جهت‌یافتگی (رشد موازی) در هورنبلندهای سوزنی‌شکل در واحدهای آمفیبولیتی، L: اتصال‌های سه‌گانه بین دانه‌های پلی‌گونال کرومیت، K: تصویر الکترون برگشتی از کرومیت توده‌ای، L: کرومیت خردشده با ساخت برشی. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیون، Pl: پلاژیوکلاز، Opq: کانی کدر، Cpx: کلینوپیروکسن، Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، As: آزیست، Hbl: هورنبلند، Srp: سرپانتین، Tr/Act: ترمولیت/اکتینولیت، Chr: کرومیت).

Fig. 7. Optical microscopic image (A–I, transmitted cross-polarized light, XPL; J and L, reflected plane-polarized light, PPL) and backscattered electron (BSE) images of mafic, felsic, metamorphic, and chromitite units from the Bashagard Ophiolitic Complex. A: Chromite associated with olivine and pyroxene, illustrating contacts between magmatic shear bands within noritic gabbros, B: Well-developed fractures in olivine grains within olivine gabbros, C: Porphyroidal texture observed in troctolite, D: Sieve texture of plagioclase in diabasic dikes, E: Subhedral to euhedral, holocrystalline plagiogranites from the Bashagard area, F: Asbestos veins hosted within serpentinite in serpentinite units, G: Characteristic mesh texture developed in serpentinite units, H: Alteration of primary amphibole (hornblende) to secondary amphibole (tremolite–actinolite) in amphibolite units, I: Preferred orientation (parallel growth) of acicular hornblende crystals in amphibolite units, J: Triple junctions between polygonal chromite grains, K: Backscattered electron image of massive chromite, and L: Tectonized chromitite exhibiting a brecciated texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Pl: Plagioclase, Opq: Opaque minerals, Cpx: Clinopyroxene, Qtz: Quartz, Afs: Alkali feldspar, As: Asbestos, Hbl: Hornblende, Srp: Serpentine, Tr/Act: Tremolite–Actinolite, Chr: Chromite).

ناکامورا (Nakamura, 1974) (شکل ۹-۱)، نشان‌دهنده غنی‌شدگی LILE (مانند عناصر Rb، K، Th و U) و LREE (مانند عناصر Sm، Nd، Pr و La) و تهی‌شدگی HFSE (مانند عناصر Zr، Nb و Ti) و HREE (مانند عناصر Yb، Ho و Tb) است. مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از LREE در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را می‌توان با ذوب‌بخشی آن، خروج مواد مذاب و تهی‌شدگی پریدوتیت اولیه و سپس غنی‌شدگی بعدی LREE در نتیجه تأثیر سیالات، محلول‌ها و مذاب‌های گذری و واکنش با پریدوتیت اولیه تفسیر کرد (Hickey and Frey, 1982).

بعضی دیگر از نمونه‌های این گروه (به ویژه پیروکسنیت و هارزبورزیت) در محدوده پهنه انتقالی قرار دارند. گروه‌های مافیک منطقه و نیز پلاژیوگرنایت، در هر دو محدوده تولیتی و پهنه انتقالی و گروه دگرگونی در پهنه انتقالی جای گرفته‌اند (شکل ۸-۱). در نمودار Y در مقابل Zr (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-۱)، تمامی سنگ‌های پریدوتیتی به غیر از یک نمونه، در محدوده تولیتی جای گرفته‌اند. دیگر گروه‌های سنگی منطقه بشاگرد در محدوده‌های تولیتی و پهنه انتقالی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱).

نمودارهای بهنجار شده نمونه‌های پریدوتیتی به مقادیر N-MORB (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹-۱) و کندریت



شکل ۸: طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بر اساس نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994) (شکل ۸-۱)، نمودار Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-۲) و نمودار Zr در مقابل Y (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-۳). این نمونه‌ها ویژگی‌های تولیتی را نشان می‌دهند و در محدوده کالک‌آلکالین، ویژگی تولیتی را نشان می‌دهند.

Fig. 8. A: Geochemical classification of mafic and ultramafic rocks in the Bashagard ophiolite Mélange complex based on the SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram (Middlemost, 1994), B: Zr/Y vs. Th/Yb diagram (Ross and Bédard, 2009), showing the location of samples from the Bashagard region. These samples exhibit tholeiitic characteristics, and C: Zr vs. Y diagram (Ross and Bédard, 2009), showing the location of different rock groups. Apart from the diabase sample's location in the calc-alkaline range, these samples also exhibit tholeiitic characteristics.

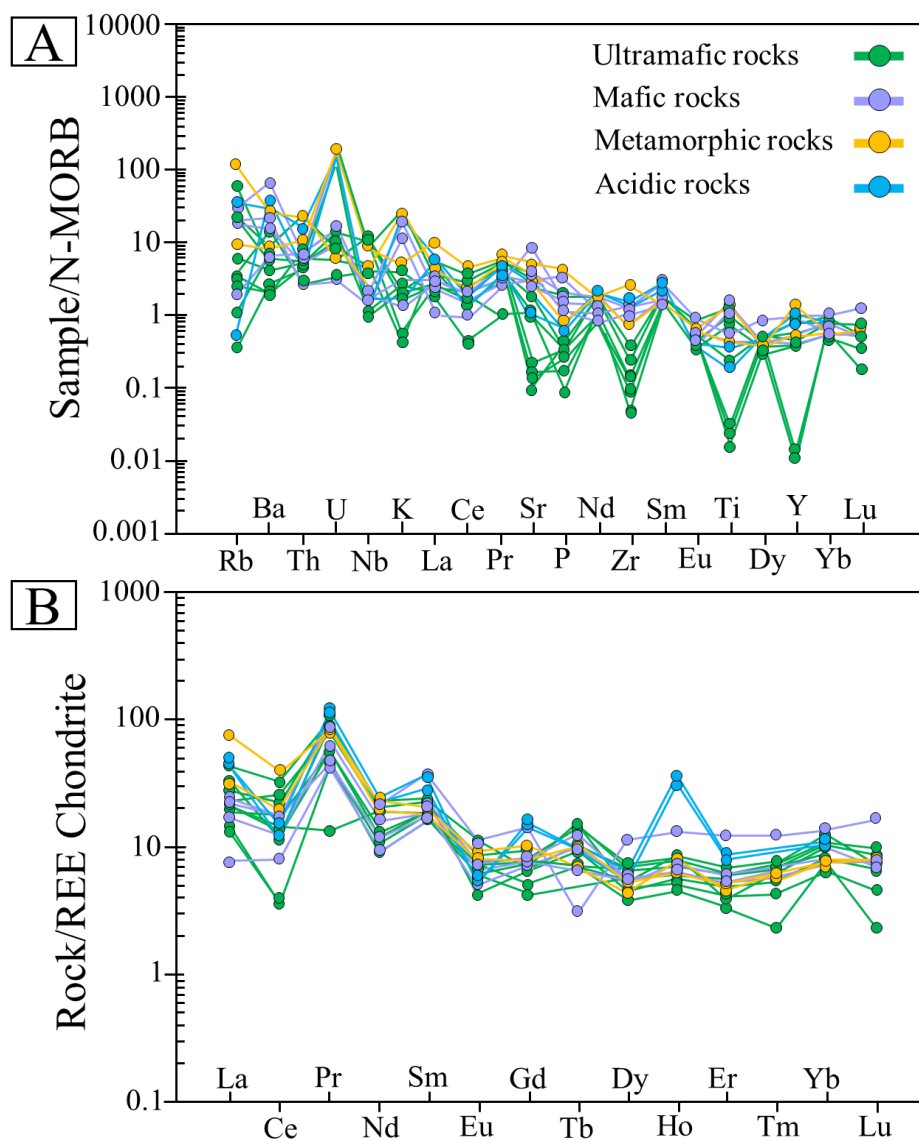
سن‌سنجی U-Pb زیر کن

زیر کن تخریبی (نمونه M-03) بی‌شکل هستند (شکل ۱۰-۱). اندازه دانه آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون (۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر)

دانه‌های زیر کن جدا شده از یک نمونه ماسه‌سنگ حاوی دانه‌های

(B) بوده است و نسبت‌های Th/U حدود ۲/۱۲ را نشان می‌دهد (جدول ۲) که با زیرکن‌های ماگمایی سازگار است (Cherniak and Watson, 2000; Kirkland et al., 2015).

متغیر است. نسبت طول به عرض دانه‌ها ۱:۱ تا ۳:۱ است. زیرکن‌های تخریبی، به ترتیب میانگین سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ حدود $350/3 \pm 6/0$ میلیون سال قبل (معادل سن کریونفر زیرین (آشکوب تورنرین)، از ۲۹۹ تا ۳۵۹ میلیون سال قبل) (شکل ۱۰-).



شکل ۹. الگوی تغییرات عناصر ناسازگار سنگ‌های اولترامافیک، مافیک، فلسیک و دگرگونی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: بهنجار شده با N-MORB (Sun and McDonough, 1989) و B: بهنجار شده با کندریت ناکامورا (Nakamura, 1974)

Fig. 9. Incompatible element variation patterns of ultramafic, mafic, felsic, and metamorphic rocks from the Bashagard ophiolite Mélange complex. A: Normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989), and B: Normalized to Nakamura chondrite (Nakamura, 1974)

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد به روش‌های XRF (بر اساس درصد وزنی) و ICP-MS (بر اساس گرم در تن). علائم اختصاری از اشتريک‌ایزن (Streckeisen, 1976) اقتباس شده است (NA: تجزیه نشده؛ Hz: هارزبورژیت، Dun: دونیت، Lhz: لرزولیت، Px: پیروکسنیت، Hbl: هورنبلندیت، Tr: تروکتولیت، Gb: گابرو).

Table 1. Whole-rock chemical analysis results of samples from ultramafic and mafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex, analyzed by XRF (wt.%) and ICP-MS (ppm). Abbreviations after Streckeisen, (1976) (NA: Not analyzed, Hz: Harzburgite, Dun: Dunite, Lhz: Lherzolite, Px: Pyroxenite, Hbl: Hornblendite, Tr: Troctolite, Gb: Gabbro).

Rock Name	Hz	Hz	Hz	Dun	Lhz	Px	Hbl	Hbl	Hbl	Tr
SiO ₂	44.69	42.13	43.36	39.35	43.89	42.80	48.32	54.24	46.29	47.31
TiO ₂	0.30	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	1.55	1.22	0.94	1.59
Al ₂ O ₃	0.17	0.23	0.15	0.51	1.83	0.01	12.71	12.38	13.03	8.80
FeO	9.41	8.43	9.55	7.81	6.93	9.47	11.30	9.47	10.72	11.92
MnO	0.06	0.11	0.08	0.13	0.18	0.07	0.11	0.12	0.10	0.07
MgO	42.66	45.35	41.49	48.37	40.89	41.72	9.68	8.72	11.76	13.02
CaO	0.49	0.63	0.23	0.89	2.63	0.39	10.85	8.74	12.31	11.43
Na ₂ O	0.08	0.11	0.03	0.08	0.13	0.04	2.48	1.18	2.57	1.36
K ₂ O	0.19	0.28	0.15	0.04	0.03	0.16	0.15	2.08	0.12	0.79
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.02	0.01	0.04	0.05	0.22	0.22	0.04	0.13
LOI	2.07	2.21	4.12	2.42	3.13	4.28	2.19	1.74	1.73	2.83
Total	99.88	99.54	99.21	99.63	99.72	99.01	99.56	100.11	99.61	99.25
Rb	1.37	1.98	0.60	12.19	12.14	0.20	3.40	32.20	1.93	16.71
Sr	11.84	19.76	14.20	104.50	173.28	8.30	395.10	228.40	86.42	313.36
Co	41.20	38.35	116.00	56.72	18.14	145.00	35.32	63.40	28.39	11.34
Y	12.00	15.52	0.40	10.57	15.04	0.30	22.10	23.70	11.20	11.52
Zr	10.41	6.02	3.30	10.15	27.72	3.40	17.05	106.10	6.93	73.32
Nb	2.69	9.39	2.20	27.61	10.56	2.30	25.92	20.10	23.67	4.49
Ba	12.56	86.08	44.10	37.09	57.33	16.30	25.50	39.20	12.82	424.16
Ta	NA	NA	7.30	NA	NA	7.40	NA	2.80	NA	NA
Th	0.90	0.33	0.60	0.70	2.71	0.50	0.63	0.70	0.56	0.79
U	0.67	0.16	6.30	0.27	0.39	6.70	0.48	9.20	0.66	0.77
Ga	3.00	3.86	1.90	7.41	8.66	2.10	12.35	15.80	7.36	8.16
Hf	0.68	0.74	3.40	0.06	0.43	2.90	0.45	2.60	0.61	2.42
La	4.43	4.76	6.90	6.21	13.80	10.80	9.23	7.50	6.63	2.57
Ce	3.09	3.25	11.50	15.49	27.64	9.80	19.19	22.20	12.63	6.99
Pr	4.82	5.04	6.16	6.29	11.07	10.55	9.03	8.93	1.49	4.76
Nd	5.74	6.85	7.71	8.39	14.48	13.19	12.40	12.20	12.25	6.05
Sm	3.32	3.48	3.37	3.50	4.70	4.56	4.70	4.71	4.49	3.59
Eu	0.55	0.60	0.55	0.58	0.47	0.67	0.87	0.48	0.33	0.38
Gd	2.20	2.21	2.13	1.42	2.03	2.62	1.81	1.18	NA	1.94
Tb	0.66	0.68	NA	0.33	0.73	NA	0.49	NA	0.44	0.47
Dy	2.35	2.49	2.22	1.33	1.64	1.85	2.30	1.96	1.57	1.98
Ho	0.56	0.59	0.49	0.32	0.36	0.61	0.50	0.42	0.39	0.45
Er	1.44	1.59	1.33	0.76	0.94	0.88	1.41	1.29	1.09	1.22
Tm	0.22	0.23	NA	0.07	0.13	NA	0.20	NA	0.16	0.18
Yb	2.30	2.37	1.89	1.63	1.40	2.13	2.79	1.95	1.79	1.63
Lu	0.30	0.33	NA	0.08	0.16	NA	0.25	NA	0.23	0.26
ΣREE	31.98	34.47	44.25	46.46	72.55	57.75	65.17	62.82	43.49	32.47
ΣLREE	21.95	23.98	36.19	40.46	72.16	49.66	55.42	56.02	37.82	24.34
ΣHREE	10.03	10.49	8.06	5.94	7.39	8.09	9.75	6.80	5.67	8.13

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد به روش‌های XRF (بر اساس درصد وزنی) و ICP-MS (بر اساس گرم در تن). علائم اختصاری از اشتريکایزن (Streckeisen, 1976) اقتباس شده است (NA: تجزیه نشده؛ Hz: هارزبورژیت، Dun: دونیت، Lhz: لرزولیت، Px: پیروکسنیت، Hbl: هورنبلندیت، Tr: تروکتولیت، Gb: گابرو).

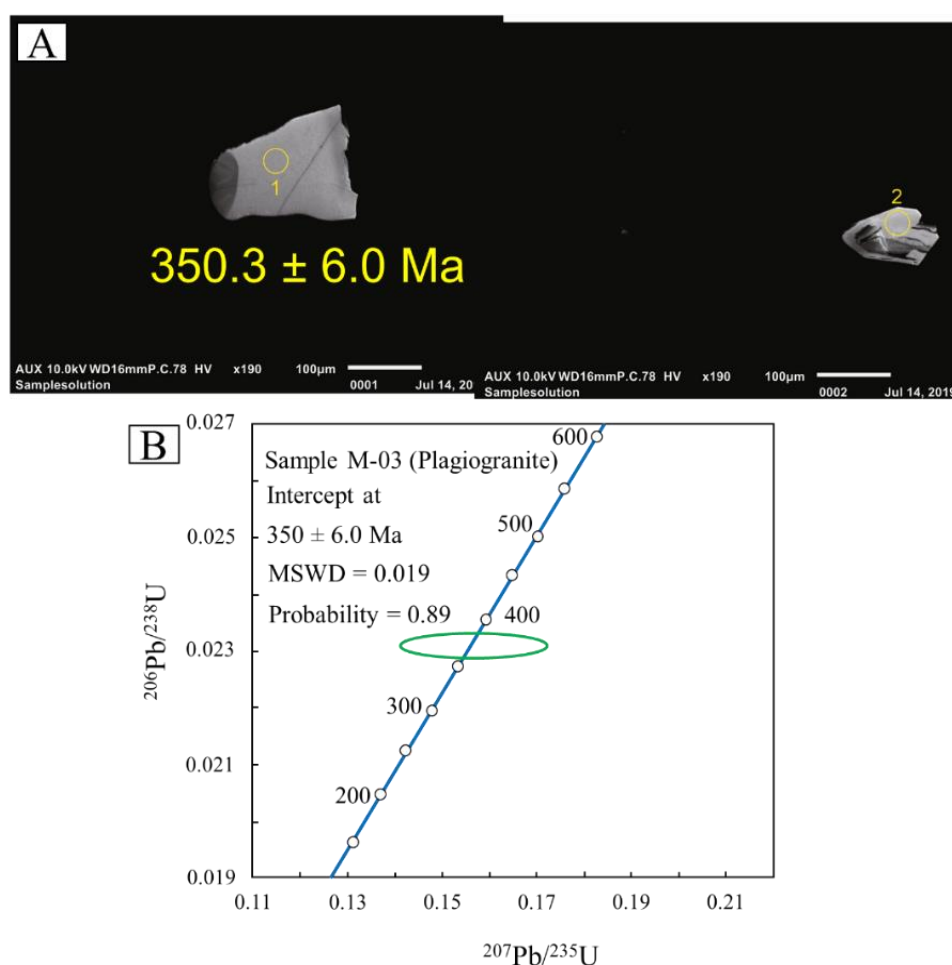
Table 1 (Continued). Whole-rock chemical analysis results of samples from ultramafic and mafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex, analyzed by XRF (wt.%) and ICP-MS (ppm). Abbreviations after Streckeisen, (1976) (NA: Not analyzed, Hz: Harzburgite, Dun: Dunite, Lhz: Lherzolite, Px: Pyroxenite, Hbl: Hornblendite, Tr: Troctolite, Gb: Gabbro).

Rock Name	Gb	Ol-Gb	Gb-Nor	Diab	Diab	Plg	Plg	Amp	Amp	Srp
SiO ₂	47.91	48.34	49.24	49.51	48.93	65.29	64.82	48.27	48.91	43.25
TiO ₂	1.86	0.56	0.68	1.91	0.96	0.46	0.23	1.76	0.53	0.01
Al ₂ O ₃	10.27	12.56	11.71	14.62	13.58	13.88	10.53	13.56	10.09	9.61
FeO	13.10	5.68	7.60	7.87	8.33	4.99	3.98	12.45	14.44	0.10
MnO	0.18	0.10	0.20	0.24	0.07	0.06	0.21	0.10	0.10	41.49
MgO	9.03	18.96	16.97	7.13	10.24	3.96	4.63	5.93	7.87	0.14
CaO	13.22	9.22	8.13	11.13	10.08	3.51	4.99	13.67	10.71	0.03
Na ₂ O	2.48	0.40	1.31	2.62	2.85	5.78	3.41	2.56	3.66	0.16
K ₂ O	0.23	1.31	0.09	0.31	0.98	0.13	1.52	0.37	1.83	0.08
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.23	0.34	0.26	0.09	0.07	0.49	0.09	NA
LOI	1.63	1.93	3.47	4.17	3.14	1.37	4.72	0.78	1.69	4.62
Total	100.04	99.24	99.63	99.85	99.42	99.52	99.11	100.94	99.92	99.51
Rb	1.10	10.61	10.26	51.94	72.11	0.30	19.70	5.40	65.41	0.20
Sr	743.30	217.84	348.58	92.76	242.70	92.50	191.00	445.80	262.66	4.10
Co	49.50	22.96	14.07	52.45	20.67	19.60	22.70	59.50	15.16	128.00
Y	25.50	14.47	27.27	9.13	12.43	30.00	21.90	37.90	14.26	0.40
Zr	93.40	54.63	87.08	153.82	66.91	96.50	113.40	195.40	52.80	3.30
Nb	3.90	3.02	4.62	6.51	11.13	3.80	2.70	18.60	10.15	2.50
Ba	40.70	139.45	96.02	44.46	180.97	239.30	186.20	51.20	157.67	10.50
Ta	3.70	NA	NA	NA	NA	3.30	2.70	6.80	NA	7.00
Th	0.80	0.33	0.59	0.74	2.70	0.50	1.90	1.30	2.77	0.60
U	9.10	0.14	0.43	1.00	1.01	6.90	6.20	8.90	0.28	6.70
Ga	20.20	14.83	5.72	30.69	12.53	13.80	8.80	24.40	9.66	1.70
Hf	3.50	1.40	2.48	3.52	1.67	2.40	3.80	5.50	1.41	2.70
La	7.60	5.72	7.15	28.60	13.59	14.50	14.90	25.00	10.86	11.10
Ce	15.20	10.75	15.26	42.22	19.43	12.60	9.90	34.20	17.03	9.60
Pr	5.25	7.25	10.66	19.26	11.19	13.11	12.96	8.85	9.27	8.98
Nd	7.56	10.06	13.78	29.82	15.53	15.16	14.36	12.96	12.12	12.34
Sm	4.25	4.38	7.43	12.57	5.74	6.95	5.78	3.68	4.00	4.04
Eu	0.52	0.60	0.87	3.01	0.76	0.42	0.39	0.71	0.64	0.61
Gd	2.15	2.27	4.03	11.41	2.55	4.36	3.98	2.87	2.24	2.19
Tb	NA	0.59	0.14	2.68	0.28	NA	NA	NA	0.49	NA
Dy	1.88	1.90	3.93	13.99	2.25	1.87	2.32	1.55	1.81	1.76
Ho	0.51	0.45	0.92	3.38	0.49	2.19	2.54	0.56	0.44	0.39
Er	1.36	1.21	2.74	7.62	1.37	1.79	1.93	1.02	1.14	1.56
Tm	NA	0.19	0.37	1.03	0.20	NA	NA	NA	0.19	NA
Yb	1.77	2.21	2.97	3.04	1.62	2.23	2.44	1.74	1.66	1.89
Lu	NA	0.24	0.56	1.00	0.23	NA	NA	NA	0.27	NA
ΣREE	48.05	47.82	70.81	179.63	75.23	75.18	71.50	93.14	62.16	54.46
ΣLREE	40.38	38.76	55.15	135.48	66.24	62.74	58.29	85.40	53.92	46.67
ΣHREE	7.67	9.06	15.66	44.15	8.99	12.44	13.21	7.74	8.24	7.79

جدول ۲. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های تخریبی موجود در واحد ماسه‌سنگی کمپلکس افیولیتی بشاگرد

Table 2. U-Pb geochronological results of detrital zircons from the sandstone unit of the Bashagard ophiolitic complex

Sample	U [ppm]	Th [ppm]	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
M-03	165.63	82.54	2.12	0.053	0.004	0.409
Sample	1sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
M-03	0.026	0.056	0.001	324.13	168.50	347.83
Sample	$\pm(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm(\text{Ma})$	
M-03	18.74	350.32	5.98	335.17	14.35	



شکل ۱۰. A: تصویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تخریبی در یک ماسه‌سنگ سن‌سنجی شده که نمونه‌ای از زیرکن‌های ماگمایی با منطقه‌بندی نوسانی را از کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد نشان می‌دهد و B: نمودار ترا-واسربورگ و میانگین وزنی سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ماسه‌سنگ سن‌سنجی شده کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد

Fig. 10. A: Cathodoluminescence images of detrital zircons in a dated sandstone showing an example of magmatic zircons with oscillatory zoning from the Bashagard ophiolite Mélange complex, and B: Tera-Wasserburg diagram and weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of dated sandstone sample from the Bashagard ophiolite Mélange complex

شیمی کانی‌ها

کروم اسپینل: عدد کروم ($Cr\# = Cr/Cr+Al$) کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از حدود ۴۹/۶۱ تا ۷۴/۸۷ متغیر است (جدول ۳). مقادیر عدد کروم این کرومیتیت‌ها، متمایل به انواع مشابه در پهنه‌های فرفرورانشی هستند (جدول ۳). بر اساس نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم ($Mg\#$) (Leblanc and Nicolas, 1992) (شکل ۱۱-A)، کرومیت‌های منطقه بشاگرد در گروه منیزو کرومیت، جای می‌گیرند. در این نمودار نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد (با مقادیر $Cr\# < 49/61$ و عدد کروم $< 74/87$ و $26/06 < \text{عدد منیزیم}$ $< 87/91$)، می‌تواند از نظر شکل ساختاری ویژگی‌های کرومیت‌های نوع نیامی شکل را دارا باشند (شکل ۱۱-A). محتوای TiO_2 کرومیتیت‌های مورد بررسی از ۰/۲۳ تا ۰/۴۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۲۸ درصد وزنی) متغیر است (جدول ۳). در نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 (Bonavia et al., 1993) (شکل ۱۱-B)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد در محدوده افیولیتی قرار می‌گیرند. در نمودار سه‌تایی $Cr-Fe^{3+}-Al$ (Stevens, 1944) (شکل ۱۱-C)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد در محدوده کرومیت‌های غنی از آهن قرار گرفته و به رأس Cr هستند. در نمودارهای TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 (Ferrario and Garuti, 1988; Arai et al., 2004)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد (با توجه به محتوای TiO_2 بین ۰/۲۳ تا ۰/۴۵ درصد وزنی و محتوای Cr_2O_3 بین ۲۸/۹۷ تا ۶۱/۷۹ درصد وزنی)، در محدوده افیولیتی و نیامی شکل قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-D). در نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 (Proenza et al., 1999)، کانه‌زایی کرومیت منطقه بشاگرد در گستره کرومیت‌های نوع آلپی و غنی از Cr قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-E). بر اساس نمودار دوتایی Cr_2O_3 در مقابل TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)، کرومیت‌های منطقه بشاگرد در محدوده کرومیت‌های Ti پایین جای می‌گیرند (شکل ۱۱-F).

کلینوپروکسن: همه کلینوپروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیتی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در نمودار Q-J

(Morimoto, 1988) (شکل ۱۲-A)، در محدوده پروکسن‌های نوع Fe-Mg-Ca قرار گرفتند. مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ آنها نزدیک به ۲/۵ و در عوض از Na فقیر (کمتر از ۰/۰۲ درصد وزنی) هستند. در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) (شکل ۱۲-B)، کلینوپروکسن‌های موجود در واحدهای اولترامافیک از نوع دیوپسید و دارای دامنه ترکیب $Wo_{46.03-51.16}En_{45.45-53.97}Fs_{0.00}$ هستند (جدول ۴). میانگین مقادیر Mg کلینوپروکسن در سنگ‌های اولترامافیک در حدود ۱/۰۲ درصد وزنی است. مقادیر CaO کلینوپروکسن نمونه‌های هارزبورژیتی در حدود ۲۳/۱۹ تا ۲۵/۲۴ درصد وزنی است.

بر اساس نمودارهای جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) (شکل ۱۳-A و B) و (جدول ۴)، هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد از نوع پریدوتیت‌های محیط جلوی کمان یا نزدیک به محیط میان اقیانوسی (عمیق) هستند. میزان عدد منیزیم کلینوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد ۰/۹۵ است؛ اما مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 آنها به ترتیب ۰/۰۸ و ۱/۵۸ درصد وزنی را داراست (جدول ۴). بر اساس این نمودارها، هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد در محدوده پریدوتیت‌های محیط جلوی کمان قرار می‌گیرند. میزان میانگین کلینوپروکسن‌ها در هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد به طور تقریبی برابر ۰/۴۵ درصد وزنی است (جدول ۴).

عدد منیزیم کلینوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد از ۹۰/۳۵ تا ۹۸/۷۸ متغیر است (شکل ۱۳-C تا E). تعادل ساب‌سالدوس در دمای پایین نیز می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن باشد (Parkinson and Pearce, 1998). همچنین واکنش پریدوتیت‌ها با مذاب‌های دیرگداز، همانند بونیت‌ها می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن‌ها باشد (Bodinier and Godard, 2005).

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۵ اتم اکسیژن

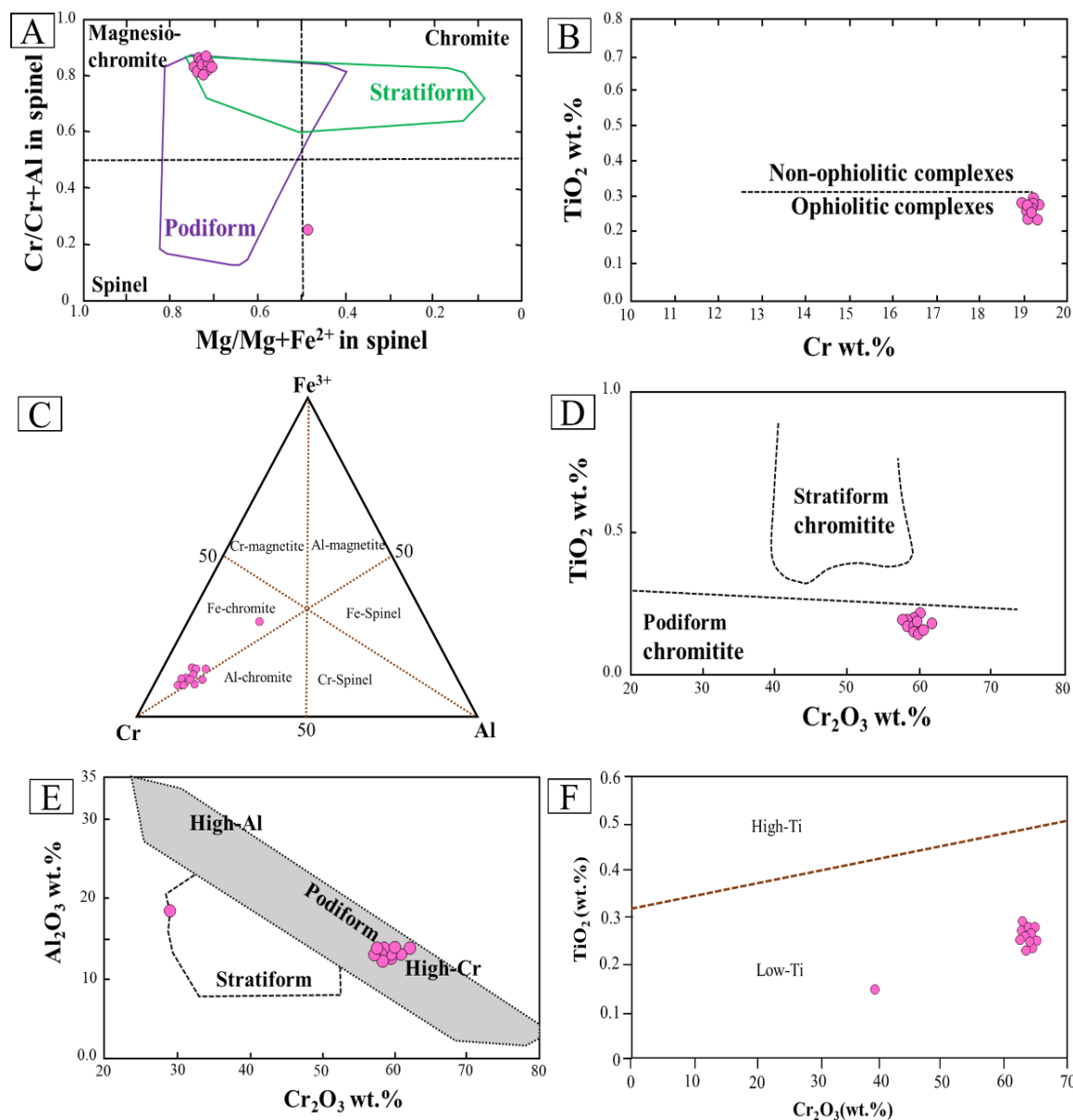
Table 3. Results of Point Analysis of Chrome-Spinels Present in Chromitites of the Bashagard Ophiolitic Complex Based on Weight Percentage and Structural Formula Calculation Data Based on 5 Oxygen Atoms

Point No.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	3.99	0.08	0.06	0.08	0.00	0.08
TiO ₂	0.45	0.29	0.27	0.26	0.26	0.27
Al ₂ O ₃	19.73	13.52	13.31	13.64	14.38	13.64
FeO	33.61	4.34	4.16	4.51	4.77	4.38
MnO	0.70	0.67	0.64	0.60	0.67	0.62
MgO	6.64	15.14	14.90	15.09	15.85	15.11
CaO	2.69	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	28.97	59.76	59.10	59.15	61.79	58.22
NiO	0.00	0.74	0.52	0.40	0.43	0.63
CoO	0.09	0.02	0.02	0.10	0.05	0.00
V ₂ O ₃	0.33	0.10	0.11	0.09	0.06	0.10
Total	97.20	94.66	93.09	93.94	98.26	93.11
Si	0.166	0.003	0.002	0.003	0.000	0.003
Ti	0.140	0.009	0.008	0.008	0.008	0.008
Al	0.970	0.648	0.648	0.658	0.663	0.663
Mn	0.025	0.023	0.022	0.210	0.022	0.022
Mg	0.413	0.918	0.918	0.921	0.925	0.930
Ca	0.120	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ³⁺	0.955	1.922	1.931	1.915	1.912	1.899
Ni	0.000	0.024	0.017	0.013	0.014	0.021
Fe ²⁺	1.172	0.148	0.144	0.154	0.156	0.151
Mg#	26.06	86.12	86.44	85.67	85.57	86.03
Cr#	49.61	74.79	74.87	74.43	74.25	74.12
Al ₂ O ₃ -melt	14.51	12.53	12.45	12.58	12.86	12.58
YAl-chromite	0.46	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24
YFe ³⁺ -chromite	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Ln(FeO/MgO)-chromite	1.67	0.98	1.00	0.93	0.93	0.97
TiO ₂ -melt	1.28	1.10	1.08	1.07	1.07	1.08

ادامه جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۵ اتم اکسیژن

Table 3 (Continued). Results of Point Analysis of Chrome-Spinels Present in Chromitites of the Bashagard Ophiolitic Complex Based on Weight Percentage and Structural Formula Calculation Data Based on 5 Oxygen Atoms

Point No.	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.02	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06
TiO ₂	0.25	0.27	0.24	0.23	0.23	0.28
Al ₂ O ₃	13.60	13.44	13.86	13.65	13.60	13.46
FeO	3.99	4.14	4.29	3.86	4.10	3.99
MnO	0.64	0.62	0.67	0.66	0.65	0.71
MgO	15.24	15.27	15.37	15.69	15.19	15.29
CaO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	58.34	57.73	59.02	60.12	59.50	59.32
NiO	0.33	0.59	0.00	0.70	0.60	0.56
CoO	0.09	0.08	0.00	0.02	0.07	0.09
V ₂ O ₃	0.09	0.07	0.07	0.09	0.08	0.10
Total	92.66	92.30	93.65	95.08	94.07	93.83
Si	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ti	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.009
Al	0.664	0.659	0.668	0.650	0.655	0.650
Mn	0.022	0.022	0.023	0.023	0.023	0.025
Mg	0.941	0.948	0.937	0.945	0.926	0.932
Ca	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.002	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ³⁺	1.910	1.900	1.909	1.920	1.923	1.922
Ni	0.011	0.200	0.000	0.023	0.200	0.018
Fe ²⁺	0.138	0.144	0.147	0.130	0.140	0.137
Mg#	87.21	86.81	86.44	87.91	86.87	87.18
Cr#	74.20	74.25	74.08	74.71	74.59	74.73
Al ₂ O ₃ -melt	12.56	12.50	12.66	12.58	12.56	12.51
YAl-chromite	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
YFe ³⁺ -chromite	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Ln(FeO/MgO)-chromite	1.08	1.04	1.01	1.14	1.04	1.07
TiO ₂ -melt	1.06	1.08	1.04	1.03	1.03	1.09

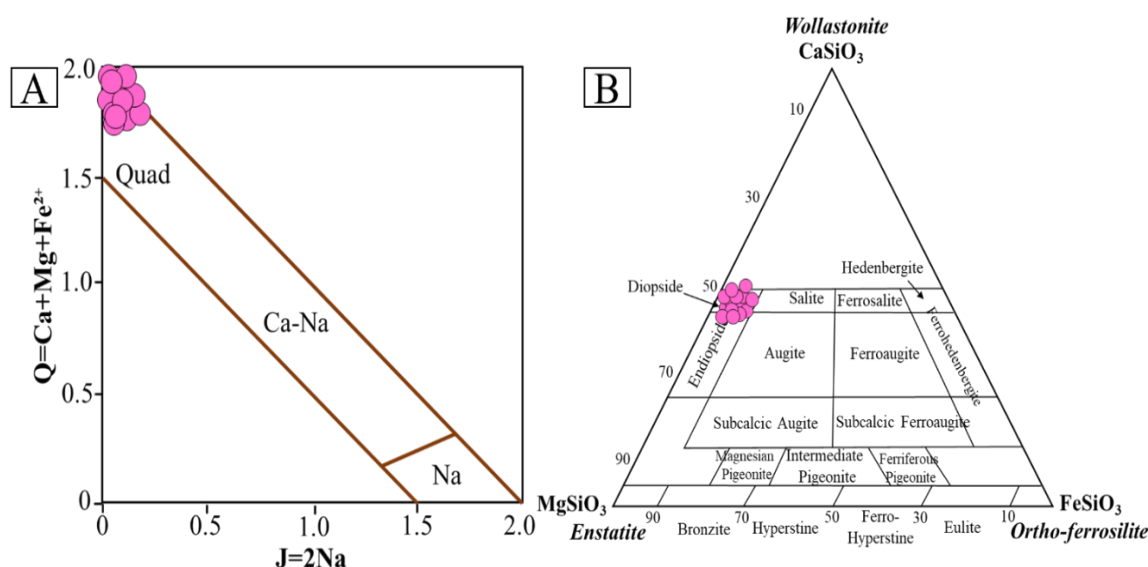


شکل ۱۱. ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد. A: نمودار C# در مقابل عدد منیزیم (Leblanc and Nicolas, 1992), B: نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 (Bonavia et al., 1993), C: نمودار سه‌تایی Cr- Fe^{3+} -Al (Stevens, 1944), D: نمودارهای TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 . مرز بین کرومیت‌های چینه‌سان و نیامی‌شکل از فراریو و گروتی (Ferrario and Garuti, 1988) و آرای و همکاران (Arai et al., 2004) و محدوده Ural-Alaskan از گروتی و همکاران (Garuti et al., 2005), E: نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 (Proenza et al., 1999) و F: نمودار Cr_2O_3 در مقابل TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)

Fig. 11. Chemical composition of chromites from peridotites in the Bashagard area. A: C# vs. Mg# (after Leblanc and Nicolas (1992)), B: Cr vs. TiO_2 variation diagram (after Bonavia et al. (1993)), C: Ternary Cr- Fe^{3+} -Al diagram (after Stevens (1944)), D: TiO_2 vs. Cr_2O_3 discrimination diagram (boundary between stratiform and podiform chromites from Ferrario and Garuti (1988), and Arai et al. (2004); Ural-Alaskan field after Garuti et al. (2005)), E: Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 diagram (after Proenza et al. (1999)), and F: Cr_2O_3 vs. TiO_2 diagram (after Dick and Bullen (1984))

هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد در حدود ۱۶ است (شکل ۱۳-D). مقدار TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها کمتر از ۰/۰۸ درصد وزنی است (شکل ۱۳-E).

متوسط مقدار Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های منطقه بشاگرد در حدود ۱/۵۸ درصد وزنی است (شکل ۱۳-C). عدد کروم نیز در کلینوپیروکسن پریدوتیت‌های مورد بررسی متغیر است و رفتاری متفاوت با عدد منیزیم دارد؛ به گونه‌ای که میانگین عدد کروم در



شکل ۱۲. A: ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه بشاگرد بر روی نمودار Q-J (Morimoto, 1988) و B: ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت منطقه بشاگرد در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988)

Fig. 12. A: Composition of clinopyroxenes in the Bashagard region on the Q-J diagram (Morimoto, 1988), and B: Composition of clinopyroxenes in harzburgite units of the Bashagard region on the Wo-En-Fs triangular diagram (Morimoto, 1988)

بحث

سنگ‌زایی

نشان‌دهنده کنترل ترکیب کرومیت‌های اولیه توسط درجه ذوب‌بخشی گوشته، طبیعت مذاب اولیه، جایگاه زمین‌ساختی، برهم‌کنش مذاب با کرومیت‌های تفرله بازمانده اولیه، فوگاسیته اکسیژن و دمای تبلور مذاب اولیه است (Zhou et al., 2014; Ao and Satyanarayanan, 2022). فرایندهای دگرسانی به طور ضعیف می‌توانند بر روی حاشیه کرومیت‌ها تأثیر بگذارند؛ با این حال، ترکیب هسته کرومیت‌ها یک شاخص سنگ‌زایشی قابل اعتماد برای تعیین ترکیب مذاب‌های مادر و درجه‌های ذوب‌بخشی گوشته در موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف است

کروم‌اسپینل می‌تواند به عنوان یک فاز باقی‌مانده حاصل از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای، طی صعود آستنسفر در مراکز گسترش اقیانوسی حضور داشته باشد (Zhou et al., 2014). کرومیت یکی از اولین فازهای متبلور شده از ماگماهای اولترامافیک-مافیک است که در آنها یون‌های سه‌ظرفیتی مانند Cr و Al، بسیار آهسته‌تر از یون‌های دوظرفیتی (Fe و Mg) انتشار می‌یابند (Baumgartner et al., 2013). بسیاری از بررسی‌ها

خوبی برای بررسی تغییرات این عنصر طی فرایندهای زمین‌شناسی در انواع ماگماهای اولترامافیک-مافیک و کانی‌های گروه اسپینل باشد. افزایش عدد کروم، می‌تواند انعکاسی از افزایش درجه ذوب‌بخشی در گوشته باشد (Dick and Bullen, 1984).

(Kamenetsky et al., 2001; Zhou et al., 2005; Huang et al., 2017). بالابودن غلظت عنصر Cr در ماگما می‌تواند به تبلور کروم اسپینل منجر شود؛ ولی تبلور آن تا حد زیادی به میزان غلظت Al نیز بستگی دارد. در نتیجه، عدد کروم می‌تواند شاخص

جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۱۶ اتم اکسیژن

Table 4. Results of point analysis of pyroxenes in harzburgite units of the Bashagard ophiolitic complex, based on weight percentages and structural formula calculations (normalized to 6 oxygen atoms)

Point No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53.17	51.31	51.35	51.02	52.32	53.34	54.55
TiO ₂	0.05	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	1.52	1.62	1.76	1.63	1.73	1.36	1.26
FeO	2.93	2.98	2.85	4.46	3.14	3.13	3.02
MnO	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.10	0.08
MgO	18.85	19.04	19.33	18.90	19.54	16.92	16.06
CaO	23.53	24.57	24.19	24.01	23.19	25.24	24.46
Na ₂ O	0.12	0.04	0.07	0.09	0.11	0.12	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.42	0.41	0.43	0.42	0.42	0.47	0.47
Total	100.92	100.18	100.23	100.73	100.66	100.77	100.04
Si	1.884	1.881	1.874	1.901	1.814	1.814	1.816
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003
Al	0.070	0.076	0.071	0.074	0.067	0.065	0.067
Fe ²⁺	0.130	0.136	0.118	0.076	0.320	0.312	0.113
Fe ³⁺	0.220	0.221	0.252	0.170	0.425	0.418	0.203
Cr ³⁺	0.012	0.012	0.012	0.012	0.016	0.016	0.014
Mn	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Mg	1.042	1.056	1.035	1.058	0.993	0.981	0.984
Ca	0.966	0.950	0.945	0.903	1.132	1.145	1.004
Na	0.003	0.005	0.006	0.008	0.010	0.006	0.009
Mg#	88.915	88.609	89.749	93.268	75.652	75.878	89.695
Cations	4.333	4.345	4.319	4.209	4.782	4.764	4.294
Wollastonite	47.290	48.120	47.350	47.730	46.030	51.160	49.750
Enstatite	52.710	51.880	52.650	52.270	53.970	47.720	45.450
Ferrosilite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.120	4.790
Cpx Name	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside

ادامه جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

Table 4 (Continued). Results of point analysis of pyroxenes in harzburgite units of the Bashagard ophiolitic complex, based on weight percentages and structural formula calculations (normalized to 6 oxygen atoms)

Point No.	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	53.30	52.69	51.91	51.84	51.89	52.08
TiO ₂	0.09	0.07	0.09	0.09	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	1.47	1.56	1.68	1.72	1.64	1.62
FeO	2.86	2.86	2.68	2.87	2.60	2.72
MnO	0.11	0.12	0.10	0.12	0.11	0.09
MgO	17.20	18.13	19.12	19.07	19.34	18.25
CaO	24.42	24.42	24.27	24.03	24.40	24.74
Na ₂ O	0.12	0.12	0.15	0.14	0.14	0.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.47	0.43	0.45	0.44	0.46	0.51
Total	100.04	100.40	100.45	100.32	100.64	100.17
Si	1.893	1.920	1.894	1.890	1.889	1.857
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.067	0.072	0.074	0.070	0.069	0.068
Fe ²⁺	0.037	0.115	0.105	0.132	0.125	0.125
Fe ³⁺	0.127	0.195	0.191	0.209	0.206	0.206
Cr ³⁺	0.012	0.013	0.013	0.013	0.015	0.014
Mn	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Mg	0.985	1.040	1.039	1.050	1.041	1.023
Ca	0.953	0.949	0.941	0.952	0.962	0.945
Na	0.008	0.011	0.010	0.010	0.006	0.006
Mg#	96.412	90.065	90.841	88.868	89.303	89.111
Cations	4.115	4.294	4.273	4.333	4.318	4.249
Wollastonite	49.550	49.190	47.710	47.520	47.560	49.350
Enstatite	48.550	50.810	52.290	52.480	52.440	50.650
Ferrosilite	1.900	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cpx Name	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside

میزان عدد کروم در پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی حدود ۲۰ تا ۶۰، در پریدوتیت‌های فرورانشی ۴۰ تا ۶۰ (Arai, 1994)، در واحدهای تکنیت تردوس حدود ۴۱ تا ۶۱ (Benn and Laurent, 1987) و در نمونه‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از

۴۹/۶۱ تا ۷۴/۸۷ متغیر است. در نمودار تغییرات Al₂O₃ در مقابل Cr₂O₃ (Franz and Wirth, 2000) (شکل ۱۴-ا)، کرومیت‌های مورد بررسی همگی در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. در این محیط‌ها، برهم کنش ماگمای بونینیتی با

پریدوتیت‌ها اغلب، شامل دو نوع پهنه اقیانوسی ژرف (عمیق) و کوه‌زایی یا آلی هستند. در نمودار عدد کروم در مقابل TiO_2 (Tamura and Arai, 2006) (شکل ۱۴-۱۴)، کروم‌اسپینل‌های کمپلکس بشاگرد در محدوده کروم‌اسپینل‌های ناشی از برهم‌کنش مذاب بونینی با پریدوتیت‌های پهنه‌های فرفروانشی قرار می‌گیرند.

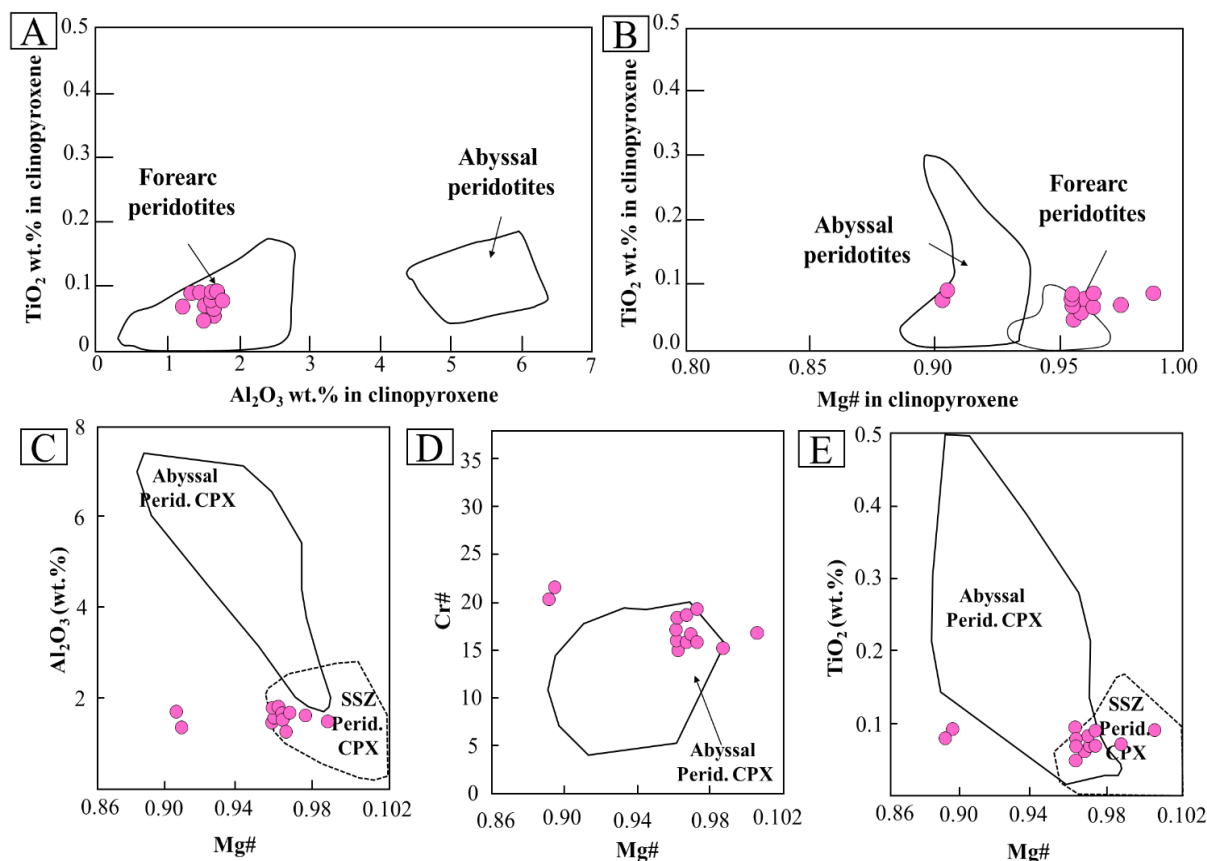
عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌های گوشته عمیق از ۰/۱ تا ۰/۶ تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). این مقدار از حدود ۰/۴ تا ۰/۶ در هارزبورژیت‌ها تا کمتر از ۰/۴ در لرزولیت‌های گوشته عمیق، در پاسخ به کاهش درجه ذوب‌بخشی تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994) و مقدار TiO_2 اغلب کمتر از ۰/۳ درصد وزنی در اسپینل‌های کروم‌دار این سنگ‌هاست (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌های عمیق، بین ۰/۲ تا ۰/۶ و میزان TiO_2 بین ۰ تا ۲ درصد وزنی و اغلب کمتر از ۱ درصد وزنی تغییر می‌کند (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌ها (لرزولیت تا هارزبورژیت) و دونیت‌های گوشته کمانی بین ۰/۹ تا کمتر از ۰/۲ تغییر می‌کند و این مقادیر با دامنه وسیع برآورد شده عدد کروم، از اسپینل‌های رستیت‌های گوشته زیر کمان، سازگار است (Arai, 1994)؛ اما میزان TiO_2 اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌ها اندکی بالاتر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای است (Arai et al., 2011). پریدوتیت‌های به شدت تهی‌شده با اسپینل‌های دارای عدد کروم بالا (کمتر از ۰/۷) می‌توانند هم در گوه گوشته‌ای زیر کمان و هم در پلوم‌های گوشته‌ای درون‌صفحه‌ای ایجاد شوند (Arai, 1994; Ishiwatari and Tsujimori, 2003). در نمودار Cr_2O_3 در مقابل MgO (شکل ۱۴-۱۴)، نمونه‌های کرومیتیتی کمپلکس افیولیتی بشاگرد در محدوده با کمترین تهی‌شدگی قرار می‌گیرند. با توجه به نمودار TiO_2 در مقابل عدد کروم (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۴-۱۴)، ماگمای تشکیل‌دهنده کرومیت‌های مورد بررسی در محدوده بونینی قرار می‌گیرد و ترکیبی مشابه با

کروم‌اسپینل‌های گوشته بازمانده از ذوب‌بخشی، سبب افزایش عدد کروم و کاهش غلظت TiO_2 در آنها می‌شود (Ao and Satyanarayanan, 2022). مقادیر TiO_2 در پریدوتیت‌های آلی همیشه پایین است؛ اما مقادیر آن در افیولیت‌ها به مراتب بیشتر است. در نمودار TiO_2 در مقابل $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ (Barnes and Roeder, 2001) (شکل ۱۴-۱۴)، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو پریدوتیت‌های آلی قرار می‌گیرند. بنابر این، می‌تواند نشان‌دهنده مشابهت سنگ‌های مورد بررسی با پریدوتیت‌های نوع آلی و تمایز آنها از پریدوتیت‌های توالی افیولیتی باشد.

به باور بونانی و میشل (Bonatti and Micheael, 1989)، میزان ذوب‌بخشی و درجه تهی‌شدگی گوشته در نواحی مختلف زمین‌ساختی متفاوت است. در نمودار عدد کروم در مقابل TiO_2 (Tamura and Arai, 2006) (شکل ۱۴-۱۴)، کروم‌اسپینل‌ها که منحنی ذوب‌بخشی گوشته نیز بر روی آن نشان‌داده شده است (Pearce et al., 2000)، چنانچه میزان فراوانی Ti در کروم‌اسپینل کاهش یابد، درجه ذوب‌بخشی گوشته و میزان عدد کروم افزایش می‌یابد. در این نمودار، همچنین ترکیب گوشته موجود در نواحی تشکیل بونینیت‌ها، تولیت‌های جزایر اقیانوسی و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی با درجه‌های متنوع ذوب‌بخشی مشخص شده‌اند. چنان‌که در شکل ۱۴-۱۴ نشان‌داده شده است، کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها در قلمرو تولیت‌های جزایر کمانی با ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی واقع شده‌اند. پریدوتیت‌های شکل‌گرفته در پهنه‌های فرفروانشی می‌توانند در این نواحی، اطلاعات مهمی از تولید مذاب و همچنین برهم‌کنش مذاب/گوشته فراهم آورند (Pearce et al., 2000; Ao and Satyanarayanan, 2022). این اطلاعات می‌توانند به درک بهتر موقعیت‌های زمین‌ساختی اولیه و چگونگی تشکیل مجموعه‌های افیولیتی و دیگر مجموعه‌های مافیک-اولترامافیک و همچنین برافرایش پوسته در سامانه‌های کمان-حوضه منجر شود (Pearce et al., 2000). بر اساس موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف،

متبلور شده‌اند. در برابر آن کرومیت‌های با مقادیر بالای عدد کروم، نشان‌دهنده تبلور از مذاب‌هایی با ترکیب بونیت هستند که در محیط زمین‌ساختی بالای پهنه فروانش مشاهده می‌شوند.

پریدوتیت‌های تهی‌شده گوشته دارد. بر اساس پژوهش کامتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)، کرومیت‌های با مقادیر عدد کروم پایین، Al_2O_3 و مقدار گسترده‌ای از TiO_2 ، بیانگر اسپینل‌هایی هستند که از یک مذاب با ترکیب MORB



شکل ۱۳. ترکیب‌های شیمیایی تجزیه‌شده کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ؛ B: نمودار TiO_2 در مقابل عدد منیزیم، Al_2O_3 ؛ C: نمودار Al_2O_3 در مقابل عدد منیزیم، $Cr\#$ ؛ D: نمودار $Cr\#$ در مقابل عدد منیزیم، TiO_2 ؛ E: نمودار TiO_2 در مقابل عدد منیزیم. محدوده‌های کلینوپیروکسن مربوط به پریدوتیت‌های عمیق، به وسیله خط ممتد و محدوده‌های کلینوپیروکسن‌های مربوط به پریدوتیت‌های محیط فرافروانشی، به وسیله خط چین مشخص شده‌اند. محدوده‌های ترکیب‌های شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های نوع عمیق بر مبنای نمودار جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و پریدوتیت‌های نوع جلوی کمان بر اساس نمودار ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) رسم شده‌اند.

Fig. 13. Presentation of the analyzed chemical compositions of clinopyroxenes from harzburgites of the Bashagard ophiolitic complex. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram, B: TiO_2 vs. $Mg\#$ diagram, C: Al_2O_3 vs. $Mg\#$ diagram, D: $Cr\#$ vs. $Mg\#$ diagram, and E: TiO_2 vs. $Mg\#$ diagram. The compositional fields of clinopyroxenes from abyssal peridotites are marked by solid lines, whereas those of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites are shown by dashed lines. The ranges of clinopyroxene chemical compositions in abyssal peridotites are based on Johnson et al. (1990), and those of fore-arc type peridotites are plotted according to Ishii et al. (1992).

تعیین ترکیب ماگمای مادر تشکیل دهنده کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد

زمین‌شیمی کرومیت، اطلاعات ارزشمندی در مورد سنگ‌زایی و فرایندهای ماگمایی حاکم در محیط‌های ژئودینامیکی مختلف ارائه می‌دهد (Kamenetsky et al., 2001; Rollinson, 2008). مذاب مادر کرومیتیت‌ها به وسیله فرایندهای مختلفی نظیر درجه‌های مختلف ذوب‌بخشی (Arai, 1990; Kelemen, 1994) و اکشن‌های مذاب/سنگ و مذاب/مذاب در محیط‌های وابسته به فرورانش شکل می‌گیرد. بررسی‌های مختلف نشان داده است که میزان Al_2O_3 و TiO_2 موجود در کرومیتیت‌ها به طور مستقیم به مذاب مادر مربوط می‌شود. در این راستا، برای به دست آوردن ترکیب مذاب مادر از پژوهش رولینسون (Rollinson, 2008) استفاده شد.

تعیین میزان Al_2O_3 در ماگمای مادر کرومیتیت‌ها: از آنجا که میزان Al_2O_3 در کرومیتیت‌ها به ترکیب مذاب مادر بر می‌گردد و این مقدار به وسیله تبلور و دما تغییر نمی‌کند؛ بنابراین می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای مادر مورد استفاده قرار گیرد. برای برآورد میزان Al_2O_3 مذاب مادر کرومیتیت‌ها از معادلات رولینسون (Rollinson, 2008) استفاده شد که بر اساس داده‌های کرومیت و میان‌بارهای مذاب پیشنهادی کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001) است:

$$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-melt} = 5.2181 \times \text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3\text{-chromite}) - 1.0505$$

میزان Al_2O_3 مذاب مادر کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد به ترتیب از ۱۲/۴۵ تا ۱۴/۵۱ متغیر است (جدول ۳). میزان محاسبه‌شده Al_2O_3 برای مذاب مادر کرومیتیت‌های بشاگرد نزدیک به مقدار Al_2O_3 موجود در ماگماهای تولیتی است.

تعیین نسبت FeO/MgO در ماگمای مادر کرومیتیت‌ها: نسبت FeO/MgO مذاب نیز توسط FeO/MgO کرومیت‌ها و با استفاده از فرمول آگه (Augé, 1987) محاسبه شد:

$$\text{Ln}(\text{FeO/MgO})\text{-liquid} = 0.47 - 1.07 \times \text{YAl-chromite} + 0.64 \times \text{YFe}^{2+}\text{-chromite} + \text{Ln}(\text{FeO/MgO})\text{-chromite}$$

$$\text{YAl-chromite} = \text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}), \text{YFe}^{3+}\text{-chromite} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})$$

مقادیر FeO/MgO محاسبه‌شده برای مذاب مادر کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد، بین ۰/۹۳ تا ۱/۶۷ متغیر است (جدول ۳) که نزدیک به ماگمای مادر کرومیتیت‌ها در کرومیتیت‌های Sagua de Tanamo در شرق کوبا (González-Jiménez et al., 2014a) و همچنین نزدیک به مجموعه ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) از کمپلکس افیولیتی اسفندقه است. مقدار FeO/MgO کرومیت، تحت تأثیر تعادل بین کرومیت و البوین در حالت جامد قرار می‌گیرد و تغییر می‌کند؛ ولی مقادیر به دست آمده در مقایسه با سایر کرومیتیت‌های دنیا و ایران مقادیر مشابهی را نشان می‌دهد (جدول ۳). به هر حال، پایین بودن میزان FeO/MgO نسبت به مذاب MORB احتمالاً به دلیل عملکرد بازالت‌های محیط‌های پشت کمانی است.

تعیین نسبت TiO_2 در ماگمای مادر کرومیتیت‌ها: برای برآورد میزان TiO_2 مذاب مادر کرومیتیت‌ها از معادلات پیشنهادی رولینسون (Rollinson, 2008) بر اساس داده‌های کرومیت و میان‌بارهای مذاب پیشنهادی کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001) استفاده شد:

$$\text{Ln}(\text{TiO}_2\text{-melt}) = 1.0963 \times (\text{TiO}_2\text{-chromite}) + 0.7863$$

میزان TiO_2 مذاب مادر کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از ۱/۰۳ تا ۱/۲۸ متغیر است (جدول ۳).

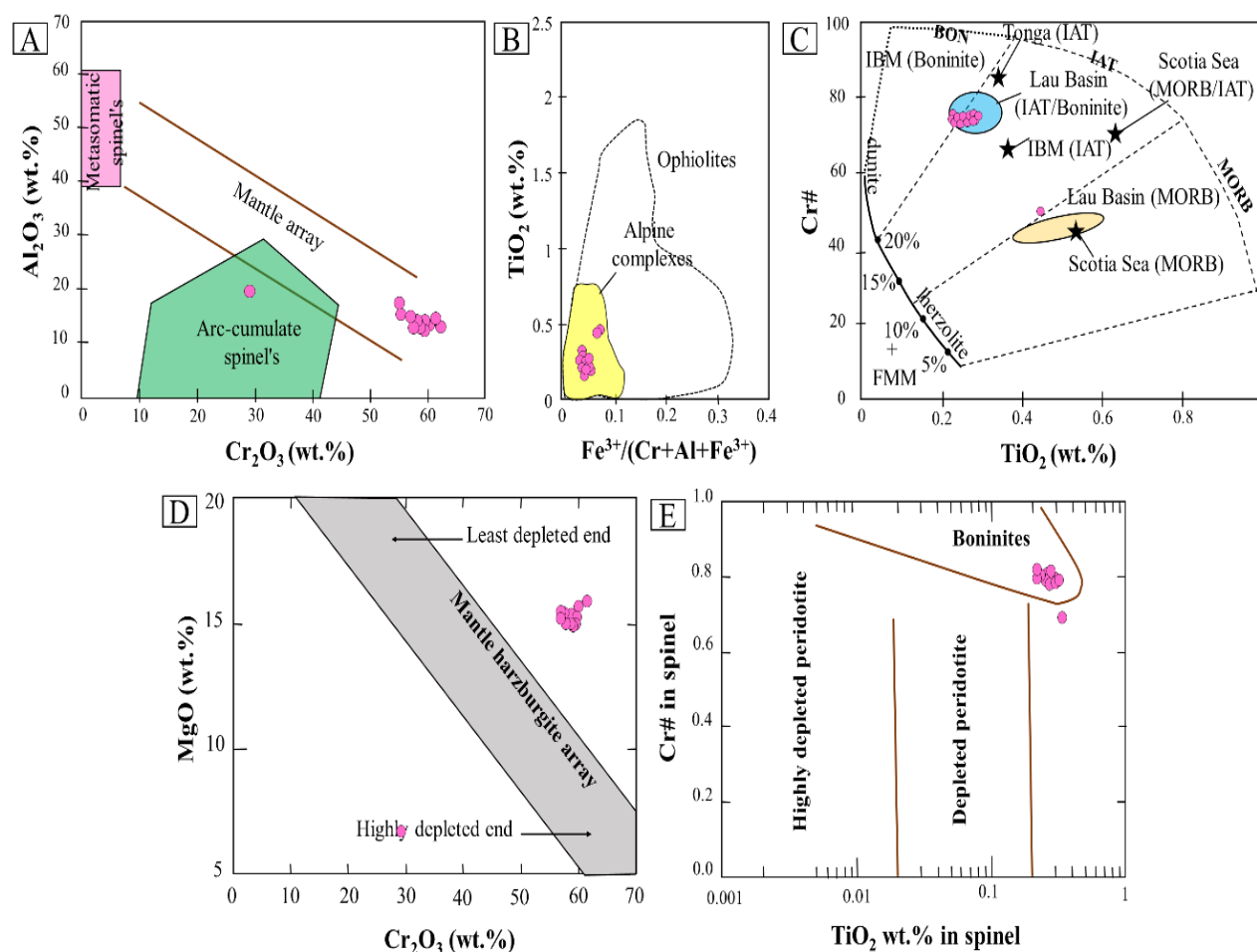
تکامل ژئودینامیکی افیولیت‌های مکران شمالی

جایگاه‌های زمین‌ساختی جزایر کمانی و حوضه پشت کمانی، به عنوان اصلی‌ترین پهنه‌های تشکیل کرومیت‌های پادیفرم در افیولیت‌ها شناخته می‌شوند (Rollinson, 2008). در این محیط‌ها، واکنش میان پریدوتیت‌های گوشته بالایی با مذاب‌هایی که از اعماق گوشته منشأ گرفته و به سمت بالا مهاجرت می‌کنند، به تبلور

ماگما، درجه ذوب‌بخشی گوشته و تعیین محیط زمین‌ساختی دارد و به طور گسترده در بررسی‌های افیولیتی مورد استفاده قرار گرفته است (Arai, 1994; Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011).

کرومیت منجر می‌شود (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994).

بر این اساس، ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌ها، به عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌های سنگ‌شناختی، نقش کلیدی در تفسیر منشأ



شکل ۱۴. موقعیت کروم‌اسپینل‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000)، B: نمودار تغییرات $Fe^{3+}\#$ در مقابل TiO_2 (Barnes and Roeder, 2001)، C: نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل $Cr\#$ (Tamura and Arai, 2006)، D: نمودار تغییرات MgO در مقابل Cr_2O_3 (محدوده خاکستری هارزبورژیت‌های از ال-آبد (Al-Aabed, 2000)، E: نمودار TiO_2 در مقابل عدد کروم (Kamenetsky et al., 2001) (محدوده بونینیت‌ها و بازالت‌های رشته‌کوه‌های میان‌اقیانوسی از دیک و بولن (Dick and Bullen, 1984) و محدوده پریدوتیت‌های تهی‌شده و به شدت تهی‌شده از ژان و ویندلی (Jan and Windley, 1990))

Fig. 14. Position of chrome-spinel from ultramafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex. A: Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 variation diagram (Franz and Wirth, 2000), B: $Fe^{3+}\#$ vs. TiO_2 variation diagram (Barnes and Roeder, 2001), C: TiO_2 vs. $Cr\#$ variation diagram (Tamura and Arai, 2006), D: Cr_2O_3 vs. MgO variation diagram (gray field for mantle harzburgites after Al-Aabed, 2000), and E: TiO_2 vs. $Cr\#$ diagram (Kamenetsky et al., 2001) (fields for boninites and mid-ocean ridge basalts after Dick and Bullen (1984); and for depleted to highly depleted peridotites after Jan and Windley (1990))

اغلب مقادیر بالاتری از TiO_2 دارند؛ زیرا Ti در جریان ذوب‌بخشی گوشته بالایی به شدت وارد مذاب می‌شود (Jan and Windley, 1990; Bridges et al., 1995). حضور آمفیبول اولیه، غنی‌شدگی کرومیت‌ها از Cr و مقادیر پایین TiO_2 همگی از تبلور این کرومیت‌ها در یک محیط فرورانشی وابسته به مذاب آبدار و مرتبط با کمان‌های آتشفشانی حکایت دارد (Akmaz et al., 2014; Akmaz et al., 2025).

به طور کلی، افیولیت‌ها بر اساس جایگاه زمین‌ساختی تشکیل، به دو گروه افیولیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و افیولیت‌های پهنه فرافروانش تقسیم می‌شوند (Pearce et al., 1984; Shervais, 2001). پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌های SSZ اغلب ترکیب هارزبورژیت دارند؛ در حالی که پریدوتیت‌های افیولیت‌های MOR اغلب لرزولیتی هستند. ترکیب غالب پریدوتیت‌های کمپلکس بشاگرد، هارزبورژیت است. در محیط‌های فرورانشی، ورود سیالات حاصل از ورقه فرورو و صعود استنوسفر موجب کاهش نقطه ذوب، افزایش درجه ذوب‌بخشی و تشکیل ماگماهای بونینیتی و پسماند‌های هارزبورژیتی می‌شود (Shervais, 2001). کانی‌سازی کرومیت در بخش‌های گوشته‌ای هارزبورژیت-دونیت و پهنه انتقالی موهو، به ویژه در افیولیت‌های SSZ، رایج است و در افیولیت‌های MOR مشاهده نمی‌شود (Arai, 1994).

حضور سری بونینیت در کرومیت‌های مورد بررسی (شکل ۱۴- E) نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای تهی‌شده، ذوب‌بخشی درجه بالا و شرایط آبدار است (Dick and Bullen, 1984). ترکیب اسپینل‌های دارای عدد کروم بالا و قرارگیری آنها در قلمرو بونینیت (شکل ۱۴- B) شباهت پریدوتیت‌های بشاگرد را با انواع آلپی و کمانی نشان می‌دهد. در مجموع، داده‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی بیانگر آن است که افیولیت بشاگرد ماهیتی فرافروانشی داشته و در بالای پهنه فرورانش نئوتیس شکل گرفته است.

در چهارچوب این تفسیر، یک مدل زمین‌ساختی مرحله‌ای، شامل بلوغ حوضه نئوتیس، آغاز فرورانش، تشکیل جلوی کمان، توسعه

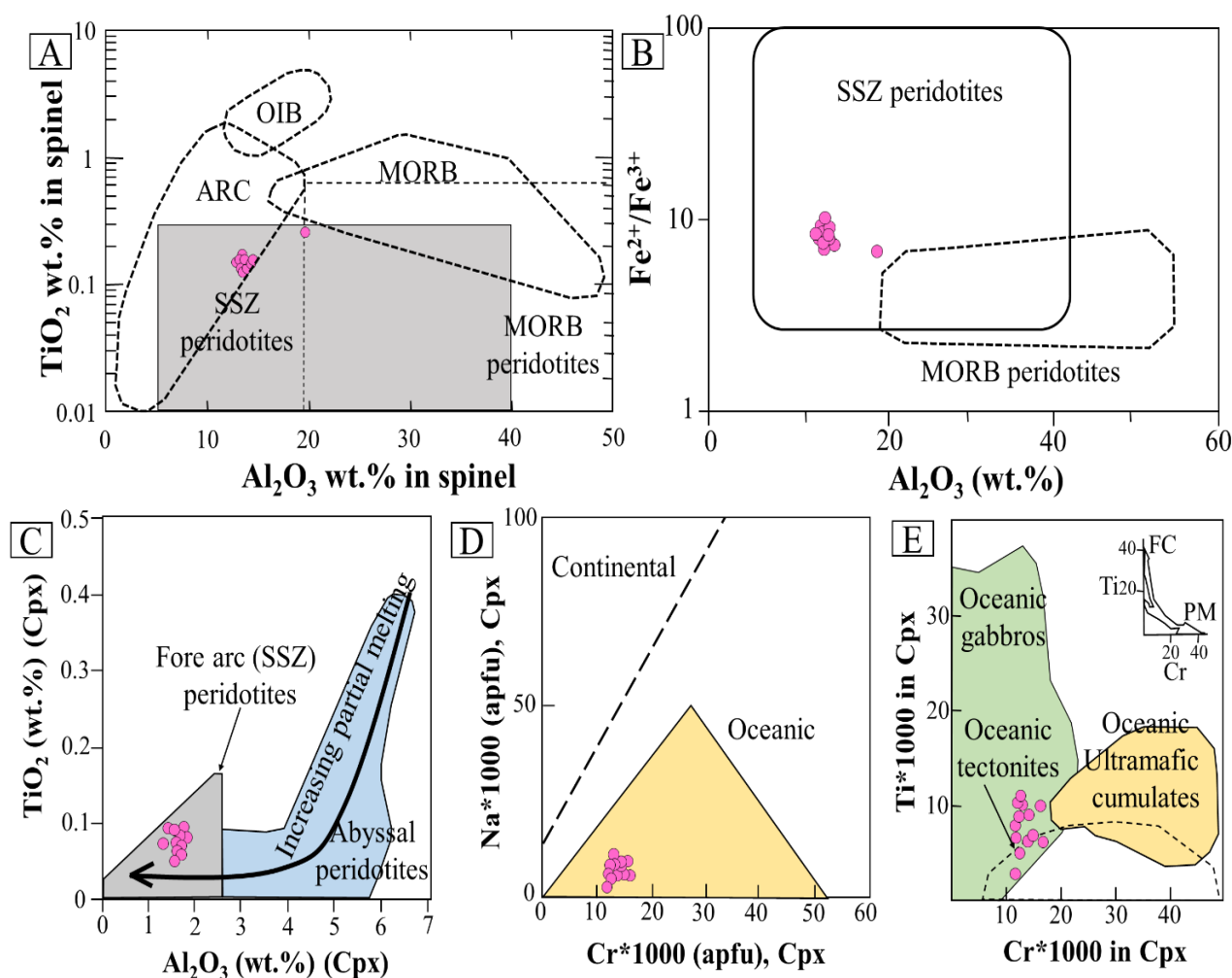
بر اساس نتایج پژوهش‌های کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)، مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کرومیت‌ها به طور مستقیم به ترکیب ماگمای مولد وابسته است و لذا این عناصر به عنوان شاخص‌هایی معتبر برای تشخیص محیط زمین‌ساختی به کار می‌روند. داده‌های کرومیت‌های منطقه بشاگرد در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۵-A)، در محدوده محیط‌های فرافروانشی و کمانی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده پیوند با ماگما‌های وابسته به کمان آتشفشانی است. همچنین، نسبت $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۵-B)، جایگاه این کرومیت‌ها را به طور مشخص در قلمرو محیط‌های فرافروانشی نشان می‌دهد. این تفسیر با نتایج حاصل از نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 مربوط به کلینوپیروکسن هارزبورژیت‌ها (شکل ۱۵-C) نیز همخوانی دارد. فالون و دانیوشفکی (Fallon and Danyushevsky, 2000)، بیان می‌کنند که ارتباط میان ماگما‌های بونینیتی، آندزیت‌های غنی از Mg ، تولیت‌های کمانی و کرومیت‌های انبانه‌ای غنی از Cr در پریدوتیت‌های بسیار دیرگداز، بازتاب شرایط دمای بالا، فشار پایین و PH_2O بالاست. بر این اساس، بونینیت‌ها فقط در نواحی جلوی کمان تشکیل می‌شوند.

در نمودار Na در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981) (شکل ۱۵-D)، محیط تشکیل پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد، محیط اقیانوسی تفسیر شده است؛ در حالی که نمودار Ti در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981) (شکل ۱۵-E) نشان می‌دهد، این نمونه‌ها در مرز بین قلمرو تکتونیت‌ها و گابروهای اقیانوسی قرار می‌گیرند. کرومیت‌های بشاگرد دارای مقادیر بسیار پایین TiO_2 با میانگین حدود ۰/۲۸ درصد وزنی هستند که یکی از ویژگی‌های شاخص کرومیت‌های پادیفرم به شمار می‌رود.

در اغلب کانسارهای کرومیت پادیفرم جهانی، مقدار TiO_2 کمتر از ۰/۳ درصد گزارش شده است؛ در حالی که کرومیت‌های لایه‌ای

نخستین مدل‌های ژئودینامیکی مکران شمالی بر پایه داده‌های نقشه‌برداری زمین‌شناسی دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ ارائه شد (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002).

پشت کمان و درنهایت جای‌گیری افیولیت‌ها و بسته‌شدن حوضه اقیانوسی پیشنهاد می‌شود. این برداشت با مدل‌های بازسازی ژئودینامیکی مطرح‌شده برای شمال مکران پیوند می‌یابد (Barbero et al., 2025).



شکل ۱۵. نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001); B: نمودار $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001); C: نمودار Al_2O_3 vs. TiO_2 (abyssal and fore-arc fields after Hebert and Laurent (1990)); D: نمودار Na در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981); و E: نمودار Ti در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981).

Fig. 15. Tectonic setting discrimination diagrams for the Bashagard ophiolitic complex. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram (Kamenetsky et al., 2001), B: $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ vs. Al_2O_3 diagram (Kamenetsky et al., 2001), C: Al_2O_3 vs. TiO_2 diagram (abyssal and fore-arc fields after Hebert and Laurent (1990)), D: Na vs. Cr diagram for clinopyroxene (Kornprobst et al., 1981), and E: Ti vs. Cr diagram for clinopyroxene (Kornprobst et al., 1981).

در این بازسازی، هشت پهنه زمین‌ساختی از یکدیگر تفکیک شدند و جایگاه کنونی آنها در منشور برافزایشی مکران، بازتابی از جغرافیای دیرینه آنها در اقیانوس نئوتتیس دانسته شد. در این مدل، کمپلکس باجگان-دورکان به عنوان عنصری کلیدی در تکامل نئوتتیس از ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین معرفی شد و به صورت یک خردقاره با پی‌سنگ دگرگونی و پوشش کربناته تعبیر شد (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002). بر اساس این تفسیر، خردقاره باجگان-دورکان شاخه اصلی نئوتتیس را از یک حوضه پشت‌کمانی موسوم به اقیانوس فنوج جدا می‌کرد؛ حوضه‌ای که بقایای آن در مجموعه آمیزه رنگین شناسایی شدند. افزون بر این، افیولیت‌های مکران درونی به اقیانوس فنوج نسبت داده شدند و همبستگی‌هایی میان واحدهای مکران شمالی، زاگرس و پهنه سنج-سیرجان پیشنهاد شد (Berberian et al., 1982; Shafaii Moghadam and Stern, 2015).

با این حال، بررسی‌های دو دهه اخیر با بهره‌گیری از داده‌های زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، ژئوکرونولوژی، زمین‌شیمی و دگرگونی، تصویری پیچیده‌تر از تکامل حوضه مکران شمالی ارائه داده‌اند (Omran et al., 2017; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Shafaii Moghadam et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b; Saccani et al., 2024; Barbero et al., 2025; Ghasemi Siani et al., 2025). این داده‌ها نشان می‌دهد که کمپلکس باجگان نه یک پی‌سنگ قاره‌ای پالئوژئیک، بلکه مجموعه‌ای از متافیولیت‌ها با پوشش رسوبی دگرگون‌شده وابسته به یک حوضه اقیانوسی ژوراسیک-کرتاسه است (Şengör et al., 1988; Barrier et al., 2018).

باربرو و همکاران (Barbero et al., 2025)، یک مدل ژئودینامیکی جدید را برای تکامل حوضه مکران شمالی در بازه ژوراسیک تا ائوسن ارائه دادند که با هدف بازسازی گشایش و

بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس میان صفحه عربی و بلوک لوت تدوین شده است. این مدل، برخلاف تفاسیر پیشین، بر تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، ژئوکرونولوژیکی و ساختاری تمامی واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی تکیه دارد و تکامل این ناحیه را در چهارچوب یک الگوی اقیانوسی واحد توضیح می‌دهد. گشایش نئوتتیس به ریف‌زایی پرمین حاشیه شمالی گندوانا نسبت داده می‌شود (Stampfli and Borel, 2002; Barrier et al., 2018). در خاورمیانه، این اقیانوس از تریاس تا سنوزوئیک میان صفحه عربی و بلوک لوت توسعه یافت (Barrier et al., 2018)؛ هرچند شواهد ریف‌زایی پرمین پسین-تریاس پیشین و گسترش اولیه اقیانوسی در کمربندهای برخوردی نادر بوده و اغلب به عمان و زاگرس محدود می‌شود (Ghasemi and Talbot, 2006).

در مکران شمالی، آمفیولیت‌های آمیزه رنگین با سن سنگ مادر پرمین تا تریاس پسین، به عنوان ثبت‌کننده ریف‌زایی و مراحل اولیه گسترش نئوتتیس تفسیر می‌شوند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی انتقالی تا E-MORB این سنگ‌ها، ماگماتیسیم مافیک وابسته به زبانه گوشته‌ای را در محیط ریف‌تی حاشیه شمالی گندوانا نشان می‌دهد (Esmaeili et al., 2022). تکامل بعدی اقیانوس، توسط متافیولیت‌های کمپلکس باجگان ثبت شده است که بر اساس داده‌های چینه‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنین U-Pb، بازمانده لیتوسفر اقیانوسی ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین هستند و وجود یک پشته میان‌اقیانوسی فعال از ژوراسیک پسین را تأیید می‌کنند؛ تفسیری که با داده‌های زاگرس سازگار است (Shafaii Moghadam et al., 2017) (شکل ۱۶-A). در این بازه، هیچ شواهدی از فرورانش یا ماگماتیسیم وابسته به آن گزارش نمی‌شود و یک حوضه اقیانوسی واحد میان صفحه عربی و بلوک لوت گسترش داشته است (Barbero et al., 2025).

در کرتاسه پیشین، هم‌گرایی صفحه‌عربی و بلوک‌لوت موجب هسته‌زایی نخستین پهنه‌فرورانشی نئوتتیس شد (Agard et al., 2018; Barrier et al., 2011) (شکل ۱۶-B). این تغییر با ماگماتیسیم کمانی و دگرگونی فشاربالا-دماپایین در مقیاس نئوتتیس همراه بوده است (Agard et al., 2006; Shafaii Moghadam et al., 2017; Burg, 2018). در مکران شمالی، شواهد این مرحله شامل سنگ‌های کمانی IAT در آمیزه‌رنگین و پریدوتیت‌های وابسته به پهنه‌فرورانش در افیولیت سرخ‌بند است و پوشش‌های پلاژیوک، محیط جلوی کمان عمیق را نشان می‌دهد. ادامه‌فرورانش درون‌اقیانوسی به تفکیک دو شاخه‌اقیانوسی منجر شد: نئوتتیس در جنوب و اقیانوس مکران شمالی در شمال پهنه‌فرورانش.

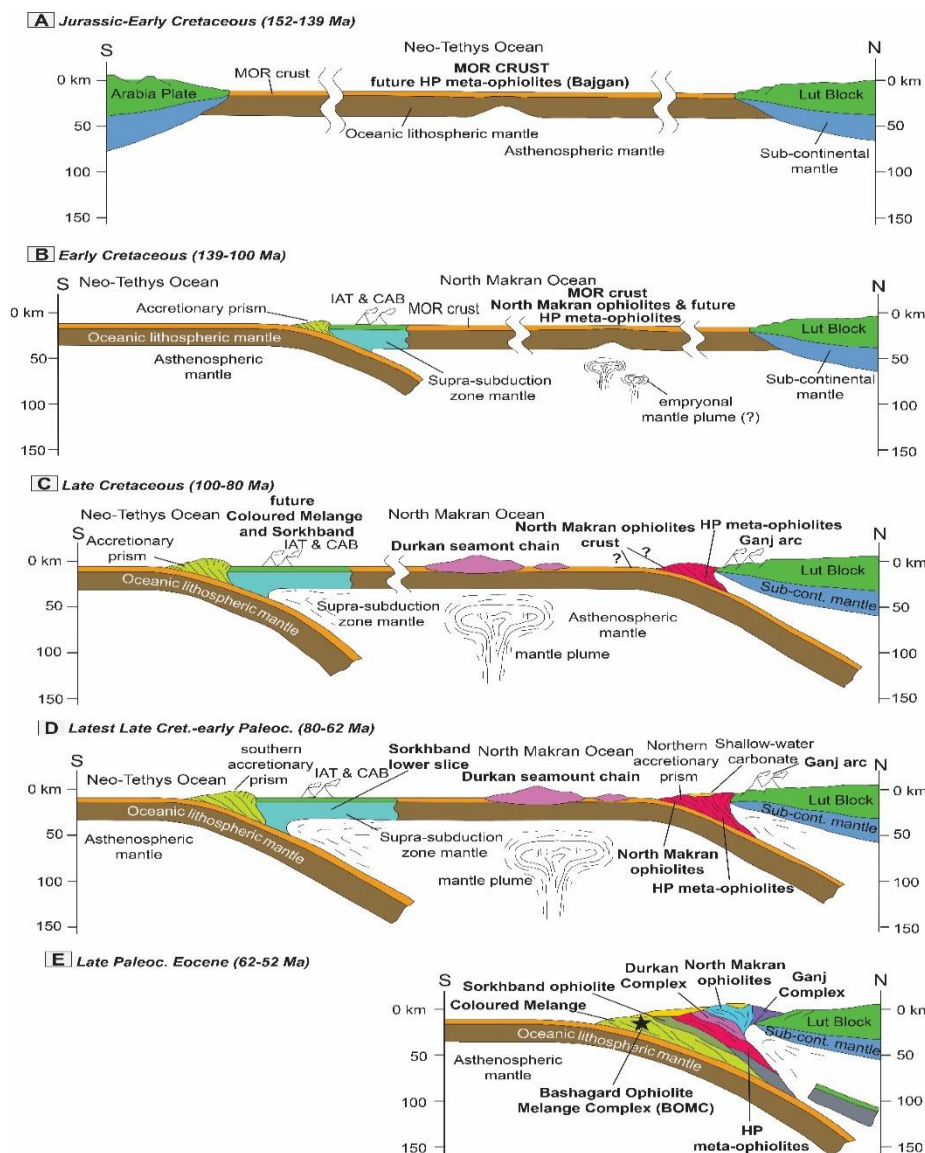
این مرحله، با از بین رفتن لیتوسفر نئوتتیس در طی فرایند فرورانش همراه بود؛ در حالی که اقیانوس مکران شمالی با فعالیت پشته میان‌اقیانوسی و تولید پوسته N-MORB تا E-MORB به تکامل خود ادامه‌داد.

مدل‌سازی‌های پترولوژنتیکی، ذوب‌بخشی گوشته لرزولیتی غنی‌شده توسط مؤلفه OIB در رخساره‌های گارنت و اسپینل را نشان می‌دهند که بیانگر اثر یک مؤلفه‌زبانمانند در گوشته آستوسفری است (Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2023a; Saccani et al., 2023b). به این ترتیب، اقیانوس مکران شمالی در کرتاسه پیشین یک حوضه اقیانوسی بالغ در پشت جبهه فرورانشی بوده است.

در کرتاسه پسین، پیکربندی ژئودینامیکی منطقه تغییر اساسی یافت. کمپلکس دورکان شواهد ماگماتیسیم‌زبانه‌گوشته‌ای و تشکیل زنجیره کوه دریایی کرتاسه پسین را ثبت می‌کند؛ در حالی که کمپلکس گنج‌نشان‌دهنده یک کمان آتشفشانی فعال است. ترکیب P-MORB روشن تا قلیایی سنگ‌های کمپلکس دورکان و نتایج مدل‌سازی‌ها، صعود زبانه‌گوشته‌ای نوع OIB را تأیید

می‌کند (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b) (شکل ۱۶-G). در مقابل، ویژگی‌های ساختاری و آتشفشانی کمپلکس گنج‌نشان می‌دهد که این کمان بر اثر فرورانش رو به شمال لیتوسفر اقیانوسی مکران شمالی به زیر بلوک‌لوت شکل گرفته است. حضور متافیولیت‌های فشاربالا-دماپایین کرتاسه پسین در حاشیه جنوبی اوراسیا (Agard et al., 2006; Bonnet et al., 2020) و تداوم ماگماتیسیم IAT در آمیزه‌رنگین (Saccani et al., 2018; Burg, 2018) نشان‌دهنده همزیستی دو پهنه‌فرورانش هم‌زمان در کرتاسه پسین است؛ پدیده‌ای که احتمال می‌رود به نرخ بالای هم‌گرایی عربستان-اوراسیا و نقش تضعیف‌کننده زبانه‌گوشته‌ای مرتبط بوده است (Agard et al., 2006; Zhou et al., 2020).

در اواخر کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین، اقیانوس مکران شمالی به تدریج و از طریق فعالیت هم‌زمان این دو پهنه‌فرورانشی بسته‌شد (Agard et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2017; Pandolfi et al., 2021; Burg, 2018) (شکل ۱۶-D). در پالئوسن پیشین، کوتاه‌شدگی شدید پوسته‌ای موجب راندگی افیولیت سرخ‌بند بر روی آمیزه‌رنگین شد (Barbero et al., 2023b). سن بلوک‌های آمیزه‌رنگین و نهشته‌های پالئوسن پسین-اوسن، زمان دگرریختی را به پالئوسن محدود می‌کند (McCall, 2002; Barbero et al., 2023b). در پالئوسن پسین-اوسن، با بسته‌شدن کامل اقیانوس مکران شمالی، دو کمپلکس فرورانشی ادغام‌شده و مکران شمالی به عنوان یک پهنه زمین‌درز واقعی شناسایی می‌شود که توسط نهشته‌های اوسن پوشانده شده است (Burg, 2018) (شکل ۱۶-E). این مدل با الگوهای ارائه‌شده برای زاگرس و هیمالیا همخوانی داشته و اعتبار منطقه‌ای آن را در چهارچوب سامانه آلپ-هیمالیا تقویت می‌کند (Ghasemi and Talbot, 2006; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ullah et al., 2023).



شکل ۱۶. مدل‌های زمین‌ساختی دوبعدی در مقیاس لیتوسفری که سیر تحول ژئودینامیکی حوضه مکران شمالی را از ژوراسیک تا ائوسن نشان می‌دهد (با تغییرات از باربرو و همکاران (Barbero et al., 2025))؛ همچنین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس افیولیتی بشاگرد و کانی‌سازی کرومیت وابسته به آن را مشخص می‌کند. A: ریف‌ت‌زایی و تشکیل حوضه اقیانوسی (ژوراسیک- کرتاسه پیشین، ۱۵۲ تا ۱۳۹ میلیون سال قبل)، B: گسترش بستر اقیانوس و فرورانش اولیه (کرتاسه پیشین، ۱۳۹ تا ۱۱۵ میلیون سال قبل)، C: محیط بالای پهنه فرورانش و رخداد ماگماتیسیم کمانی (کرتاسه پسین، ۱۰۰ تا ۸۰ میلیون سال قبل)، D: گسترش هم‌گرایی و به هم پیوستن واحدهای افیولیتی دگرگون‌شده (کرتاسه پسین - پالئوسن پیشین، ۸۰ تا ۶۲ میلیون سال قبل) و E: برخورد نهایی و بسته‌شدن حوضه اقیانوسی (پالئوسن پسین تا ائوسن پیشین، ۶۲ تا ۵۲ میلیون سال قبل). علائم اختصاری عبارتند از MOR: پشته میان‌اقیانوسی؛ HP: دگرگونی فشار بالا؛ IAT: جزایر کمانی تولیتی؛ CAB: بازالت کالک‌آلکالین؛ SSZ: پهنه فرافروانش

Fig. 16. Two-dimensional (2D) lithosphere-scale tectonic models illustrating the geodynamic evolution of the Northern Makran Basin from the Jurassic to the Eocene (modified after Barbero et al., 2025), and showing the tectonic position of the Bashagard ophiolitic complex and its associated chromite mineralization. A: Rifting and formation of an oceanic basin (Jurassic–Early Cretaceous, 152–139 Ma), B: Seafloor spreading and initiation of subduction (Early Cretaceous, 139–115 Ma), C: Development of a supra-subduction-zone (SSZ) setting and arc-related magmatism (Late Cretaceous, 100–80 Ma), D: Intensification of convergence and accretion of metamorphosed ophiolitic units (Late Cretaceous–Early Paleocene, 80–62 Ma), and E: Final collision and closure of the oceanic basin (Late Paleocene–Early Eocene, 62–52 Ma). Abbreviations MOR: mid-ocean ridge; HP: high-pressure metamorphism; IAT: island-arc tholeiite; CAB: calc-alkaline basalt; SSZ: supra-subduction zone

نتیجه‌گیری

توالی گوشته‌ای کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بخشی کلیدی از واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی در جنوب شرقی ایران را تشکیل می‌دهد و اغلب از سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت، لروزولیت و پیروکسنیت ساخته شده است. غالب بودن هارزبورژیت‌ها، همراه با حضور کرومیت‌ها و شناسایی سری ماگمایی بونینیتی، نشان‌دهنده آن است که این پریدوتیت‌ها به افیولیت‌های آلپی تعلق داشته و ذوب‌بخشی نسبتاً بالای گوشته را تجربه کرده‌اند. شواهد سنگ‌شناسی و صحرایی، همراه با ترکیب شیمیایی کانی‌ها، بیانگر نقش فرایندهای ژئودینامیکی مرتبط با پهنه‌های فرافروانشی در شکل‌گیری این مجموعه است. نتایج حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی بر روی کانی‌هایی نظیر کروم‌اسپینل و کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این افیولیت‌ها از تکامل ماگماهای آبدار بونینیتی ناشی شده‌اند. کروم‌اسپینل‌های با منشأ ماگمایی، حاصل تبلوربخشی این ماگماها بوده و بیانگر شرایط ذوب بالا در گوشته تهی شده‌اند. این ویژگی‌ها، همراه با شواهد ساختاری، نشان می‌دهد که کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی مرتبط با آغاز یا تحول یک سامانه فروورانشی شکل گرفته است. در مقیاس ناحیه‌ای، واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی اطلاعات ارزشمندی از تکامل لیتوسفر

اقیانوسی نئوتتیس در میان صفحه عربی و بلوک لوت طی ژوراسیک تا افوسن ارائه می‌دهند. طی ژوراسیک تا کرتاسه پیشین، یک محیط پشته میان‌اقیانوسی فعال بوده و یک حوضه اقیانوسی واحد، بدون دخالت بلوک خردقاره‌ای، صفحه عربی و بلوک لوت را از یکدیگر جدا می‌کرد. در کرتاسه پیشین، شواهد آغاز فروورانش از طریق تشکیل مجموعه‌های کمان آتشفشانی ثبت شده است که نشان‌دهنده شروع هم‌گرایی میان صفحه عربی و بلوک لوت است. هسته‌زایی فروورانش درون اقیانوسی موجب جدایش اقیانوس مکران شمالی از نئوتتیس شد. در ادامه، طی کرتاسه پسین، ماگماتیسیم وابسته به زبانه و تشدید هم‌گرایی، باعث فروورانش اقیانوس مکران شمالی به زیر بلوک لوت شد که پیامد آن تشکیل کمان آتشفشانی و دگرگونی فشاربالا-دما پایین در یک کمپلکس فروورانشی بود. بسته‌شدن نهایی این اقیانوس در کرتاسه پسین تا پالئوسن پسین، با ادغام تدریجی کمپلکس‌های فروورانشی و تغییر شکل لیتوسفر اقیانوسی تحقق یافت؛ فرایندی که فروورانش یک زنجیره کوه دریایی نقش تعیین‌کننده‌ای در آن ایفا کرده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Subduction-related
2. Subduction-unrelated
3. Continental-margin
4. Mid-Oceanic-Ridge (MOR)
5. Plume-type
6. Supra-subduction-zone (SSZ)
7. Podiform chromite
8. Makran Accretionary Prism
9. Deyadar Metamorphic Complex
10. Kahiri-Espakeh Complex
11. Bashagard Ophiolitic Mélange Complex (BOMC)
12. Abyssal
13. Petrogenetic
14. Depleted Mid-Ocean Ridge Basalt Mantle (DMM)
15. Normal Mid-Ocean Ridge Basalt (N-MORB)
16. Transitional-Mid-Oceanic Ridge Basalt (T-MORB)
17. Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt (E-MORB)
18. Plume-influenced Mid-Ocean Ridge Basalt (P-MORB)
19. Ocean Island Basalt (OIB)
20. Kahnouj Ophiolitic Complex (KOC)
21. Enriched-Mid-Oceanic-Ridge (E-MORB)
22. Microplate
23. Hard Massive Chromite (HMC)
24. Soft Massive Chromite (SMC)
25. X-Ray Fluorescence Spectroscopy (XRF)
26. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)
27. Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC)
28. Cathodoluminescence (CL)
29. Zeiss optical microscope
30. Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (LA-ICP-MS)
31. Laser sampling
32. Carlsbad Twinning
33. Lamellar texture
34. Polysynthetic Twinning
35. Mesh texture
36. Foliation
37. Holocrystalline
38. Tournasian Epoch
39. Magnesiochromite
40. Fe-chromite
41. Petrogenesis
42. Rifting

References

- Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L. and 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: Solid Earth*, 111(B11). <https://doi.org/10.1029/2005JB004103>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Akmaz, R.M., Uysal, I. and Saka, S., 2014. Compositional variations of chromite and solid inclusions in ophiolitic chromitites from the southeastern Turkey: Implications for chromitite genesis. *Ore Geology Reviews*, 58: 208–224. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.007>
- Akmaz, R.M., Uysal, I., Su, B.X., Şen, A.D., Hu, W.J., Seitz, H.M., Müller, D. and Eslami, A., 2025. Compositional variability and alteration dynamics of chromitites under greenschist metamorphism in the Kızıldağ ophiolite, southern Türkiye. *Chemical Geology*, 692: 122936. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.122936>
- Al-Abed, S.A., 2000. Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semail ophiolite (United Arab Emirates). Ph.D. Thesis, The Ohio State University, Columbus, USA, 322 pp.
- Ao, A. and Satyanarayanan, M., 2022. Petrogenesis of mantle peridotite and cumulate peridotite rocks from the Nagaland Ophiolite Complex, NE India. *Geological Journal*, 57(2): 749–767. <https://doi.org/10.1002/gj.4314>
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical geology*, 113(3–4): 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Arai, S. and Miura, M., 2016. Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos*, 264: 277–295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.039>
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S., 2011. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, 20(1): 125–137. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00747.x>
- Arai, S., Takada, S., Michibayashi, K. and Kida, M., 2004. Petrology of peridotite xenoliths from Iraya volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes. *Journal of Petrology*, 45(2): 369–389. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg100>
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89(6): 1279–1288. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1279>
- Augé, T., 1987. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22(1): 1–10. <https://doi.org/10.1007/BF00204235>
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M. and Saccani, E., 2021a. 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. *Proceedings of the International Conference on Mediterranean Geosciences Union*, Cham, Switzerland.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M. and Saccani, E., 2021b. Geochemical and age data on the Bajgan Complex metaophiolites (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New evidence for their magmatic formation in a Cretaceous oceanic domain. Abstract volume, 24th Conference of the Geological Society of Iran, Kharazmi University, Tehran, Iran. Retrieved December 16, 2025 from <https://hdl.handle.net/11392/2478159>
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Vahedi, L., Langone, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Zaccarini, F. and Saccani, E., 2020a. Early Cretaceous Plume–Ridge Interaction Recorded in the Band-e-Zeyarat Ophiolite (North Makran, Iran): new constraints from petrological, mineral chemistry, and geochronological data. *Minerals*, 10(12): 1100.

- <https://doi.org/10.3390/min10121100>
- Barbero, E., Di Rosa, M., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Zaccarini, F., Saccani, N. and Marroni, M., 2023a. Deformation history and processes during accretion of seamounts in subduction zones: the example of the Durkan Complex (Makran, SE Iran). *Geoscience Frontiers*, 14(2): 101522. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101522>
- Barbero, E., Festa, A., Saccani, E., Catanzariti, R. and D'Onofrio, R., 2020b. Redefinition of the Ligurian Units at the Alps–Apennines junction (NW Italy) and their role in the evolution of the Ligurian accretionary wedge: constraints from mélanges and broken formations. *Journal of the Geological Society*, 177(3): 562–574. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-022>
- 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. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-043>
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Di Rosa, M. and Marroni, M., 2025. A review of Mesozoic geodynamic evolution of the North Makran (SE Iran): A tale of a Neo-Tethyan ocean vanished due to two coexisting subduction zones. *Gondwana Research*, 141: 74–101. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2025.01.016>
- Barnes, S.J. and Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, 42(12): 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.F. and Brunet, M.F., 2018. Paleotectonic reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. Retrieved December 16, 2025 from <https://inria.hal.science/hal-01973530>
- Baumgartner, R.J., Zaccarini, F., Garuti, G. and Thalhammer, O.A.R., 2013. Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco–Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(3): 477–493. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0818-5>
- Benn, K. and Laurent, R., 1987. Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus. *Geology*, 15(9): 821–824. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15%3C821:ISDITT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15%3C821:ISDITT%3E2.0.CO;2)
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Bodinier, J.L. and Godard, M., 2005. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal. In: R.W. Carlson (Editor), *The Mantle and Core*, V. 2. Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 103–170. Retrieved December 16, 2025 from https://www.google.com/books/edition/_/1clZ4ABsfoAC?hl=en&gbpv=0
- Bonatti, E. and Michael, P.J., 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3–4): 297–311. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8)
- Bonavia, F.F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, 88(1): 198–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.1.198>
- Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Monie, P., Fournier, M., Caron, B. and Omrani, J., 2020. Structure and metamorphism of a subducted seamount (Zagros suture, Southern Iran). *Geosphere*, 16(1): 62–81. <https://doi.org/10.1130/GES02134.1>
- Bridges, J.C., Prichard, H.M. and Meireles, C.A., 1995. Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: Fragments of island arc mantle? *Geological Magazine*, 132(1): 39–49. <https://doi.org/10.1017/S0016756800011419>
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185: 1210–1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Cawthorn, R.G. and Collerson, K.D., 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *American Mineralogist*, 59(11–12): 1203–1208. Retrieved December 16, 2025 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/59/11-12/1203/541157/The-recalculation-of-pyroxene-end-member>
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2000. Diffusion in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1): 113–143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L. and Saccani, E., 2016. Association of MORB and SSZ ophiolites along the shear zone between Coloured Mélange and Bajgan Complexes (North Maran, Iran): Evidence from the Sorkhband area. *Ophioliti*, 41(1): 21–34. <https://dx.doi.org/10.4454/ofioliti.v41i1.440>
- Dick, H.J. 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. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2): 93–100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>
- Dolati, A. and Burg, J.P., 2013. Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In: K. Al Hosani, F. Roure, R. Ellison and S. Lokier (Editors), *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 261–277. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_13
- 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. *Geochemistry*, 77(3): 459–475. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004>
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K. H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1979. Fannuj Quadrangle Map 1: 250000. Ministry of mines and metal, Geological Survey of Iran, Tehran. Retrieved December 16, 2025 from <https://www.ngdir.ir/contents/489>
- Esmaili, R., Ao, S., Shafaii Moghadam, H., Zhang, Z., Griffin, W.L., Ebrahimi, M., Xiao, W., Wan, B. and Bhandari, S., 2022. Amphibolites from makran accretionary complex record Permian-Triassic Neo-Tethyan evolution. *International Geology Review*, 64(11): 1594–1610. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1946663>
- Esmaili, R., Xiao, W., Ebrahimi, M., Zhang, J.E., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y., Han, S., Wan, B., Ao, S., Song, D., Shahabi, S. and Aouizerat, A., 2020. Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction. *International Geology Review*, 62(13–14): 1677–1697. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1658232>
- Fallon, T.J. and Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1. 5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology*, 41(2): 257–283. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.257>
- Ferrario, A. and Garuti, G., 1988. Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia Complex (Central Goias, Brazil). In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb (Editors), *Geo-platinum*, Springer Netherlands, pp. 261–272. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1353-0_30
- Franz, L. and Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3): 283–295. <https://doi.org/10.1007/s004100000188>
- Furnes, H. and Safonova, I., 2019. Ophiolites of the Central Asian Orogenic Belt: Geochemical and petrological characterization and tectonic settings. *Geoscience Frontiers*, 10(4): 1255–1284. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.007>
- Garuti, G., Proenza, J.A., Zaccarini, F., Törmänen, T.O. and Alapieti, T.T., 2005. Platinum-group element distribution and mineralogy in altered chromitite of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil). In: T.O. Törmänen, and T.T. Alapieti, (Editors), *Extended Abstracts of the 10th International Platinum Symposium*, University of Oulu, Oulu, Finland, pp. 82–85.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F. and Cao, S., 2021a. Trace element geochemistry of zircons from the Kahnouj ophiolite complex:

- implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(14): 1377. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07575-5>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S. and Lentz, D. R., 2021b. Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnouj ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos*, 380: 105832. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105832>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Yang, H.J., Neubauer, F., Huang, K.F. and Liu, Y.H., 2023. Petrogenesis and Tectonic Evolution of the Kahnouj Ophiolitic Complex (SE Iran): Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope composition. Research Square preprint, Research Square, Durham, USA. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3157790/v1>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Yang, H.J., Neubauer, F., Huang, K.F. and Liu, Y.H., 2025. Whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of gabbros from Kahnouj Ophiolitic Complex (SE Iran) in the Makran zone: Petrogenesis and Tectonic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 229: 105704. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105704>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1–4): 175–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Walker, R.J., Reich, M. and Gervilla, F., 2014a. Geodynamic implications of ophiolitic chromitites in the La Cabaña ultramafic bodies, Central Chile. *International Geology Review*, 56(12): 1466–1483. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.947334>
- González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Gervilla, F., Proenza, J.A., O'Reilly, S.Y. and Pearson, N.J., 2014b. 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Haberland, C., Mokhtari, M., Babaei, H.A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A. and Lauterjung, J., 2021. Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran. *Geology*, 49(1): 3–7. <https://doi.org/10.1130/G47700.1>
- Hebert, R. and Laurent, R., 1990. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou and C. Xenophontos, (Editors), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, Proceedings of the International Symposium "Troodos 1987", Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, pp. 149–163. <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=19716437>
- Hickey, R.L. and Frey, F.A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11): 2099–2115. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90188-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90188-0)
- Huang, Y., Wang, L., Kusky, T., Robinson, P.T., Peng, S., Polat, A. and Deng, H., 2017. High-Cr chromites from the late Proterozoic Miaowan Ophiolite Complex, South China: Implications for its tectonic environment of formation. *Lithos*, 288–289: 35–54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.014>
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P. and von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34(3): 571–593. <https://doi.org/10.1002/2014TC003768>
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA, 125: 445–485. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992>

- Ishiwatari, A. and Tsujimori, T., 2003. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *Island Arc*, 12(2): 190–206. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2003.00390.x>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.667>
- Johnson, K.T., Dick, H.J. and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3): 2661–2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>
- 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. <https://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 Kahnij (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. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01574-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9)
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, 31(1): 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kirkland, C. L., Smithies, R. H., Taylor, R. J. M., Evans, N. and McDonald, B., 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212–215: 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between “sub-continental” and “sub-oceanic” mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 241–254. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90157-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90157-6)
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41(10): 1467–1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>
- Leblanc, M. and Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653–686. <https://doi.org/10.1080/00206819209465629>
- Gibson, S., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Melbourne, 236 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756803388028>
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory Text of the Minab Quadrangle Map, 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- McCall, G. J., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. In: P. D. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke, and J. Craig, (Editors), *Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*. Geological Society, London, Special Publications, 195: 147–204. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10>
- McCall, G.J.H. and Kidd, R.G.W., 1982. The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. Geological Society, London, Special Publications, 10(1): 387–397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H. and Shahdadi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 85(5): 604–618. <https://doi.org/10.1007/s12594-015-0255-y>
- Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Morishita, T. and Biabangard, H., 2017. Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9(2): 1–16. Retrieved December 16, 2025 from

- <https://oiccpres.com/ijes/article/view/5791>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5): 757–775.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Omran, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R. and Moslempour, M.E., 2017. Iranshahr blueschist: subduction of the inner Makran oceanic crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(4): 373–392. <https://doi.org/10.1111/jmg.12236>
- 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.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104965>
- Parkinson, I.J. and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–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.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 371 pp.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. and Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1): 36–53. Retrieved December 16, 2025 from
<https://link.springer.com/article/10.1007/s004100050572>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications, 16(1): 77–94.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H.G., Ahmadipour, H. and Heidarian, H., 2016. Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): inferences from platinum-group elements and chromite compositions. *Ore Geology Reviews*, 74: 39–51.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.032>
- Pirajno, F., 2022. Mineral systems and their putative link with mantle plumes. Geological Society, London, Special Publications, 515: 467–492.
<https://doi.org/10.1144/SP518-2020-276>
- Pirajno, F., Uysal, I. and Naumov, E.A., 2020. Oceanic lithosphere and ophiolites: Birth, life and final resting place of related ore deposits. *Gondwana Research*, 88: 333–352.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.08.004>
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. and Bodinier, J.L., 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94(4): 547–566.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.4.547>
- 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.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0284-2>
- Ross, P.S. and Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11): 823–839.
<https://doi.org/10.1139/E09-054>
- 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*, 181(4): jgs2024-043.
<https://doi.org/10.1144/jgs2024-043>
- Saccani, E., Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Catanzariti, R. and Chiari, M., 2023a. Nature and evolution of the Middle East Neotethys: New constraints from geochemistry and age of ophiolites and metaophiolites from the Makran Accretionary Prism (SE Iran). EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 April 2023, Conference Abstract. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-5270>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M. and Barbero, E., 2018.

- New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research*, 62: 306–327.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Brombin, V. and Marroni, M., 2023b. 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.
<https://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.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105141>
- Samimi Namin, M., 1982. Geological Map of Taherui 1: 250000 Scale. Tehran: Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.ngdir.ir/contents/482>
- Samimi Namin, M., 1983. Geological map of minab 1: 250000 scale. Tehran: Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.ngdir.ir/contents/490>
- Sengör, A.M.C., Altner, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1): 119–181.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09>
- 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.
<https://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.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106591>
- Shafaii Moghadam, H., Bröcker, M., Griffin, W.L., Li, X.H., Chen, R.X. and O'Reilly, S.Y., 2017. Subduction, high-P metamorphism, and collision fingerprints in South Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(1): 306–332.
<https://doi.org/10.1002/2016GC006585>
- Shafaii Moghadam, H., and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31–59.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
<https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary science letters*, 196(1–2): 17–33.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stevens, R.E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29(1–2): 1–34. Retrieved December 16, 2025, from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/29/1-2/1/538515/Composition-of-some-chromites-of-the-Western>
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1–33.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7): 331–335.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical

- and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tamura, A. and Arai, S., 2006. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90(1–2): 43–56.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>
- Ullah, I., Xue, C., Yang, T., Furnes, H., Dilek, Y., Wang, W. and Ghaffar, A., 2023. Double arc–continent collision record in the latest Mesozoic–Cenozoic tectonic history of the Himalayan–Tibetan orogenic belt in western Pakistan. *Journal of the Geological Society*, 180(6): jgs2023-076.
<https://doi.org/10.1144/jgs2023-076>
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S., 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos*, 115(1–4): 223–236.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.011>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R. and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7–8): 961–977.
<https://doi.org/10.1130/B26102.1>
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26(10): 1867–1884.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.007>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zamin-Kavan Consulting Engineers Co., 2019. Final report of polymetallic mineral exploration in the Bashagard ophiolitic complex, Hormozgan Province, Iran. Unpublished technical report, Iran, 106 pp.
- Zhou, J.B., Han, J., Zhao, G.C., Zhang, X.Z., Cao, J.L., Wang, B. and Pei, S.H., 2015. The emplacement time of the Hegenshan ophiolite: Constraints from the unconformably overlying Paleozoic strata. *Tectonophysics*, 662: 398–415.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.008>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.J., 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29(1): 98–101.
<https://doi.org/10.1007/BF03326400>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S.J. and 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.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egh091>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>
- Zhou, X., Li, Z.H., Gerya, T.V. and Stern, R.J., 2020. Lateral propagation–induced subduction initiation at passive continental margins controlled by preexisting lithospheric weakness. *Science Advances*, 6(10): eaaz1048. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.science.org/doi/full/10.1126/sciadv.aaz1048>