

Research Article

Petrology and geochemistry of serpentinites from Dalampar ophiolite mélange, NW Iran: insights into geodynamic evolution and metasomatic processes due to fluid/melt-rock interactions

Ayoub Veisinia^{1*}, Mohammad Rahgoshay¹, Iman Monsef², Bahman Rahimzadeh¹, Mirmohammad Miri³

1- Department of Mineral Resource & Groundwater, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2- Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

3- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Keywords: *Serpentinite, Harzburgite, Ophiolite mélange, Suprasubduction zone, Dalampar*

1-Introduction

The Zagros Orogen extends from eastern Turkey through northern Iraq and northwest of Iran to the Hormuz Strait and Oman (Alavi 1994; McQuarrie 2004; Agard et al. 2005; Homke et al. 2010). Ophiolites, Neotethys oceanic lithosphere remnants, are emplaced along the Zagros Orogen. These ophiolites are emplaced along two main belts (Stöcklin 1977; Homke et al. 2010; Ghazi et al. 2012). The first one is the Khoy–Nain–Shahr Babak–Dehshir–Baft Ophiolitic Belt (Inner Zagros Ophiolitic Belt or IZOB; Shafaii Moghadam and Stern, 2011), located between the Sanandaj–Sirjan and Central Iran; the second one is the main ophiolitic belt of Piranshahr–Kermanshah–Neyriz–Haji-Abad [Outer Zagros Ophiolitic Belt (OZOB); Shafaii Moghadam and Stern 2011], located between the Sanandaj–Sirjan and Zagros. The Neo-Tethys suture zone coincides with the Main Zagros thrust fault (Agard et al. 2005), and ophiolites are exposed scattered along this zone. The Oshnavieh ophiolite is an unknown part of the Neo-Tethys ophiolite located between the Piranshahr and Salmas ophiolites. Ultramafic rocks' alteration generates several serpentine minerals, including lizardite, antigorite, and chrysotile. They form in various tectonic environments with specific mineralogy, texture, and parental rocks (O'Hanley, 1996). Some researchers supposed that investigating the formation of serpentinites can have critical applications for understanding the large-scale geodynamics of that earth (Hattori and Guillot, 2003; Hilairat et al., 2007; Evans et al., 2013). During serpentinization, various polymorphs of serpentines form. Identifying the polymorphs and determining their textural relationship provides essential information about serpentinite's formation mechanism and the environments in which they formed. Therefore, they are essential for interpreting tectonic history in the area where they are found. Our results provide insights into (1) the subduction initiation processes in an interoceanic setting ensued by forearc spreading, (2) metasomatism and melting of depleted mantle wedge by influx of slab dehydrated fluid, (3) percolation of subduction-derived melts, melt-rock interaction and mantle fertilization (4) serpentinization of peridotitic mantle by slab-dehydrated fluids and (5) geochemical cycling during subduction initiation and ocean-crust mantle interaction.

2-Material and methods

After fieldwork, ten serpentinite samples with various degrees of serpentinization were collected from different locations of the Dalampar ophiolite mélange for bulk-rock major, trace, and rare-earth elements (REEs) geochemical analyses. All analyses were measured using the sequential X-ray spectrometer NexION 2000 and standard techniques at the Zarazma Mineral Studies Company (Zarazma), Iran. Detailed petrographic studies of the selected thin section slides were conducted at the Department of Geology,

* Corresponding author: a.vaisy69@gmail.com

DOI: 10.22055/aag.2024.45589.2423

Received: 2023-12-17

Accepted: 2024-04-06

University of Shahid Beheshti. Takram P50C0R10 and a software-controlled x-y sample stage for line scanning and mapping recorded Raman spectroscopy of samples. The automated JEOL JXA-8600 super probe of Yamagata University analyzed the chemical compositions of serpentine minerals, olivine, and spinels.

3-Results and discussions

The mineral assemblage serpentine + brucite + chlorite + tremolite + magnetite occurs in the Dalampar serpentinites. Raman spectroscopy and electron microprobe analysis studies reveal that two serpentine polymorphs (lizardite and chrysotile) are present in the studied samples. Relatively higher loss-on ignition values (Table 1) for the studied samples suggest possible sea-floor alteration and serpentinization by hydrothermal fluids. Whole rocks analyses demonstrate that the serpentinites formed from a harzburgite and Dunite parent rock. The serpentinite samples are marked by typically high Al_2O_3/TiO_2 ratios ranging from 44 to 108 and low CaO/Al_2O_3 varying between 0.26 and 0.98, which collectively attest to their boninitic affinity. The studied samples possess markedly high concentrations of Ni (1643-1976 ppm) and Cr (1690-2294 ppm) with 80.1-106.8 ppm of Co. The Ni and Cr concentrations are higher than the primitive mantle values (Ni and Cr > 1500 ppm). The major, trace, and REE compositions conform to the distinct boninitic signatures for the studied serpentinites, showing characteristically high Al_2O_3/TiO_2 ratios at $(La/Sm)_N > 1$ and $(Gd/Yb)_N < 2$. LILE-LREE enrichment with relatively depleted HFSE concentrations characterizes these rocks' overall trace element chemistry. The overall tectonic and geochemical fingerprints of the mantle peridotites from the Dalampar ophiolite mélange suggest hydration, serpentinization, and metasomatism of the refractory mantle by slab-dehydrated fluids under extending upper plates of a forearc subduction zone and refertilization of peridotitic mantle by boninitic melts derived during initial stages of interoceanic subduction, typical of SSZ setting. Arc-like to MORB-like geochemical imprints for Izu-Bonin-Mariana forearc and Tethyan ophiolites suggest that ophiolite complexes attest to diverse compressional and extensional tectonic processes operative during juvenile to matured stages of interoceanic subduction-and-ocean-floor-spreading-. Geochemical attributes of the studied serpentinite provide insights into fluid-induced metasomatism and serpentinization processes and their implications within island arc settings. Based on the calculated P-T phase diagram (pseudo section) for the studied serpentinites, it can be inferred that the assemblage serpentine + brucite + chlorite + tremolite + magnetite formed in the temperature range of 350 to 400 C° and pressures higher than 4 kbar.

4-Conclusion

The boninitic composition and associated geochemical fingerprints of the serpentinite mantle wedge dunites of the Dalampar ophiolite mélange suite reflect intraoceanic subduction initiation, fore-arc extension, and spreading center formation above the subzone. The geochemical features of the studied rocks invoke a multistage petrogenetic process involving the following mechanisms; (1) multiple episodes of extraction of basaltic melt rendering a depleted, refractory upper mantle residue where $(HREE)_N > (MREE)_N > (LREE)_N$; (2) intraoceanic subduction initiation with downwelling of oceanic slab that is counterbalanced by upwelling of asthenospheric mantle, thinning of the overlying lithosphere, decompression melting of a fertile, lherzolitic, asthenospheric mantle wedge giving rise to MORB-type magmas in an arc regime, leaving behind a refractory, harzburgitic mantle restite; (3) dehydration of subducted slab and release of fluids enriched in incompatible elements (LILE, LREE); (4) LILE and LREE enrichment of depleted mantle wedge by influx of slab-dehydrated fluids and melts causing metasomatism; (5) high-temperature, shallow level melting of metasomatized mantle wedge generating boninitic melts; (6) interaction between mantle wedge harzburgites and boninitic melts; (7) melt percolation, melt rock interactions transforming mantle harzburgites to mantle dunites and (8) serpentinization of mantle wedge dunites by slab dehydrated hydrous fluids.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science*, 94, pp. 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, pp. 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Evans, B.W., Hattori, K., Baronnet, A., 2013. Serpentinite: what, why, where? *Elements* 9, 99-106. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.2.99>
- Ghazi, J.M., Mozzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H., 2012. Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back-arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics*, 574-575, pp. 92-104. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.001>
- Hattori, K.H., Guillot, S., 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31, 525-528. <http://doi:10.1130/0091-7613>
- Hilaireret, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N. and Petitgirard, S., 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction: *Science* 318(5858):1910-1913. <http://doi:10.1016/j.tecto.2008.10.005>
- Homke, S., J. Verges, P. van der Beek, M. Fernandez, E. Saura, L. Barbero, B. Badics, E. Labrin, 2010. Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: Evidence for a long-lived orogeny. *Basin Research* 22, pp. 659-680. <http://doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x>
- O'Hanley, D.S., 1996. Serpentinites records of tectonic and petrological history, Oxford University Press, Oxford, 277 p.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, pp. 519-535. <http://doi:10.1016/j.jsg.2003.08.009>
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J., 2011. Geo-dynamic evolution of late Cretaceous Zagros ophiolites: Formation of Oceanic Lithosphere above a Nascent Subduction Zone. *Geological Magazine* 148, pp. 762-801. <http://doi:10.1017/S0016756811000410>
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. *Mémoire Hors-Serie, Société Géologique de France* 8, pp. 333-353

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Veisinia, A., Rahgoshay, M., Monsef, I., Rahimzadeh, B., Miri, M., 2024. Petrology and Geochemistry of Serpentinites from Dalampar ophiolite mélange, NW Iran: Insights into Geodynamic Evolution and Metasomatic Processes due to fluid/melt-rock interactions. *Adv. Appl. Geol.* 14(2), 506-536.

DOI: 10.22055/aag.2024.45589.2423

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_19097.html

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

پترولوژی و ژئوشیمی سرپانتینیت‌های افیولیت ملانژ دالامپر، شمال غرب ایران: با نگرشی بر تحولات ژئودینامیک و فرآیندهای متاسوماتیک مرتبط با فعل و انفعالات سیال/سنگ-مذاب گوهر

ایوب ویسی نیا

گروه زمین شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

محمد رهگشای*

گروه زمین شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

ایمان منصف

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

بهمن رحیم زاده

گروه زمین شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

میرمحمد میری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

* m-rahgoshay@sbu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۱/۱۸

چکیده

افیولیت دالامپر بخش ناشناخته‌ای از افیولیت نفوتتیس است و در شمال غرب ایران بین افیولیت‌های پیرانشهر و سلماس در داخل کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان قرار دارد. پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، بازالت بالشی، گابروهای مختلف، سنگ آهک پلاژیک و رادیولاریت همراه با واحدهای رسوبی-آتشفشانی از انواع سنگ‌های اصلی در این منطقه هستند. این واحدهای سنگی در بیشتر نقاط به صورت تکتونیک و آمیزه رنگین در هم آمیخته شده‌اند. پریدوتیت‌های مجموعه تحت تاثیر دگرسانی گرمایی به صورت کامل و یا بخشی با سرپانتینیت جایگزین شده‌اند. سرپانتینیت‌های دالامپر روند پریدوتیت‌های دگرگونی شاخص با ترکیب پروتولیت‌هارزبورژیت و دونیتی از خود نشان می‌دهند. از لحاظ پتروگرافی، آنها اساساً از کریزوتیل و لیزاردیت همراه با مقادیر فرعی از کروم اسپینل، مگنتیت، تالک، کلسیت، ترمولیت و کلریت تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله غنی‌شدگی از LILE-LREE، تهی‌شدگی از HFSE و الگوی U شکل عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت با مقادیر (La/Sm)N > 1 and (Gd/Yb)N < 1 حاکی از فرآیندهای پتروژنتیکی چند مرحله‌ای از جمله بارورسازی گوه گوشته‌ای تهی شده و دیرگداز به وسیله سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده و مذاب‌های گوشته بونینیتی در یک محیط جلو قوس داخل اقیانوسی می‌باشد. نمودار فازی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این سرپانتینیت‌ها احتمالاً در طی دو رویداد دگرگونی شکل گرفته‌اند، رویداد اول شامل دگرسانی و آگیری‌هارزبورژیت تا دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۴ کیلو بار است. رویداد دوم در نتیجه افزایش دما و فشار تا بیشتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد و ۴ کیلو بار رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: سرپانتینیت، هارزبورژیت، افیولیت ملانژ، زون فرافروانش، دالامپر.

۱- مقدمه

انواع مرتبط با فرآیند فرورانش و غیر مرتبط با آن طبقه‌بندی شده‌اند (Dilek and Furnes, 2014). افیولیت‌های مرتبط با فرآیند فرورانش شامل افیولیت‌های منطقه فرافروانش (SSZ) و افیولیت‌های کمان آتشفشانی (VA) هستند که شواهد فرورانش را حفظ می‌کنند و با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی

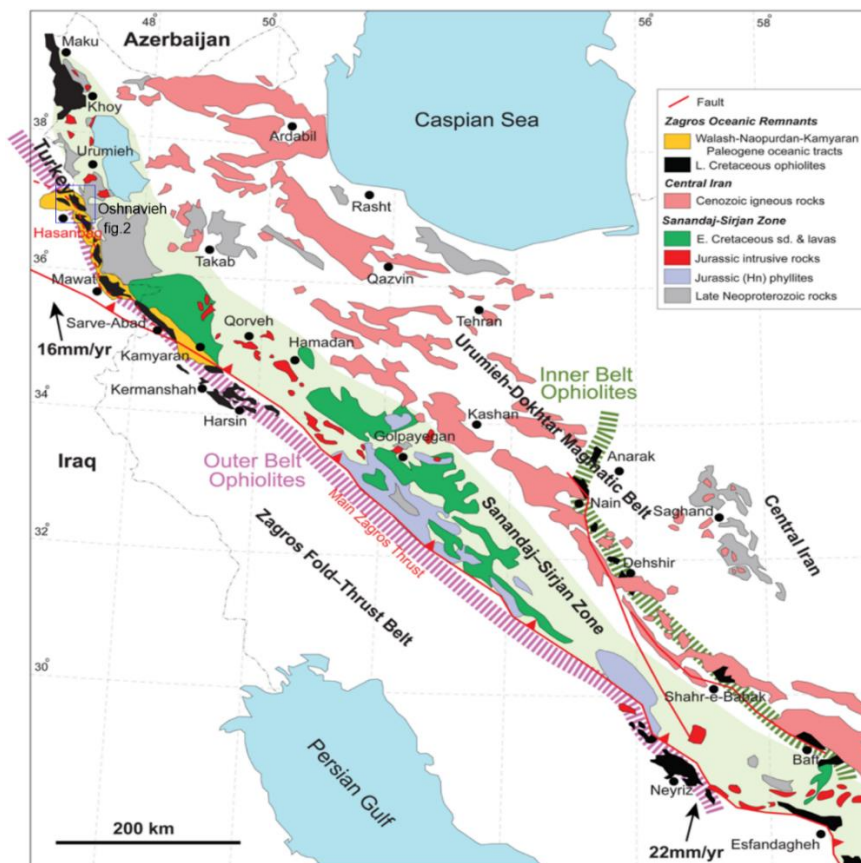
با توجه به پارامترهای گوناگون تکتونیک و سنگ‌شناسی از جمله نرخ گسترش و ضخامت پوسته اقیانوسی، نزدیکی به پلوم‌ها و ژرفنا، باروری و دمای گوشته و همچنین گردش سیالات در لیتولوژی‌های گوشته فوقانی، افیولیت‌ها به عنوان

گرفته اند و کمربند افیولیتی زاگرس خارجی که شامل مناطق اشنویه-کردستان-کرمانشاه-نیریز و حاجی آباد بوده و بین سنندج-سیرجان و زاگرس قرار گرفته اند (شکل ۱) (Shafaii Moghadam and Stern, 2011). کمربند افیولیتی زاگرس داخلی نتیجه بسته شدن حوضه‌های نئوتتیس جنوبی بوده در حالی که کمربند داخلی نتیجه بسته شدن حوضه‌های پشت کمان نئوتتیس می باشد (Alavi, 1994; Ghasemi and Talbot, 2006; Allahyari et al., 2010; Casini et al., 2011; Ghazi et al., 2012; Saccani et al., 2013). دهنده شروع فرورانش نئوتتیس طی کرتاسه پایانی و تکامل آن طی کرتاسه پایانی (Shafaii Moghadam et al., 2022) و سنوزوئیک می باشد (Golonka, 2004; Moghadam and Stern, 2011, 2015; Nouri et al., 2016; Monsef et al., 2018). به دلیل موقعیت کلیدی کوه‌زایی زاگرس در کمربند کوه‌زایی آلپ-همالیا و اهمیت آن در آشکار ساختن ماهیت تکامل و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، مطالعات متعددی در مورد ویژگی‌های ماگمایی، رسوبی، دگرگونی و ساختاری آن انجام شده است (Alavi 1994; Stampfli and Borel, 2002; Mohajjel et al., 2003; Golonka., 2004; Agard et al., 2005; Robertson, 2007; Allahyari et al., 2010; Homke et al., 2010; Ghazi et al., 2012; Saccani et al., 2013; Chiu et al., 2013). شدن یکی از فرآیندهای رایج دگرسانی در افیولیت‌ها می باشد که از طریق آن واکنش‌های شیمیایی آب با سنگ‌های اولترامافیک باعث تولید کانی‌های گروه سرپانتین یعنی کریزوتیل، لیزاردیت و آنتی گوریت می شود (McCullom and Bach, 2009; Frost et al., 2013). به اعتقاد برخی از پژوهشگران، بررسی چگونگی تشکیل سرپانتینیت‌ها می تواند کاربردهای مهمی برای درک ژئودینامیک آن منطقه و درک چرخه‌های ژئوشیمیایی جهانی داشته باشد (Hattori and Guillot., 2003; Scambelluri et al., 2004; Hilairet et al., 2007; Deschamps et al., 2013; Evans et al., 2013). در سال‌های اخیر علاقه در حال افزایشی به بررسی فرورانش سرپانتینیت‌ها به دلیل امکان حضور آن‌ها در لیتوسفر صفحات فرورانشی و مقادیر زیاد آب آزاد شده طی آب زدایی آن‌ها در اعماق میانی زون‌های فرورانش وجود داشته است (Rüpke et al., 2004; van Keken et al., 2011; Plümper et al., 2017). این علاقه به تعداد قابل توجهی از

مرتبط هستند. افیولیت‌های غیر مرتبط به فرآیند فرورانش مانند افیولیت‌های حاشیه قاره، مجاور یا دور از پلوم، دور از گودال‌های پشته‌های میان اقیانوسی و افیولیت‌های نوع پلوم هستند که تحت شرایط کافتی-رانشی در طی گسترش کف اقیانوس ایجاد می شوند و از لحاظ زمین‌شیمی با ترکیبات MORB شناخته می‌شوند (Dilek, 2003; Dilek et al., 2007, 2008; Dilek and Furnes, 2009). به عنوان یک توافق عمومی، اکثر افیولیت‌ها در مناطق فرافورانش (SSZ) و به دنبال فرورانش درون اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 1984; Parlak et al., 2000; Pearce, 2003; Whattam and Stern, 2011). مفهوم افیولیت‌های منطقه منطقه فرافورانشی (SSZ) الگوی جدیدی را ارائه داد که تکامل سنگ کره اقیانوسی دیرینه را پیش‌بینی می‌کند. مطالعات ویژه بر روی افیولیت‌های SSZ به طور خاص به نشانه‌های ژئوشیمیایی تشخیصی مجموعه‌های افیولیتی اشاره دارد که حاکی از چندین مرحله از ذوب گوشته‌ای و تغییرات فرآیند تکتونیک مرتبط با مراحل اولیه فرورانش و گسترش کف در منطقه جلوی قوس است (Santosh et al., 2013; Yang et al., 2016). افیولیت‌های فرافورانش در امتداد زمین‌درزها از مدیترانه شرقی از طریق کوهزاد زاگرس تا عمان در خاورمیانه، با سنین ژوراسیک پسین تا کرتاسه پسین نمونه‌های خوبی هستند که به نظر می‌رسد در هنگام شروع فرورانش تشکیل شده‌اند (Shervais, 2001; Stern, 2004; Robertson, 2004; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Parlak, 2016). بیشتر افیولیت‌ها در امتداد کوهزاد زاگرس نیز از نوع فرافورانشی می باشند (Hajialioghli and Moazzen, 2014; Shafaii Moghadam and Stern, 2015). کوهزاد زاگرس از شرق ترکیه شروع شده و با گذر از شمال عراق و شمال غرب ایران تا تنگه هرمز و عمان امتداد دارد (Alavi, 1994; McQuarrie, 2004; Agard et al., 2005; Homke et al., 2010). کوهزاد زاگرس نتیجه بسته شدن نئوتتیس جنوبی بوده و بین صفحات ایران و عربی قرار گرفته است (Alavi, 1994; Talbot and Alavi, 1996; Stampfli, 2002; Casini et al., 2011). افیولیت‌ها که بقایای لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس هستند در امتداد این کوهزاد قرار گرفته اند و شامل دو کمربند اصلی هستند: کمربند افیولیتی زاگرس داخلی شامل مناطق خوی-نایین-شهراباک-دهشیر-بافت که بین سنندج-سیرجان و ایران مرکزی قرار

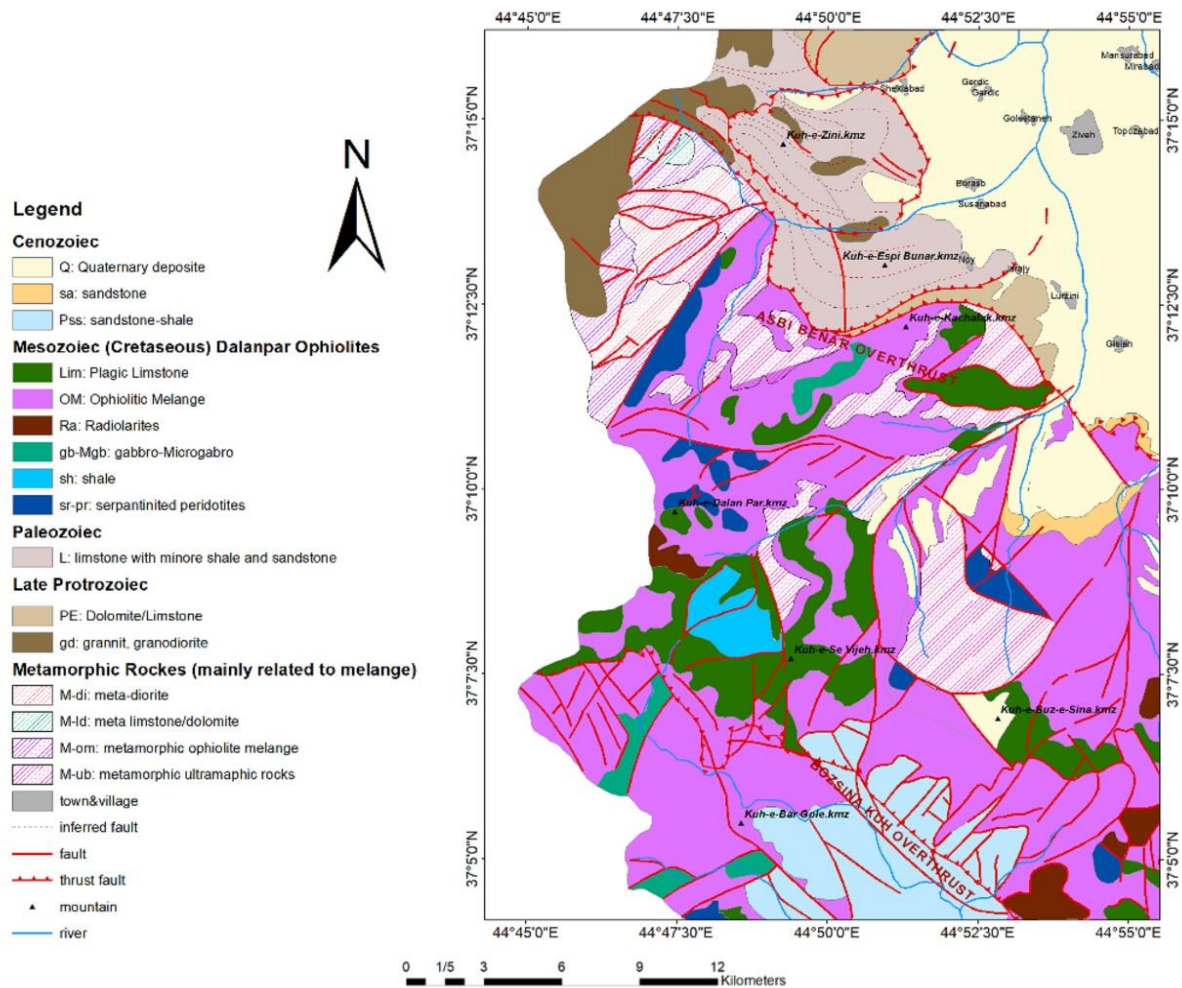
داده که در نهایت نقش مهمی را در تفسیر تاریخچه حوادث تکتونیکی منطقه (Hilairet et al., 2007) خواهد داشت. درک فرآیند سرپانتینی شدن به دلایلی از جمله: تعیین ترکیب سنگ مادر، تعیین وضعیت دما و فشاری که در آن آبگیری رخ داده، تعیین چگونگی فرآیند سرپانتین شدن در پوسته یا گوشته، ارزیابی منشأ احتمالی و ترکیب فازهای سیال طی آبگیری و به دست آوردن اطلاعاتی از ترکیب سیالات بعد از دگرگونی مهم است. از اینرو، در این پژوهش سعی شده است که با بررسی دقیق کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت و کریزوتیل) از نظر بافت، ساختار واکنشی و ترکیب شیمیایی با استفاده از نمودارهای مختلف، شرایط دما و فشار دگرگونی و نحوه تشکیل سرپانتینیت‌های افیولیت اشنویه در منطقه دالامپر از دیدگاهی تازه مورد بررسی قرار گیرد.

مدل‌سازی عددی، تجربی و مطالعات ژئوفیزیکی منجر شده است که جزئیات جدیدی از جنبه‌های مختلف فرورانش سرپانتینیت‌ها را ارائه کرده‌اند. این مطالعات بینش جدیدی در مورد ژئولوژی و ریز ساختار سرپانتینیت و آبگیری آن به متاپریدوتیت و تأثیر آن بر دینامیک و خواص فیزیکوشیمیایی مناطق فرورانش ارائه کرده است (Hilairet et al., 2007; Auzende et al., 2015; Plümper et al., 2017). ریخت‌های سرپانتین در شرایط دما و فشار مختلفی شکل می‌گیرند (Evans, 2004; Schwartz et al., 2013)، لذا تعیین دقیق انواع پلی مورف‌های سرپانتین و بررسی‌های بافتی آن‌ها در مجموعه‌های افیولیتی می‌تواند اطلاعات مهمی از تشکیل سرپانتینیت‌ها در پشته‌های میان اقیانوسی، فرورانش پوسته اقیانوسی و ارتباط آن با سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و بالا آمدگی سنگ‌ها به دنبال بسته شدن اقیانوس



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ساده شده ایران که افیولیت‌های کرتاسه پایانی کمربند داخلی و خارجی زاگرس، زون سندج-سیرجان کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پایانی را نشان می‌دهد (Azizi et al., 2018).

Fig. 1. Simplified geological map of Iran showing the Zagros Inner and Outer Belt Late Cretaceous ophiolites, Sanandaj-Sirjan Zone, the Urumieh-Dokhtar magmatic belt and Late Neoproterozoic rocks. Modified after Azizi et al. (2018).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده ملانژ افیولیتی دالامپر.
Fig.2- Simplified geological map of Dalampar ophiolite melange.

۲- زمین شناسی

۱-۲- زمین شناسی عمومی

زمین درز نئوتتیس منطبق بر گسل اصلی راندگی زاگرس بوده (Agard et al., 2005) و افیولیت‌ها در امتداد این منطقه به صورت پراکنده قرار دارند (شکل ۱). تحولات تکتونیکی اقیانوس نئوتتیس در شمال غرب زاگرس خیلی پیچیده بوده و با وجود پژوهش‌های انجام گرفته (Alavi, 1994; Shafaii, 2006; Saccani et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2019; Ao et al., 2020; Moazzen et al., 2021; Yazdani et al., 2023). مکانیسم جایگیری توده‌های افیولیتی اشنویه بر روی خرد قاره ایران و تکامل ساختاری آن هنوز ناشناخته است و به خوبی درک نشده است اما مطالعات کمی درباره روشن شدن سیر تکامل آذرین در این منطقه انجام شده است (Aswad et al., 2011; Ali et al., 2013; Saccani et al., 2014). نتایج سن سنجی به روش Ar-Ar روی سنگ‌های افیولیتی کوه دالامپر سیلوانا نیز سنی معادل ۹۴ میلیون سال را به دست داده است (Alizadeh, 1390)،

افیولیت‌های نئوتتیس در شمال غرب ایران در مناطقی همچون خوی، چالدران، سرو، سلماس، اشنویه، پیرانشهر و سردشت برنزد دارند (Khalatbari-Jafari et al., 2006; Saccani et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2019; Ao et al., 2020; Moazzen et al., 2021; Yazdani et al., 2023). مکانیسم جایگیری توده‌های افیولیتی اشنویه بر روی خرد قاره ایران و تکامل ساختاری آن هنوز ناشناخته است و به خوبی درک نشده است اما مطالعات کمی درباره روشن شدن سیر تکامل آذرین در این منطقه انجام شده است (Aswad et al., 2011; Ali et al., 2013; Saccani et al., 2014). نتایج سن سنجی به روش Ar-Ar روی سنگ‌های افیولیتی کوه دالامپر سیلوانا نیز سنی معادل ۹۴ میلیون سال را به دست داده است (Alizadeh, 1390)،

شیل، چرت‌های رادیولاریت دار و سنگ آهک پلاژیک گلوبوترونکانایی (Arabshahi and Sabzeie, 2013) همراه با مقداری سنگ‌های دگرگونه با همبری گسله، واحد افیولیتی منطقه را تشکیل می دهند (شکل ۳a). در بین این مجموعه سنگ‌های نفوذی با ترکیب دیوریت، گرانودیوریت و گدازه‌های تراکی آندزیتی/تراکی بازالتی پورفیری که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای گنیسی شده اند، دارای رخنمون‌های کوچک و محدودی هستند. توده‌های نفوذی جوانتر باعث دگرگون شدن سنگ‌های دربرگیرنده پیرامون خود شده اند. در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های قدیمی پرکامبرین با افیولیت‌های کرتاسه دارای مرز گسلی از نوع راندگی هستند و علاوه بر آن در داخل مجموعه افیولیتی کرتاسه تعداد زیادی گسل کوچک وجود دارد (Ghalamghash et al., 2013). سنگ‌های هارزبورژیتی گسترده ترین واحد سنگی مجموعه پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهند (شکل ۳b). در نمونه دستی، این سنگ‌ها در قسمت‌های هوازده، به رنگ قهوه ای بوده و در سطوح شکست تازه به رنگ سیاه تا سبز تیره دیده می شوند. داخل سرپانتینیت‌ها بعضی از قطعات هارزبورژیتی، از فرآیند سرپانتینینی شدن مصون مانده و به صورت قطعات بیضی شکل و کشیده دگرسان نشده، توسط کانی‌های سرپانتینینی رشته ای و توده ای در بر گرفته شده اند (شکل ۳c). کریزوتیل سوراخ‌ها و شکاف‌های نازک (با حداکثر ضخامت ۱ سانتی متر) را پر می کند و الیاف سبز روشن و طلایی براق را تشکیل می دهد (شکل ۳d). از آنجایی که پریدوتیت‌ها سنگ‌های ناپایداری در سطح زمین هستند در امتداد مناطق برشی و شکستگی‌ها در اثر دگرسانی خرد شده و اغلب به سرپانتینیت تبدیل شده اند به همین علت در سطح زمین به صورت برونزدهای خشن قابل مشاهده نیستند و بیشتر به شکل تپه ای در سطح زمین حضور دارند. این سنگ‌ها ظاهری تیره رنگ داشته که در سطح آن‌ها به دلیل فرآیندهای دگرسانی کانی سرپانتینین بوجود آمده است که سطحی صابونی به این سنگ‌ها داده است. رنگ هوازده متمایل به سبز روشن همراه با بخش‌های تیره و سیاه رنگ، سطح شکست قله‌ای و واریزه‌های زیاد از دیگر مشخصات ظاهری سرپانتینیت‌ها محسوب می شوند. پدیده سرپانتینینی شدن بیشتر در امتداد شکستگی‌ها و پهنه‌های گسلی منطبق بر مناطق لغزش یافته دیده می شود که محل عبوری برای نفوذ آب‌های جوی به اعماق بوده و در طی آن بر اثر افزایش درجه

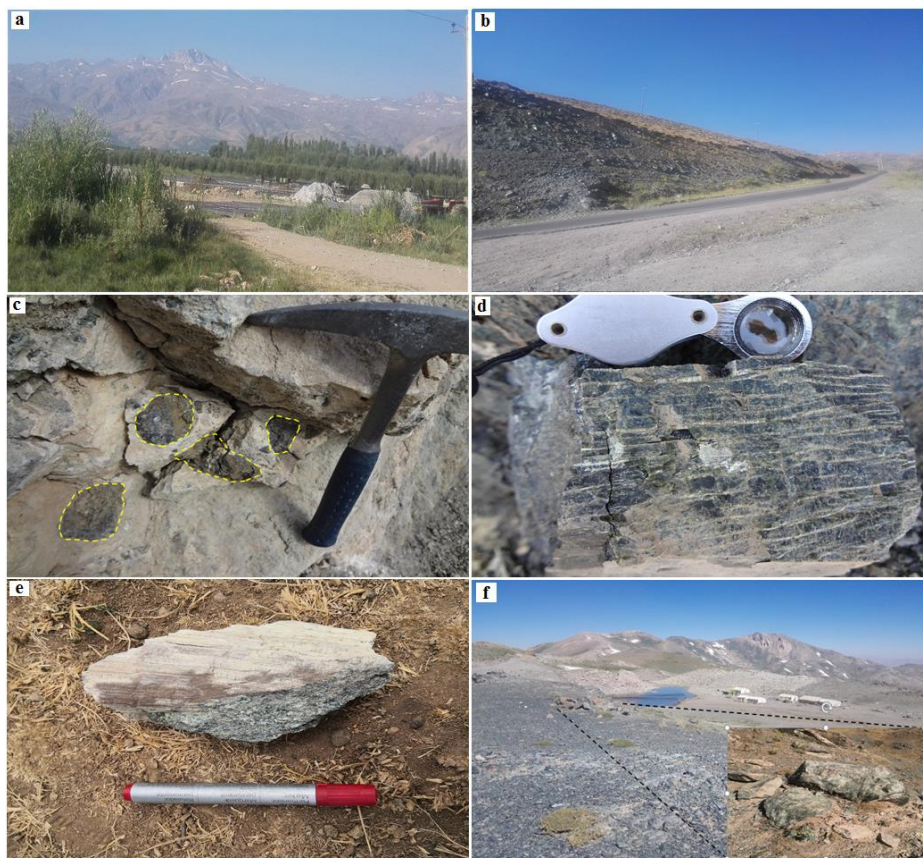
ممکن است نشان دهنده سن تشکیل این افیولیت‌ها در اواخر کرتاسه فوقانی تا پالئوسن باشد.

۲-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ملانژ افیولیتی دالامپر به عنوان بخشی از افیولیت اشنویه یکی از بخش‌های ناشناخته افیولیت نئوتتیس می باشد که بین افیولیت‌های سردشت و سلماس بین خطوط مرزی ایران، عراق و ترکیه واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی زون‌های ساختاری ایران بخشی از پهنه آمیزه رنگین البرز-آذربایجان (Stocklin, 1968)، در تقسیم بندی زون‌های زمین ساختاری ایران توسط Nogole و همکاران (۱۹۹۳) در زون دگرگونی مرکزی و در تقسیم بندی ایران توسط Ghasemi و Talbot (2006) نیز در محدوده سندج سیرجان واقع شده است. Nabavi (1976) نیز آن را در بخشی از زون مه‌باد-خوی جای داده و Alavi (1972) هم این منطقه را از نظر جایگاه ساختاری ادامه شمال باختری سندج-سیرجان می داند. به نظر Forster (1978) افیولیت‌های مناطق خوی، ارومیه، ماکو و اشنویه، به صورت یک پهنه افیولیتی در محل اتصال سه گانه صفحه عربی، ترکیه، ایران-قفقاز کوچک جای گرفته اند. منطقه دالامپر در نقشه زمین شناسی 1:10000 سیلوانا (Hajmolla Ali et al., 2006) در جنوب ارومیه بین طول‌های جغرافیایی 44° 45' و 44° 55' و عرض‌های جغرافیایی 37° 15' و 37° 5' قرار دارد (شکل ۲). در منطقه دالامپر مجموعه ای از افیولیت-های زاگرس با واحدهای متناوب سنگی و رخنمون‌های گسترده وجود دارند. از نظر ساختاری این منطقه به پنج زیر زون تقسیم شده است: زون آمیزه افیولیتی (OMZ) که توسط گسل معکوس اسبی بنار از شمال با زون‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo) هم مرز بوده و از جنوب با زون آمیزه افیولیتی-رسوبی (SOZ) و زون دگرگونه (MZ) مجاور است (Hajmolla Ali et al., 2006). در آمیزه رنگی دالامپر که روستاهای کچله، سوسن آباد، سوره دوکل، پروانه، چریک آباد و گند ملاءعیسی را شامل می شود. مجموعه ای از سنگ‌های الترامافیک سرپانتینیتی شده (هارزبورژیت و دونیت) با ساختار ورقه ای و به رنگ سبز روشن تا تیره، خاکستری و سیاه رنگ، پیروکسنیت سرپانتینینی شده، انواع مختلف گابرو (میکروگابرو، پگماتیت گابرو)، بازالت، دیوریت، دیاباز، توف‌های آتشفشانی،

تقسیم‌بندی کرد: (۱) توده‌ای: به صورت رخنمون‌های منفردی از بلوک‌های مجزا می‌باشند و اغلب بقایایی از سنگ مادر اولیه را در داخل خود نشان می‌دهند. (۲) برشی‌شده: بخش‌های دچار فرسایش‌شده، مواد خرد شده‌ای را در اطراف بلوک‌ها و سرپانتینیت‌های توده‌ای تشکیل می‌دهند. بافت‌های اولیه تحت تأثیر فرایندهای دینامیکی از بین رفته و بلورهای سرپانتین جهت‌یافتگی خاصی را نشان می‌دهند. رنگ کلی این سرپانتینیت‌ها سبز زیتونی تا سیاه است. با توجه به مشاهدات صحرائی می‌توان گفت سرپانتینیت‌های افیولیت ملانژ دالامپر غالباً به گروه دوم نزدیک‌تر هستند (شکل ۳ f).

حرارت و بالا رفتن قابلیت انحلال، باعث دگرسانی می‌شوند. این سیالات عمیق آبدار ضمن حرکت به سطوح بالاتر با کاهش درجه حرارت و فشار موثر CO_2 در PH و Eh مناسب، مواد همراه خود را در فضاهای باز زمین شناختی به شکل سرپانتینیت‌های کربناتی (مانند لیستونیت‌ها)، تالک کربنات و رگه‌های منیزیت بر جا می‌گذارند (شکل ۳ e). از این رو همیافتی لیستونیت‌ها با پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و قرار گیری آن‌ها در پهنه‌های برشی بیانگر دیرزاد بودن آن‌هاست که تحت تأثیر دگرسانی گرمایی بر بخش اولترامافیکی افیولیت آمیزه رنگین ایجاد شده‌اند. از نظر مورفولوژیکی سرپانتینیت‌ها را می‌توان به دو گروه



شکل ۳- تصاویر صحرائی ملانژ افیولیتی دالامپر. (a) نمایی کلی از ملانژ افیولیتی دالامپر همراه با واحدهای رسوبی پوشاننده، (b) رخنمون سنگ‌های-هارزبورژیتی که در قسمت‌های پایین رخنمون کاملاً سرپانتینیتی شده‌اند، (c) عدسی‌هایی از هارزبورژیت به نسبت سالم که توسط کانی‌های سرپانتین زمینه سنگ (عمدتاً لیزاردیت و کریزوتیل) دربرگرفته شده‌اند، (d) فیبرهای سبز روشن کریزوتیل در هارزبورژیت‌ها، (e) نمونه دستی سرپانتینیت که به طور بخشی به تالک-کربنات تغییر یافته است، (f) پریدوتیت‌های سرپانتینی شده با مورفولوژی هموار و قطعات سرپانتینیتی در زمینه ملانژ.

Fig.3 Field observations in the Dalampar ophiolite mélangé. (a) A general view of Dalampar ophiolitic mélangé with overlying sedimentary units, (b) Outcrops of harzburgite rocks that are completely serpentinized in the lower parts, (c) Lenses of relatively fresh harzburgite surrounded by serpentine (chrysotile and lizardite), (d) Shiny light green fibers of chrysotile in harzburgite, (e) A hand specimen of serpentinite partially altered to talc-carbonate spots, (F) Serpentinized peridotites with smooth morphology and serpentinite fragments embedded in a mélangé matrix.

۳- مواد و روش‌ها

با توجه به ترکیب کانی شناسی می توان آن‌ها راه‌رزبورژیت تا دونیت نامید. میزان و درجه دگرسانی در آن‌ها متفاوت است به طوریکه برخی از آن‌ها کاملاً به سرپانتینیت تبدیل شده اند، اما در انواع کمتر دگرسان شده می توان الیوین‌ها و پیروکسن‌هایی را مشاهده نمود که به طور بخشی توسط سرپانتینت جایگزین شده اند. بلورهای الیوین به شدت خرد شده و در سطوح شکستگی‌ها به سرپانتینت تبدیل شده اند و بافت مشبک (mesh texture) را ایجاد نموده اند. بافت مشبک (mesh texture) بافت شبه ریختی پس از الیوین تلقی می شود و معمولاً از چند ریختی‌های کریزوتیل در دیواره و بقای الیوین در مرکز شبکه تشکیل شده است (O'Hanley, 1996). این فرآیند از حاشیه الیوین به سمت داخل و مرکز بلور توسعه می یابد و اغلب حواشی متحدالمرکزی از سرپانتینت را در اطراف دانه‌ها به وجود می آورد. به این ترتیب بخشی از الیوین‌ها در نمونه‌هایی که هنوز کاملاً سرپانتینت نشده اند، در میان شبکه‌های سرپانتینت مشاهده می شوند (Prichard, 1979) (شکل ۴ a). همچنین Viti و Mellini (1998) عقیده دارند که بافت مشبک در حضور مقادیر سیال فراوان شکل گرفته و در نبود این شرایط بافت ساعت شنی (hourglass) (شکل ۴ b) به جای آن ایجاد می شود. در نمونه‌های مورد مطالعه این دو بافت به صورت همزمان دیده می شوند که نشان دهنده تغییر محتوای سیال در طی مراحل مختلف دگرسانی است. بافت‌های دیگری از جمله باستیت (bastite) (شکل ۴ c) و رگچه ای (شکل ۴ d) نیز در نمونه‌ها مشاهده می شوند که در نتیجه درجات مختلف دگرسانی ایجاد شده اند. وجود بافت‌های مشبک و و باستیت در سرپانتینیت‌های مورد مطالعه بیانگر ماهیت‌ها‌رزبورژیتی سنگ اصلی گوشته است (Azer and Stern, 2007). رگچه‌های سرپانتینت نیز در نتیجه عبور سیالات آبدار در امتداد درزه‌ها و شکاف‌های سنگ ایجاد شده اند و عمدتاً دارای کریزوتیل می باشند. تشکیل بافت ساعت شنی نشان می دهد که الیوین به طور کامل توسط چندریخت لیزاردیت جانشین شده است (Evans, 2004). بافت باستیت در نتیجه جایگزینی کامل ارتوپیروکسن‌ها توسط سرپانتینت شکل گرفته و سبب تشکیل قالب‌های کاذب متعددی در سنگ شده است. با افزایش درجه سرپانتینت شدن برخی از ارتوپیروکسن‌های باستیتی شده به وسیله لیزاردیت یا کریزوتیل احاطه شده و باعث حفظ شکل اولیه آن‌ها شده اند. تجزیه بلورهای ارتوپیروکسن، معمولاً از

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های پریدوتیتی سرپانتینت شده برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب و به آزمایشگاه شرکت زرآما زنجان فرستاده شدند. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی با دقت ۰/۲ و عناصر فرعی و کمیاب با دقت ۲ ppm با استفاده از روش XRF و به کمک دستگاه فلوتورسانس اشعه ایکس شرکت Thermo اندازه گیری شدند (جدول ۱). برای اندازه گیری مقادیر عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی، نمونه‌ها در ظروف تفلونی به مدت ۶ روز در دمای ۱۲۰ درجه سانتی گراد در مخلوط اسید فلوتوریدریک و اسید نیتریک حل شدند. سپس محلول حاصل را خشک نموده و جامد باقی مانده را در ۱۱ میلی متر اسید نیتریک ۱ درصد حل نموده و با استفاده از دستگاه اسپکترومتر جرمی مدل NexION 2000 ICP-MS ساخت شرکت PerkinElmer اندازه گیری شدند. تجزیه شیمی نقطه ای کانی‌ها (۳۰ نقطه (نیز با روش WDS به وسیله یک ریزپردازشگر الکترونی (EMPA) خودکار مدل JEOL.JXA-8600 در دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن با ولتاژ ۲۰ کیلو وات و جریان 10×8 آمپر تعیین شده است. قطر پرتوی الکترونی ۵ میکرون و غلظت داده‌ها بر اساس برنامه کامپیوتری ZAF محاسبه شده است (جدول ۲). در پایان، بررسی و طراحی نمودارهای داده‌های به‌دست‌آمده از این روش‌های تجزیه‌ای با استفاده از نرم افزارهای Grapher 11 و GCDkit انجام شده است. جهت تایید نتایج تجزیه شیمیایی، تعداد دو نمونه از سرپانتینیت‌های مورد مطالعه توسط روش پراش پرتو ایکس (XRD) در پژوهشکده لیزر و پلاسما دانشگاه شهید بهشتی مورد بررسی قرار گرفتند. این تجزیه توسط دستگاه XRD مدل Takram P50C0R10، طول موج ۵۳۲ نانومتر و توان لیزری ۰/۵ الی ۷۰ میلی وات انجام شده است.

۴- سنگ نگاری

در بررسی میکروسکوپی سرپانتینیت‌ها، بقایائی از کانی‌های اولیه شامل الیوین (۱۰ درصد)، ارتوپیروکسن (۵ درصد)، کلینوپیروکسن (۲ درصد) و اسپینل (تا ۱ درصد) در زمینه ای از سرپانتینت (۸۰ درصد) پراکنده هستند. کلسیت، تالک، ترمولیت-اکتینولیت، بروسیت، کلریت و اکسیدهای آهن (مگنتیت) از دیگر کانی‌های مهم موجود در نمونه‌ها هستند که همگی در نتیجه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین ایجاد شده اند.

سرپانتینی شدن در تحرک عناصری مثل Al، Ca و Mg در نظر گرفت (Savov et al., 2005). ترکیب پروتولیت سنگ-های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای مثلثی Al_2O_3 - MgO - CaO (Li et al., 2004) و $V-Co-Zn$ (Pfeifer, 1979) در میدان هارزبورژیت و دونیت قرار می گیرند (شکل a و b) که با مشاهدات صحرایی و پتروگرافی و منشأ تهی شده یا پس ماندی این سنگها تطابق دارد و با هارزبورژیت‌های جلو قوس کمان ایزوبونین-ماریانا قابل مقایسه می باشند (Saha et al., 2018). همچنین با توجه به مقادیر پایین تیتان در این سنگها، سنگ مادر از نوع دونیتی تاهارزبورژیتی ارزیابی می شود (Zhihong and Huafu, 1998). به طور کلی-هارزبورژیت‌ها به عنوان پسماندهای دیر گداز و تهی شده حاصل از ذوب بخشی گوشته در نظر گرفته می شوند. میزان اکسید TiO_2 به عنوان یک ردیاب مفید برای تعیین سنگ منشأ سرپانتینیت‌ها به دلیل بی حرکت بودن Ti در هنگام سرپانتینی شدن عمل می کند (Deschamps et al., 2013). به طور کلی پریدوتیت‌های گوه گوشته که متحمل ذوب بخشی گسترده شده اند، ترکیبات دیر گداز با تهی شدگی Ti را نشان می دهند (Arai and Ishimaru, 2008). سرپانتینیت‌های مورد مطالعه مقادیر بالای تهی شدگی از اکسید TiO_2 را نشان می دهند (۰٫۰۱-۰٫۰۶٪) که حاکی از ترکیب گوشته ای تهی شده همانند سرپانتینیت‌های زون فرورانش می باشد و با سرپانتینیت‌های جلو قوس ماریانا قابل قیاس هستند (Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992). به احتمال زیاد محتوای کم تیتانیم مربوط به خروج این عنصر در حین فرورانش در گوه گوشته ای و تفریق آن از پوسته باشد. در نمودار سه تایی $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$ (Li et al., 2004) نمونه‌های آنالیز شده سرپانتینیتی در میدان پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می گیرند (شکل ۵ c). مقادیر بالای MgO و Mg همراه با محتوای بالای Ni ، Cr و Co در سرپانتینیت‌ها حاکی از تشکیل آن‌ها از پریدوتیت گوشته ای تهی شده و منشأ دیر گداز پروتولیت پریدوتیت‌های افیولیت دالامپر می باشد (Parkinson and Pearce, 1998; Khalil, 2007; Yin et al., 2023). که خروج چندین دوره مذاب را تجربه کرده است. فعل و انفعالات سیال/سنگ-مذاب و گوشته-مذاب / سیال با نفوذ مذاب یا با بارور کردن مذاب‌های سیلیکاته، بقایای گوشته تهی شده را تغییر می دهند (Becker et al., 2006).

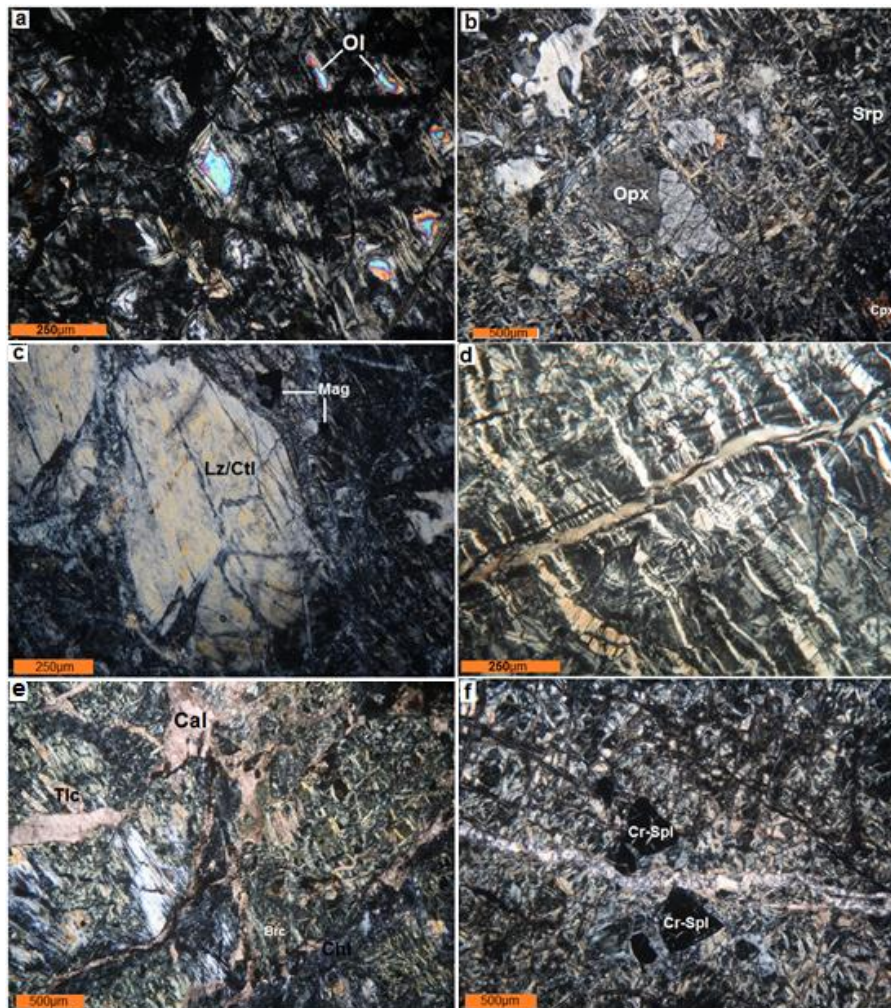
اطراف یا در طول شکستگی‌های موجود شروع شده و باستیت به صورت رشته‌هایی از مرز شکستگی به سمت مرکز ارتوپیروکسن در حال رشد است. کانی‌های سرپانتین به دو صورت در نمونه‌های سرپانتینیت مشاهده می شود: به صورت سرپانتین‌های رشته ای (فیبری) (کریزوتیل و لیزاردیت) که بخش عمده نمونه‌ها را به خود اختصاص داده و زمینه سنگ را می سازند (شکل ۴ e). و سرپانتین‌های صفحه ای که عمدتاً به صورت قالب‌های کاذب (سودومورف) جانشین ارتوپیروکسن شده اند. لیزاردیت نسبت به کریزوتیل فراوانی بیشتری داشته و با رنگ اینترفرانس ضعیف، به صورت بی شکل و دانه ریز در حاشیه و گاهی در مرکز بافت غربالی و همچنین به صورت دانه ریز در سنگ مشخص است. لیزاردیت‌ها جزء کانی‌های سرپانتینی دما پایین هستند که در دماهای کمتر (۲۶۰ درجه) به وجود می آیند و یکی از شایع ترین کانی تشکیل شده در سودومورف‌های البوین است (Guillot et al., 2015). این کانی به طور بارز در درجات دگرگونی پایین در حد رخساره شیست سبز یافت شده و در اثر دگرگونی پیشرونده تا بالای رخساره شیست سبز به پلی مورف‌های دمای بالای سرپانتین تبدیل می شود (Azer and Khalil, 2005). مگنتیت کانی فرعی مهم در متالترامافیک‌ها می باشد و حاصل اکسایش آهن فرو موجود در کانی‌های فرو منیزین است. کانی‌های کدر ثانویه، احتمالاً همراه با بروسیت در مرز بین دیواره‌های شبکه و گاهی به صورت شکل دار در هسته شبکه تشکیل شده است. دانه‌های اسپینل به صورت نیمه شکل دار و برخی به صورت دانه‌های بی شکل و به رنگ‌های سیاه و بیشتر قهوه ای در اندازه‌های ریز و درشت دانه دیده می شوند. برخی از اسپینل‌ها دارای شکستگی بوده و فضای بین شکستگی‌ها توسط سرپانتین ثانویه پر شده است (شکل ۴ f).

۵- شیمی سنگ کل

نتایج آنالیز شیمیایی سرپانتینیت‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده اند. نمونه‌های سرپانتینیت تجزیه شده، گوناگونی گسترده ای از SiO_2 (38.98-42.19 %)، $34.29-37.55$ MgO (% 6.46-8.91)، Cr (1690-2294 ppm)، Fe_2O_3 (% 10.48-) و Ni (1643-1976 ppm) دارند. میزان بالای LOI (12.62) نمونه‌ها نشان دهنده دگرسانی کف دریا و سرپانتینی شدن نمونه‌ها توسط سیالات گرمابی در آن‌ها است. تفاوت‌ها در درصد‌های وزنی را شاید بتوان در ارتباط با تأثیر

(V) سرپانتینیت‌های مورد مطالعه مشابه دونیت‌ها و- هارزبورژیت‌های جلوکوس ایزو-بونین-ماریانا است و اثبات می‌کند که این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های بونینیتی هستند (شکل d5). مذاب‌های بونینیتی از متاسوماتیسم سیال گوه گوشته‌ای در طول مرحله اولیه فرورانش و سپس ذوب آبدار در عمق کم مشتق شده‌اند.

(Fischer-Gödde et al., 2011). مقادیر بالای نسبت Al_2O_3/TiO_2 (۴۴-۱۰۸) و نسبت پایین CaO/Al_2O_3 (۲۶-۹۸) حاکی از آرایه بونینیتی نمونه‌ها می‌باشد. پریدوتیت‌های بونینیتی با ترکیبات متمایز Si کم و Mg بالا مشخص می‌شوند (Umino et al., 2015). محتوای پایین تیتانیم (Ti) و وانادیم



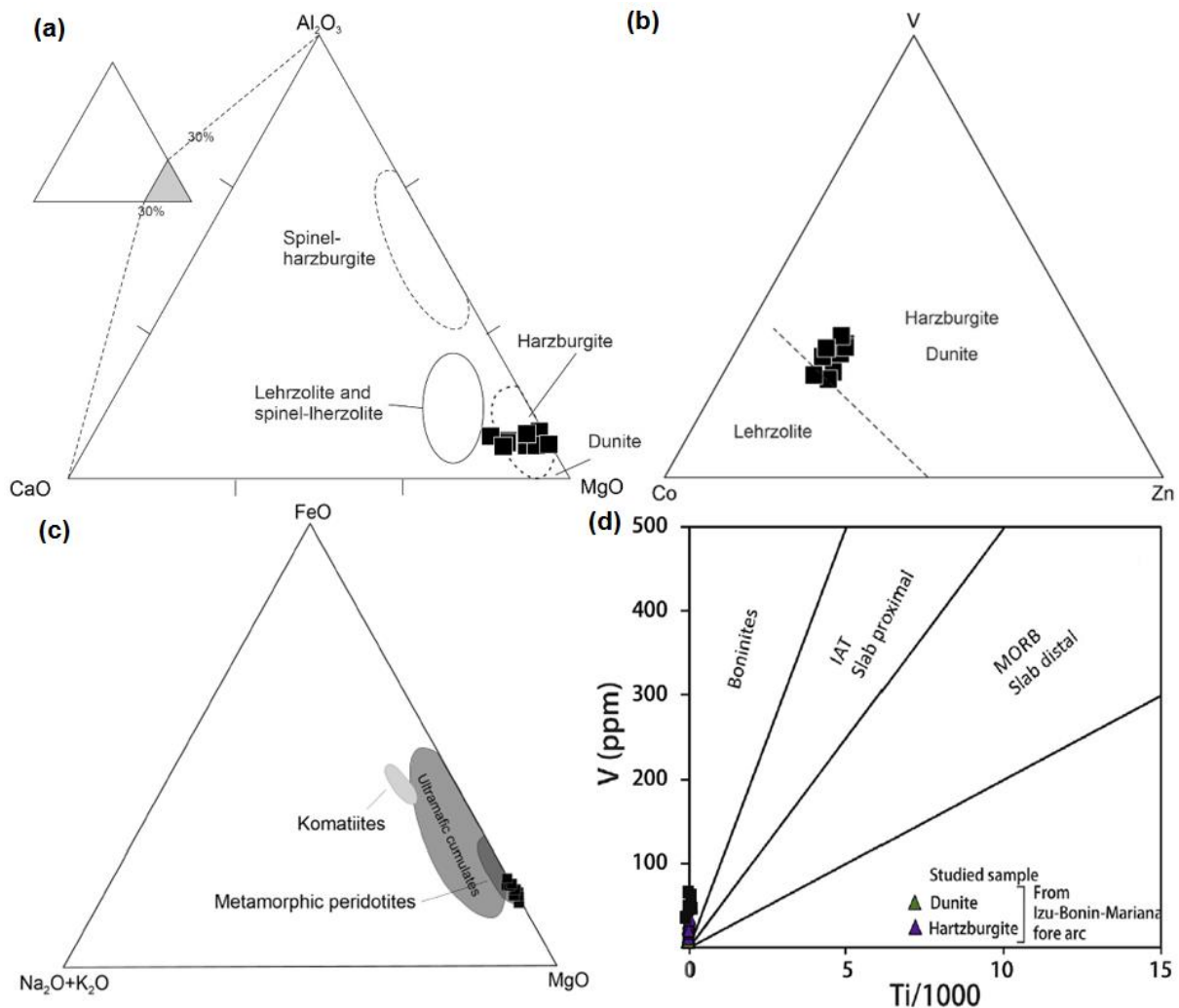
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سرپانتینیت مطالعه شده در نور XPL. (a) بافت مشبک حاصل از جانشینی کامل الیوین توسط سرپانتین، (b) بافت ساعت شنی حاصل جانشینی الیوین با سرپانتین، (c) بافت باستیت حاصل از جانشینی ارتوپیروکسن توسط سرپانتین، (d) رگچه سرپانتین، (e) زمینه متشکل از سرپانتین‌های رشته‌ای (کریزوتیل و لیزاردیت) و (f) کروم اسپینل‌های نیمه شکل دار در زمینه‌ای از سرپانتین و پر شدن شکستگی‌های اسپینل توسط سرپانتین. علائم اختصاری کانی‌ها: Tlc: تالک، Chl: کلریت، Clt: کریزوتیل، Lz: لیزاردیت، Cal: کلسیت، Brc: بروسیت، Cr-Spl: کروم اسپینل، Srp: سرپانتین، Opx: ارتوپیروکسن و Cpx: کلینوپیروکسن. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 3(a) Microscopic photographs of the studied serpentinites in XPL light. (a) Mesh structure formed by complete replacement of olivine with serpentine, (b) Hour glass zoning formed by replacement of olivine with lizardite, (c) Bastite texture formed by replacement of orthopyroxene with serpentine, (d) Serpentine vein, (e) The groundmass consists of fibrous serpentines (chrysotile and lizardite), and (f) Subhedral Cr-spinels throughout the serpentine groundmass and fracture filling by serpentine. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). The abbreviations are Chl: chlorite, Clt: chrysotile, Lz: lizardite, Mag: magnetite, Cr-Spl: Chrome spinel. Srp: serpentine.

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ کل سرپانتینیت‌های افیولیت دالامپر. مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و مقایر عناصر فرعی بر حسب ppm

Table 1. Results of whole-rock chemical analysis of serpentinites from Dalampar ophiolite. The major elements are in wt.% and trace elements are in ppm.

Sample No.	So1	So3	So5	So14	So15	Do7	Do11	Do17	Do24	Do25
SiO ₂	40.69	41.78	40.20	39.73	39.95	42.19	41.18	40.67	38.98	40.55
TiO ₂	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04
Al ₂ O ₃	1.59	0.95	1.08	1.24	1.96	2.45	2.40	2.51	2.17	1.79
Fe ₂ O ₃	7.90	8.25	8.91	7.85	8.09	6.46	7.02	7.75	8.20	6.75
MnO	0.12	0.12	0.18	0.13	0.17	0.14	0.13	0.14	0.13	0.14
MgO	36.68	35.57	37.23	37.55	36.37	34.60	34.81	34.29	35.41	36.76
CaO	0.42	0.34	0.30	1.72	1.15	2.40	1.79	2.43	1.96	1.35
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.18	0.05	0.18	0.39	0.07
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.08	0.04	0.05	0.04	0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0.25	0.27	0.48	0.29	0.33	0.39	0.38	0.84	0.33	0.82
LOI	12.02	12.62	11.59	11.04	11.65	10.86	11.91	10.48	11.80	11.27
Cr	1690	1830	1760	1857	1794	2013	2069	2294	1765	2086
Co	93.4	80.1	95.6	90.9	110.9	94.70	99.72	101.9	106.8	100.6
Ni	1643	1728	1690	1976	1734	1724	1780	1749	1839	1882
Rb	0.12	0.24	0.19	0.17	0.22	0.27	0.32	0.24	0.41	0.19
Sr	8.23	7.03	3.5	2.99	22.1	9.2	4.15	6.45	15.2	5.67
Cs	1.12	0.48	1.49	0.27	0.81	1.0	0.8	0.6	0.7	0.5
Ba	3.10	2.80	3.60	4.12	3.53	4.74	2.99	4.07	3.18	4.51
Sc	10	9	12	13	8	11	10	16	11	10
V	48	34	51	56	42	47	63	50	48	34
Ta	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Nb	0.56	0.61	0.72	0.49	1.15	1.09	1.65	1.27	0.89	1.05
Zr	2.21	1.32	1.09	1.02	1.75	1.29	1.15	0.89	2.1	0.99
Hf	0.20	0.05	0.03	0.08	0.02	0.25	0.17	0.41	0.19	0.34
Th	0.04	0.05	0.06	0.03	0.05	0.61	0.56	0.35	0.18	0.29
U	0.05	0.12	0.14	0.08	0.09	0.11	0.13	0.17	0.08	0.10
Y	0.41	0.29	0.48	0.64	0.37	0.70	1.2	0.8	1.1	0.56
La	1.5	1.11	1.05	1.19	1.06	0.98	1.67	0.79	0.88	0.66
Ce	1.72	1.25	1.75	1.15	1.92	2.15	0.99	2.64	1.12	2.70
Pr	0.17	0.15	0.26	0.19	0.21	0.30	0.25	0.24	0.25	0.22
Nd	0.74	0.88	1.01	1.04	0.95	1.7	1.6	1.5	1.5	1.3
Sm	0.14	0.16	0.12	0.24	0.08	0.13	0.11	0.12	0.14	0.09
Eu	0.03	0.02	0.07	0.09	0.03	0.04	0.05	0.02	0.06	0.02
Gd	0.62	0.39	0.47	0.51	0.44	0.30	0.22	0.55	0.18	0.16
Tb	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02
Dy	0.57	0.34	0.09	0.38	0.46	0.90	1.0	0.91	0.90	0.84
Ho	0.03	0.06	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05
Er	0.31	0.46	0.49	0.22	0.15	0.40	0.50	0.27	0.39	0.60
Tm	0.05	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
Yb	0.17	0.15	0.15	0.22	0.27	0.36	0.53	0.46	0.44	0.36
Lu	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.06	0.05	0.09	0.08
Mg#	90.20	89.50	89.20	90.20	89.90	91.40	90.80	89.80	89.50	91.50



شکل ۵- تعیین پروتولیت سرپانتینیت‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای سه تایی، Al_2O_3 - CaO - MgO (a) (Li et al., 2004)؛ V - Co - Zn (b) (Pfeifer, 1979) و FeO - Na_2O+K_2O - MgO (c) (Li et al., 2004). نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982) که نشان می‌دهد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بونینیت قرار گرفته‌اند.

Fig. 5. Determining the protolith of the study serpentinites using: (a) Al_2O_3 - CaO - MgO (Li et al., 2004), (b) V - Co - Zn (Pfeifer, 1979), (c) and FeO - Na_2O+K_2O - MgO ternary diagrams (Li et al., 2004). Field of mantle peridotite is after Coleman (1977), (d) Ti vs. V diagram illustrating the studied samples in distinct fields of boninite (after Shervais, 1982). Data from harzburgite and dunite from Izu-Bonin-Mariana forearc have also been plotted (Data source: Parkinson and Pearce, 1998)

۶- شیمی عناصر فرعی و کمیاب

مطالعه شیمی عناصر فرعی به ویژه عنصری که در طول فرایندهای مختلف غیر متحرک هستند، نقش مهمی را در تعیین ژنز و نیز تفاسیر سنگ شناختی این سنگ‌ها بازی می‌کنند. به طور کلی می‌توان گفت این عناصر در طی فرایندهای ثانویه و دگرسانی معمولاً غیرمتحرک بوده و بیشتر توسط شیمی سنگ منشأ کنترل می‌شوند (Gahlan et al., 2006). در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm تمام

تعیین جایگاه تشکیل و پروتولیت سرپانتینیت‌ها تنها با استفاده از عناصر اصلی بسیار دشوار است. فرایندهای بسیاری مانند فعل و انفعالات بین مذاب/سنگ در پشته‌های میان اقیانوسی (Paulick et al., 2006) و یا گوه گوشته‌ای (Pearce et al., 2000) پیش از سرپانتینیت شدن نیز ممکن است ترکیب پریدوتیت‌ها را تغییر دهد. به همین دلیل،

نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها در حین سرپانتینی شدن در کف دریا یا دگرگونی در کانال فرورانش در مراحل پیشرونده یا پس‌رونده است (Barnes et al., 2014; Cannà et al., 2016). تبادل ژئوشیمیایی عناصر بین پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه‌گوشته‌ای زیر قوس و مراحل مختلف فرورانش از شروع تا بلوغ مرتبط با فرآیندهای تولید مذاب و تعامل بین ماگماهای مشتق از فرورانش و بالا آمدگی استنوسفری ناشی از فرورانش هستند که مسئول طیف ترکیبی متنوعی از ماگماهای تولید شده در مرکز فرورانش و حتی رویدادهای کافت بعدی نیز هستند (Yang et al., 2018; Santosh et al., 2016). در طول دوره فرورانش، از شروع تا بلوغ، گوه‌گوشته‌ای با هجوم سیالات آبدار آزاد شده توسط پوسته اقیانوسی فرورو، ذوب پوسته فرورونده و رسوبات حاصل از فرورانش، از نظر شیمیایی تغییر کرده و غنی می‌شود (Kimura and Yoshida, 2006). غلظت-های نسبی Nd و Hf اطلاعات مهمی را در درک ماهیت اجزای فرورانش در مناطق ذوب گشته SSZ فراهم می‌کند. Hf به درجات مختلف در مذاب‌های سیلیسی محلول است، اما در سیالات آبی حاصل از مواد فرورانش شده حلالیت کمی دارد و توسط سیالات ناشی از پوسته آب‌زدایی شده به گوه‌گوشته منتقل نمی‌شود (Aldanmaz et al., 2008). در مقابل، Nd هم در سیالات حاصل از فرورانش و هم در مذاب-ها محلول تر است. نسبت Hf/Nd پریدوتیت‌های گوه‌گوشته مورد مطالعه از ۳٫۸ تا ۴۹٫۵ متغیر است و چنین مقادیر بالایی با ذوب بخشی رسوبات فرورانش شده یا پوسته اقیانوسی سازگار نیست و انتشار سیالات آبی از طریق آب‌زدایی پوسته فرورو در تشکیل اجزاء فرورانش را اثبات می‌کند. علاوه بر این، نسبت‌های Hf/Nd بالا و Yb/Hf پایین ۰٫۰۳-۰٫۷۲ سنگ‌های مورد بررسی، ویژگی SSZ آن‌ها را تایید می‌کنند (Saha et al., 2018). در نمودار تغییرات Tb/Yb در مقابل Al₂O₃ برای نمونه‌های مورد مطالعه وجود اسپینل را به‌عنوان فاز آلومینیومی پایدار در گوه‌گوشته پسماندی نشان می‌دهد و بنابراین منعکس‌کننده ذوب بخشی در رژیم گوه‌گوشته‌ای بدون گارنت در حوزه ترکیبی اسپینل پریدوتیت است (شکل ۶ f). مقادیر بالای Cr و ترکیب سنگ منشأ اسپینل دار حاکی از ماگمای والدی است که از مناطق فرورانشی به خصوص فرافروانشی (SSZ)

نمونه‌های سرپانتینی در محدوده ترکیبی سرپانتینیتهای حاصل از پروتولیت بارور شده قرار می‌گیرند (شکل ۶ a). در نمودار Ni در مقابل Mg# (شکل ۶ b) بیشتر نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت‌های دیرگداز و بارور شده قرار می‌گیرند و سایر نمونه‌های خارج از محدوده نیز با بارورسازی مجدد پریدوتیت‌های گوه‌گوشته‌ای توسط مذاب‌های بونینیتهی تفسیر می‌شود. در نمودار (La/Sm) N در برابر (1/Sm) N که مقایسه بین سنگ‌های گوه‌گوشته‌ای مطالعه شده و مدل پریدوتیت‌های تشکیل شده از هارزبورژیت‌های باقی‌مانده که توسط مذاب نوع MORB یا مواد پوسته قاره‌ای دچار آلودگی شده اند را نشان می‌دهد، نمونه‌ها در محدوده ترکیب پوسته قاره‌ای و گوه‌گوشته بالایی قرار می‌گیرند که نفوذ و غنی‌شدگی مجدد گوه‌گوشته تهی شده نوع MORB و فعل و انفعالات گوه‌گوشته-پوسته در مناطق فرافروانش (SSZ) را نشان می‌دهد (شکل ۶ c). پیشنهاد شده است که آلودگی ممکن است از طریق برهمکنش سیالات/مذاب‌های مشتق از مواد قاره‌ای فرورانشی رخ دهد (Sharma and Wasserburg, 1996). مطالعات تجربی و مدل‌سازی عناصر کمیاب نشان داده‌اند که محتوای بالای آب، دمای بالا و کاهش فشار گوه‌گوشته، پیش‌سازهای ضروری برای تولید مذاب‌های بونینیتهی هستند (Falloon and Danyushevsky, 2000; Xia et al., 2012). که از طریق درجه بالایی از ذوب بخشی یک گوه‌گوشته تهی شده به وسیله سیالات/مذاب‌های مشتق از پوسته فرورونده در سیستم فرورانش در دمای بالا (1130-1275) و اعماق کم (-0.3 تا 1.7 GPa) تحت شرایط آبدار به دست می‌آید (Pearce et al., 1992; Manikyamba et al., 2015). پریدوتیت‌های گوه‌گوشته‌ای مورد مطالعه شواهد متاسوماتیزم و سرپانتینی شدن گسترده‌ای را نشان می‌دهند. که با غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصر متحرک سیال (FME) و فعل و انفعالات سیال و سنگ در طی فرورانش توسط نفوذ مایعات آزاد شده از لیتولوژی‌های مختلف از پوسته اقیانوسی فرورونده مشخص شده است. در نمودار Zr/Nb در مقابل Zr/Th (شکل ۶ d)، و نمودار Ce در برابر Pb (Zhang et al., 2019) (شکل ۶ e)، نمونه‌های مورد مطالعه روندی مطابق با غنی‌شدگی مربوط به سیال گوه‌گوشته را در طی فرآیند فرورانش نشان می‌دهند. انحراف نمونه‌ها در این شکل

نشان می دهد. همچنین این کاهش در HFSE نسبت به عناصر لیتوفیل بزرگ یون سیال همراه با ناهنجاری های منفی Hf, Zr, Nb با توجه به فراوانی LILE و LREE در نمودارهای چند عنصری، می تواند به حفظ انتخابی HFSE پوسته فرورونده در رژیم های ماگمایی مناطق فرورانش مرتبط با محیط های جزیره کمانی شاخص نسبت داده شود (Ray et al., 2013). غنی شدگی انتخابی فلزات قلیایی و قلیایی خاکی عناصر ناسازگار مانند Sr, Ba, Th, Rb و کاهش نسبی در HFSE مانند Nb, Ta نشانه های ژئوشیمیایی مشخصی از ماگماهای تولید شده در مناطق فرورانش هستند (Hawkins, 2003). الگوی غنی شدگی از LREE به متاسوماتیسم گوه گوشته ای توسط عناصر فرورانش مشتق از رسوب اقیانوسی و پوسته اقیانوسی دگرگون نسبت داده می شود که به وسیله مذاب ها یا سیالات مشتق از پوسته فرورونده منتقل شده اند (Plank and Langmuir., 1998). بنابراین، شیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سرپانتینیت های گوشته ای بررسی شده با ترکیبات دیرگداز آن ها که شامل خروج مذاب و تهی شدن عناصر ناسازگار همراه با فرآیندهای غنی شدگی پس از فرورانش که به افزایش فراوانی LREE-LILE کمک می کند، سازگار است.

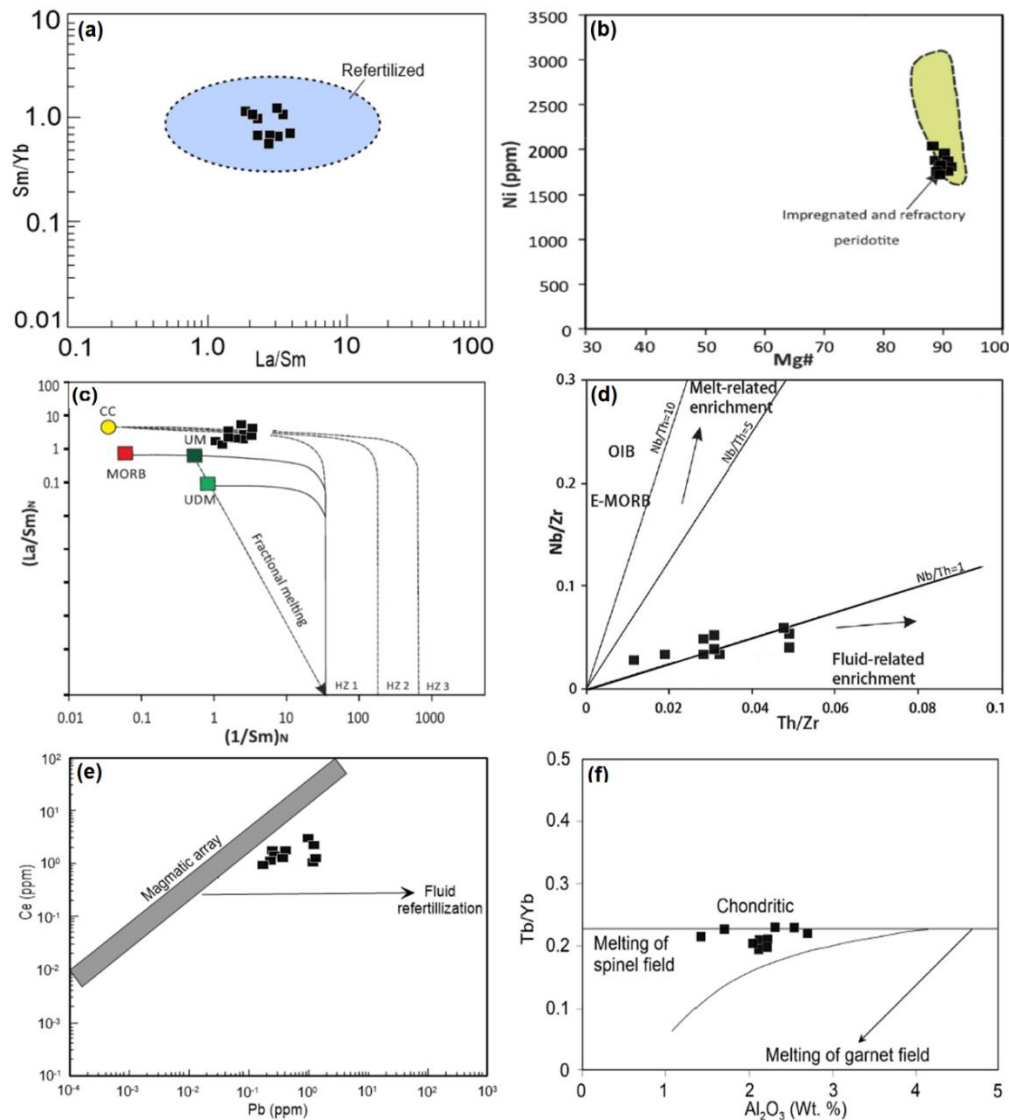
۷- موقعیت زمین ساختی

داده های به دست آمده از ژئوشیمی سنگ کل نشان می دهد که سنگ اولیه سرپانتینیت های مورد مطالعه تحت تأثیر فرآیندهای مختلفی در طول تکامل خود قرار گرفته اند. شواهد تکتونیکی و ژئوشیمیایی پریدوتیت های گوشته ای ملانژ افیولیتی دالامپر حاکی از آبگیری، سرپانتینیت شدن و متاسوماتیسم گوشته دیرگداز توسط سیالات پوسته آزدایی شده یک منطقه فرورانشی جلوی قوس و دوباره بارورسازی گوشته پریدوتیتی توسط مذاب های بونینیتی مشتق شده در طول مراحل اولیه فرورانش درون اقیانوسی که نوعی از محیط (SSZ) است، می باشد. به منظور تعیین محیط تکتونیکی و درک جای گیری انواع مختلف ماگماهای افیولیت دالامپر، از نمودارهای تمایز زمین ساختی مختلف استفاده شد. داده های سنگ کل می توانند به شناسایی نشانه های ژئوشیمیایی اولیه سرپانتینیت های تشکیل شده در مناطق فرورانش کمک کنند (Hattori and Guillot,)

مشتق شده است (Parkinson and Pearce, 1998). میزان عناصر کمیاب پریدوتیت های گوشته ای مناطق فرورانش، نشان دهنده سهم گوه گوشته ای و مواد مشتق از پوسته می باشد (Plank and Ludden, 1992; Konig et al., 2010). الگوی REE بهنجار شده نسبت به کندریت روند کاهش یافته MREE/HREE در نتیجه کاهش MREE و غنی سازی نسبی LREE-HREE را تأیید می کند و با بونینیت ها قابل مقایسه می باشد (شکل ۶ g). بونینیت ها معمولاً دارای الگوهای REE نرمال شده با کندریت U شکل هستند (Falloon et al., 2008) که شبیه نمونه های سرپانتینیتی ملانژ افیولیتی دالامپر هستند. اعتقاد بر این است که الگوهای U شکل REE منعکس کننده برهمکنش سنگ/آب در طی سرپانتینیت شدن یا با فرآیند برهمکنش سنگ/مذاب هستند که در سایر پریدوتیت های گوشته افیولیتی در سرتاسر جهان مشاهده شده است (Song et al., 2009; Caran et al., 2010; Deschamps et al., 2013). همچنین الگوهای U شکل REE و آنومالی مثبت Eu به سرپانتینیت های جلوقوس نسبت داده شده است که توسط سیالات حاصل از پوسته فرورونده شکل گرفته اند (Deschamps et al., 2013). نمودار فراوانی چند عنصری نرمال شده گوشته اولیه هم کاهش مشخصی را در HFSE با غنی سازی نسبی LILE و LREE نشان می دهد (شکل ۶ h). کاهش HFSE در نمونه ها بر حسب درجات بالای خروج مذاب تفسیر می شود، با این حال، ابقا سیال نامتحرک HFSE نیز می تواند منجر به ناهنجاری های منفی، Hf, Zr, Nb شود (Parkinson and Pearce, 1998). غنی شدگی LILE-LREE در ارتباط با تهی شدگی HFSE، بر همکنش سیال/سنگ یا مذاب/سنگ را قبل از فرآیند سرپانتینیت شدن همانند آنچه که برای قوس Sandwich جنوبی یا توده Tso Morari مشاهده شده را تأیید می کند (Pearce et al., 2010; Deschamps et al., 2000). سنگ های مورد مطالعه به ویژه در عناصر متحرک در سیالات آبی، مشابه سرپانتینیت های قوس ایزو-بونین-ماریانا غنی شده اند (Savov et al., 2005). مشاهدات ژئوشیمیایی غنی شدگی انتخابی عناصر کمیاب را قبل از سرپانتینیت شدن تأیید می کند و متاسوماتیسم گسترده پریدوتیت گوه گوشته ای را

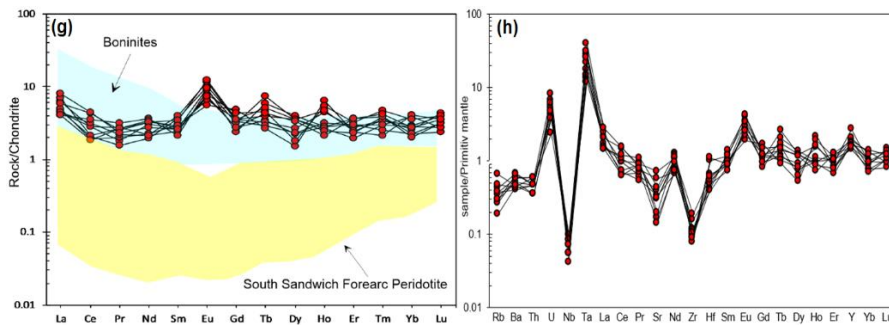
Pearce (2008) تغییر سنگ‌های گوشته ای توسط سیلات حاصل از فرورانش ممکن است منجر به غنی شدگی از Th در این سنگ‌ها شود. نمودارهای تکتونیک بر اساس عناصر Th و Nb سه نوع مختلف از مجموعه‌های حواشی صفحات همگرا را متمایز می‌کنند: (۱) میدان‌های متمایز برای جزیره کمانی همراه با شواهد پوسته ای پلی ژنتیکی پیچیده، (۲) افزایش نسبت Th/Nb به عنوان تعامل بین اجزای فرورانش و گوه گوشته ای و (۳) کاهش ترکیبات Th/Nb که یک آرایه تهی شدگی از گوشته بدون ورود مواد مشتق از فرورانش را تعریف می‌کند. در نمودار زمین ساختی ThN در برابر NbN (شکل ۷ c) تمامی نمونه‌ها با آرایه قوس آتشفشانی تطابق دارند و در نتیجه تمایل به سمت محیط‌های مناطق فرورانش مرتبط با حواشی صفحه همگرای درون اقیانوسی را نشان می‌دهند. نزدیکی نمونه‌ها به محدوده توله ایت‌های جزایر قوسی و بونینیت‌ها دلالت بر افزایش سهم اجزای فرورانشی دارد. همچنین قرار گیری نمونه‌ها در (شکل ۷ d) نیز نشان دهنده محیط جلو و داخل قوس اقیانوسی و مرتبط با فرورانش برای سرپانتینیت‌های ملانژ افیولیتی دالامپر می‌باشد. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که نمونه‌های مورد مطالعه دارای یک آرایه بونینیتی قوی هستند که از فرآیندهای آغاز فرورانش در یک محیط جزیره کمانی مشتق شده است. این پریدوتیت‌های گوشته با مقدار پایین Al_2O_3 ، متناظر با محدوده ترکیبی پریدوتیت‌های جلوی کمان و سرپانتینیت‌های درون اقیانوسی هستند (شکل ۷ e) Peters و همکاران (2017) با بررسی رفتار عناصر Cs و U در سیالات دخیل در سرپانتینیت شدن مناطق پشته‌های میان اقیانوسی و جلو قوس، به ترتیب مقادیر $U:Cs > 1$ و $U:Cs < 1$ برای تمایز سرپانتینیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و جلو قوس ارائه داده اند. میزان $U:Cs$ برای نمونه‌های سرپانتینیتی مورد مطالعه کمتر از یک بود و حاکی از تعلق سرپانتینیت‌های مورد مطالعه به محیط جلو قوس می‌باشد (شکل ۷ f).

(2007; Deschamps et al., 2013). ترکیب ژئوشیمیایی پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده توسط عوامل مختلفی از جمله: (۱) دما و ماهیت سیالات هیدراته و (۲) محیط ژئودینامیکی که در آن تشکیل شده اند، کنترل می‌شود. طبق نظر Hattori و Guillot (۲۰۰۷) نسبت‌های عناصر اصلی Mg/Si و Al/Si در طی آگیری و دگرگونی پریدوتیت‌ها تغییر نمی‌کند. در نمودار MgO/SiO_2 در برابر Al_2O_3/SiO_2 (شکل ۷ a) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده هم پوشانی پریدوتیت‌های ژرف و پریدوتیت‌های جلو قوس زون فرافروانش قرار می‌گیرند. در این نمودار بیشتر نمونه‌ها در زیر خط آرایه زمینی ذوب (terrestrial array) قرار گرفته اند. آرایه زمینی در حقیقت یک روند تهی شدگی یا غنی شدگی ماگمایی از یک گوشته اولیه می‌باشد (Niu, 2004). با توجه به قرار گیری نمونه‌های سرپانتینیتی در زیر آرایه زمینی (Niu, 2004) چنین استنباط می‌شود که از میزان MgO در طول فرآیندهای ثانویه حدود ۱۰ درصد کاسته شده است. میزان پایین Al_2O_3/SiO_2 (-0.02) قابل مقایسه با سرپانتینیت‌های گوه گوشته جلو قوس بوده و نشان می‌دهد که منبع گوشته اولیه آن‌ها قبل از فرآیند سرپانتینیت شدن تحت ذوب بخشی قرار گرفته است (Niu., 2004; Paulick et al., 2006; Deschamps et al., 2013). مقادیر پایین MgO/SiO_2 هم می‌تواند ناشی از کاهش MgO طی سرپانتینیت شدن یا دگرسانی دمای پایین کف دریا باشد (Niu, 2004; De Hoog et al., 2016; Uysal et al., 2009). در نمودار Cr در برابر TiO_2 نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده هم پوشانی پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و فرافروانش (SSZ) قرار گرفته اند (شکل ۷ b). Th و Nb به عنوان شاخص‌های مفیدی برای تفسیر روابط زمین شیمیایی و زمین ساختی طیف گسترده ای از ماگماهای بازالتی به کار می‌روند که در محیط‌های واگرا، همگرا و درون صفحه ای تولید شده اند (Saccani, 2015). بر اساس



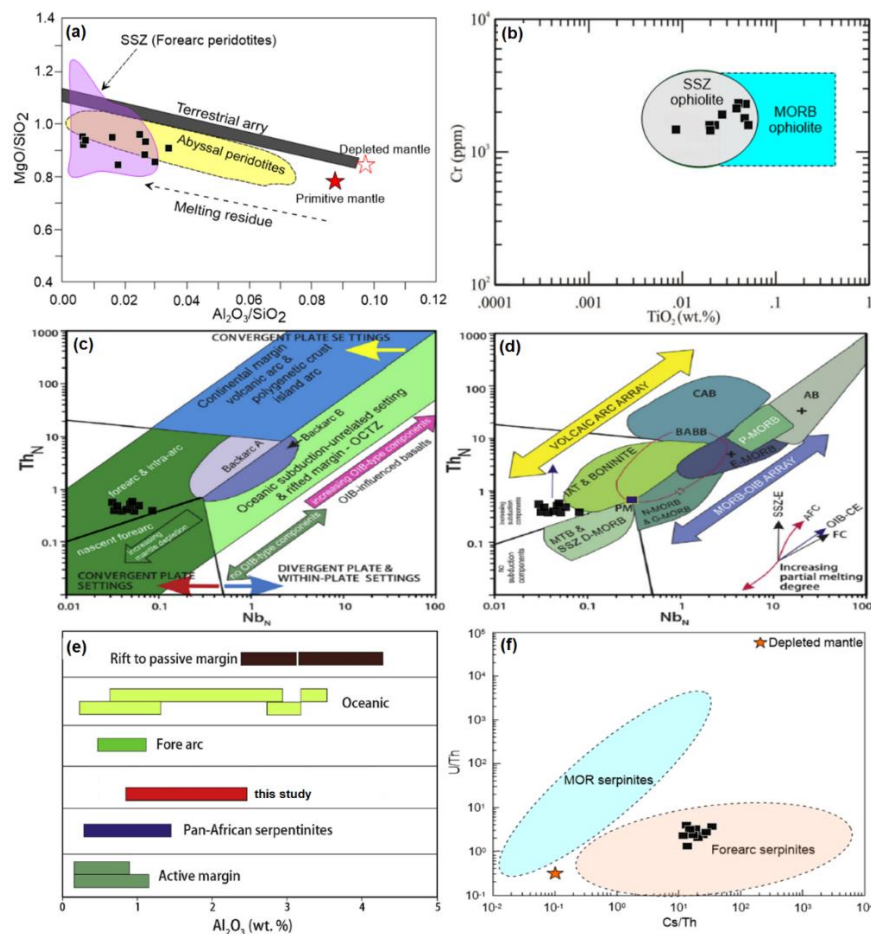
شکل ۶- تغییرات عناصر کمیاب سرپانتینیت‌ها در نمودارهای: (a) Sm/Yb در برابر La/Sm (Deschamps et al., 2013)؛ نمودار Ni در برابر $Mg\#$ (Bodinier and Godard, 2003)؛ محدوده پریدوتیت‌های ژرف دیرگداز و بارور شده از (Bodinier and Godard, 2003)؛ نمودار (c) $(La/Sm)_N$ در برابر $(1/Sm)_N$ (Sharma and Wasserburg, 1996). MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، UM: ترکیب گوشته بالایی، CC: ترکیب پوسته قاره‌ای، UDM: ترکیب فوق تهی شده، HZ1, HZ2 و HZ3 (ترکیبات مدل‌ها از زبورژیتی)، (d) Nb/Zr در برابر Th/Zr (Zhao and Zhou, 2007)، نمودار (e) Ce در برابر Pb (Zhang et al., 2019)، نمودار (f) Tb/Yb در برابر Al_2O_3 (McDonough and Frey, 1989; Bodinier et al., 1998)، (g) و (h) به ترتیب الگوهای عناصر نادر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه. محدوده پریدوتیت‌های جلو قوس از (Pearce et al., 2000) و بونینیت از (Hickey and Frey., 1982) می باشد.

Fig. 6. Changes of rare elements of serpentinites in diagrams: (a) Sm/Yb vs. La/Sm (Deschamps et al., 2013), (b) Ni vs. $Mg\#$. Field of refractory and impregnated abyssal peridotite is also shown (Bodinier and Godard, 2003), (c) Chondrite-normalized $(La/Sm)_N$ vs. $(1/Sm)_N$ (Sharma and Wasserburg, 1996). MORB: Mid-ocean ridge basalts; UM: Upper mantle composition; CC: Continental crust composition; UDM: Ultra-depleted melt composition; HZ1, HZ2 and HZ3: Model harzburgite compositions, (d) Nb/Zr vs. Th/Zr plot showing the studied samples in an array consistent with fluid-related enrichment of mantle through subduction process (after Zhao and Zhou, 2007), (e) Ce Vs. Pb (Zhang et al., 2019), (f) Tb/Yb vs. Al_2O_3 . The trends for spinel and garnet melting are from Bodinier et al., (1988) and McDonough and Frey (1989), (g) and (h) Chondrite normalized REE patterns and primitive mantle normalized trace element patterns for studied serpentinites. Normalizing factors are from Sun and McDonough (1989). Compositional field for the south Sandwich forearc peridotites is from Pearce et al. (2000) and Boninite field is adopted from Hickey and Frey (1982).



شکل ۶- ادامه

Fig. 6. Continued



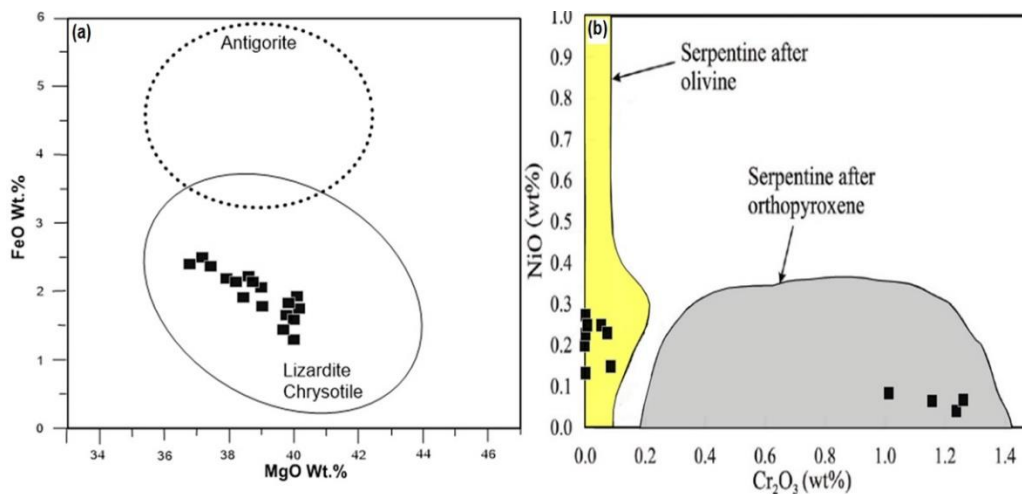
شکل ۷- نمودار MgO/SiO_2 در برابر Al_2O_3/SiO_2 . محدوده گوشته اولیه و تهی شده از: McDonough and Sun, 1995; Salters and Stracke, 2004. محتوای Al_2O_3 سنگ کل نمونه‌های سریانتینیتی مطالعه شده و مقایسه آن‌ها با دیگر مجموعه‌های تکتونیک (Azer and Khalil, 2005) و U/Th در برابر Cs/Th . محدوده‌های سریانتینیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و جلوقوس از (Petters et al., 2017) و گوشته تهی شده از (Salters and Stracke, 2004).

Fig. 7 (a) MgO/SiO_2 vs. Al_2O_3/SiO_2 diagram. Primitive and depleted mantle values are from McDonough and Sun (1995) and Salters and Stracke (2004); Fields of abyssal and fore-arc peridotite are after Niu (2004); Pearce et al. (2000), (b) Cr vs. TiO_2 plot (after Pearce et al., 1984), (c and d) Th_N vs. Nb_N diagrams (after Saccani, 2015) showing the tectonic affinity for the studied serpentinites samples, (e) Al_2O_3 contents of the whole-rock of the studied serpentinites compared with those from other tectonic settings (Azer and Khalil, 2005), and (f) U/Th vs. Cs/Th . Mid-ocean ridge and Fore-arc serpentinites fields from Petters et al. (2017), Depleted mantle (Salters and Stracke, 2004)

۸- شیمی کانی

از نمودارهای تقسیم بندی شیمیایی استفاده شده است. همانطور که مشاهده می شود، عمده سرپانتین ها در نمودار FeO در برابر SiO₂ (Singh and Singh, 2013) شکل (a) در محدوده لیزاردیت و کریزوتیل قرار می گیرند. همچنین جای گیری نمونه ها در نمودار NiO در برابر Cr₂O₃ (Kodolányi et al., 2012) شکل (b) نشان دهنده این مطلب است که سرپانتین های آنالیز شده حاصل جانشینی هر دو کانی الیوین و ارتوپیروکسن می باشند و پروتولیت هارزبورژیت و دونیتی را برای سرپانتینیت ها به اثبات می رساند.

نتایج آنالیزهای شیمیایی سرپانتین های مطالعه شده در جدول ۲ نمایش داده شده است. سرپانتین ها دارای مقادیر متفاوت اکسیدهای (39.23–42.36 wt%), MgO (36.53–40.58 wt%), FeO (1.27–2.68 wt%), SiO₂ (39.23–42.36 wt%), MgO (36.53–40.58 wt%), FeO (1.27–2.68 wt%), Al₂O₃، Cr₂O₃ و TiO₂ کمتر و SiO₂ بیشتری اند دارای انواع که جانشین پیروکسن شده اند، هستند. جهت تمایز سرپانتین های آنالیز شده از یکدیگر و نیز رده بندی آن ها



شکل ۸- نمودار FeO در برابر MgO در سنگ های سرپانتینیتی. محدوده های لیزاردیت و کریزوتیل از (Singh and Singh, 2013). (b) NiO در برابر Cr₂O₃. محدوده های الیوین و ارتوپیروکسن از (Kodolányi et al., 2011).

Fig. 8 (a) FeO vs. MgO plot serpentinites rocks. Fields of lizardite and chrysotile are from Singh and Singh (2013). (b) NiO vs. Cr₂O₃ (wt%). Fields for olivine and orthopyroxene are after Kodolányi et al. (2011).

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه نقطه ای سرپانتین.

Table 2. The results of point analyses of serpentine.

Rock type	Ser 10C 1-1	Ser 10C 1-2	Ser 10C 1-3	Ser 10C 1-4	Ser 10C 1-5	Ser 10C 1-6	Ser 10C 1-7	Ser 10C 1-8	Ser 10C 1-9	Ser 10C 1-10	Ser 10C 1-11	Ser 10C 1-12	Ser 10C 1-13	Ser 10C 1-14	Ser 10C 1-15	Ser 10C 1-16	Ser 10C 1-17
SiO ₂	42.15	42.30	39.54	52.11	39.23	40.90	42.22	40.94	42.36	41.72	41.85	42.24	42.21	39.86	40.85	40.71	40.25
TiO ₂	0.01	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.03	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	0.91	0.88	2.90	0.30	2.81	2.60	0.72	2.70	0.39	0.46	0.44	0.74	0.57	2.39	2.35	2.37	2.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	1.64	0.00	1.30	1.88	0.00	1.96	0.00	0.09	0.07	0.00	0.00	1.59	1.61	1.73	1.87
FeO	1.85	1.70	2.68	1.64	2.35	2.22	1.75	1.99	1.83	2.12	1.90	1.27	1.98	2.51	2.25	2.14	2.20

ادامه جدول ۲

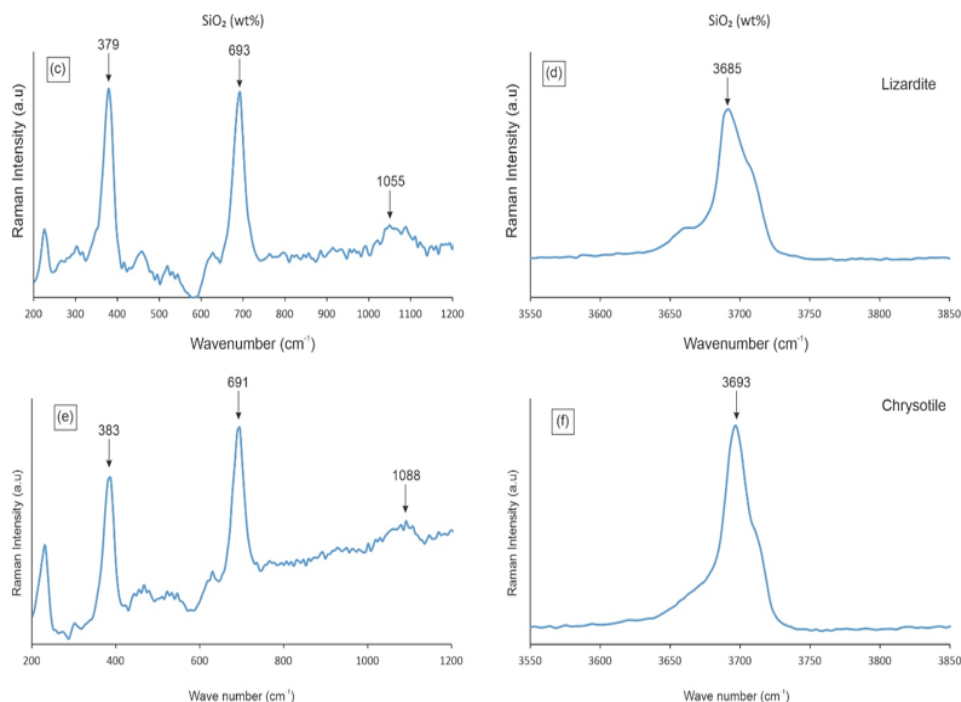
Tabel 2. Continued

MgO	40.3339.9638.02	40.49	36.53	37.99	39.5137.88	40.51	40.58	40.19	39.84	40.21	37.47	37.0737.86	37.55				
MnO	0.06	0.02	0.14	0.09	0.11	0.23	0.01	0.07	0.00	0.08	0.06	0.08	0.10	0.12	0.14	0.06	0.14
CaO	0.06	0.09	0.13	0.02	0.07	0.04	0.09	0.06	0.05	0.00	0.03	0.10	0.04	0.11	0.10	0.07	0.14
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.05	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.00
NiO	0.22	0.14	0.16	0.28	0.09	0.31	0.23	0.23	0.23	0.22	0.25	0.14	0.21	0.08	0.10	0.21	0.15
Total	85.5685.2685.17	85.02	84.40	86.14	84.5385.91	85.36	85.26	84.74	84.46	85.36	84.15	84.5085.25	84.76				

۹- آنالیز طیف رامان

سرپانتینیت‌های مورد مطالعه تعداد ۲ نمونه با استفاده از طیف سنجی رامان بررسی شد. نتایج این آنالیز در (شکل ۹) ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود پیک‌های به دست آمده از این آنالیز نیز نشان دهنده حضور همزمان کریزوتیل و لیزاردیت هستند که با مشاهدات سنگ نگاری انطباق دارد. کریزوتیل و لیزاردیت معمولاً در سرپانتینیت‌ها به طور گسترده و با هم وجود دارند و با شرایط دمایی تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد تطابق دارند (Evans, 2004, Hilair et al., 2007).

تشخیص دقیق انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین شامل آنتیگوریت، کریزوتیل و لیزاردیت بر خلاف دارا بودن ترکیب شیمیایی ساده به نسبت مشکل است. اندازه بسیار ریز با ویژگی‌های نوری مشابه از دلایل مهم در عدم تشخیص دقیق انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین بر اساس ویژگی‌های نوری است (Groppo et al., 2006). به منظور شناسایی انواع کانی‌های سرپانتین در

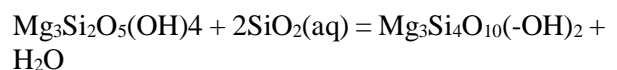


شکل ۹- محدوده اعداد موج‌های اصلی طیف رامان برای لیزاردیت و کریزوتیل افیولیت ملانژ دالامپر.

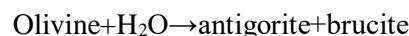
Figure 9. Range of main peak wavenumbers of Raman spectrums for Lizardite and Chrysotile of Dalampar ophiolite mélange

۱۰- واکنش‌های دگرگونی

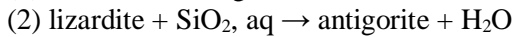
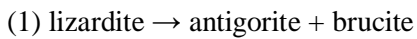
سرپانتینی شدن معمولاً تحت شرایط دگرگونی در دمای کمتر از ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد و فشار تقریبی ۲۰۰ مگاپاسکال شروع و تا دمای ۵۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴۰۰ مگاپاسکال اتفاق می‌افتد (Bellot, 2008). کانی‌های سرپانتین در محدوده وسیعی از دما و فشار از سطح زمین تا محیط‌های فرورانشی شکل می‌گیرند و شواهد خوبی برای تعیین درجات دگرگونی هستند (Evans, 2004; Andréani et al., 2007). در سنگ‌های پریدوتیتی منطقه، سرپانتینی شدن با تجزیه کانی الیون شروع و همراه با آن کانی‌های لیزاردیت \pm بروسیت \pm تالک \pm مگنتیت و کلریت تشکیل شده است. در نتیجه بافت‌های شبکه‌ای، نواری و یا ساعت شنی ایجاد و رگه‌های کریزوتیل \pm لیزاردیت بر روی این بافت‌ها توسعه پیدا کرده است. ارتوپروکسن نیز به باسیت \pm مگنتیت \pm تالک \pm ترمولیت تجزیه شده است. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات سنگ شناختی، پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد مطالعه، درجات متفاوتی از جانمایی کانی‌های سرپانتینی توسط تالک را نشان می‌دهند. جایگزینی سرپانتین به وسیله تالک یک فرآیند متاسوماتیک است که انتقال جرم قابل توجهی از Fe, Mg و Si را طی واکنش زیر نشان می‌دهند (Bach et al., 2004; Boschi et al., 2006).



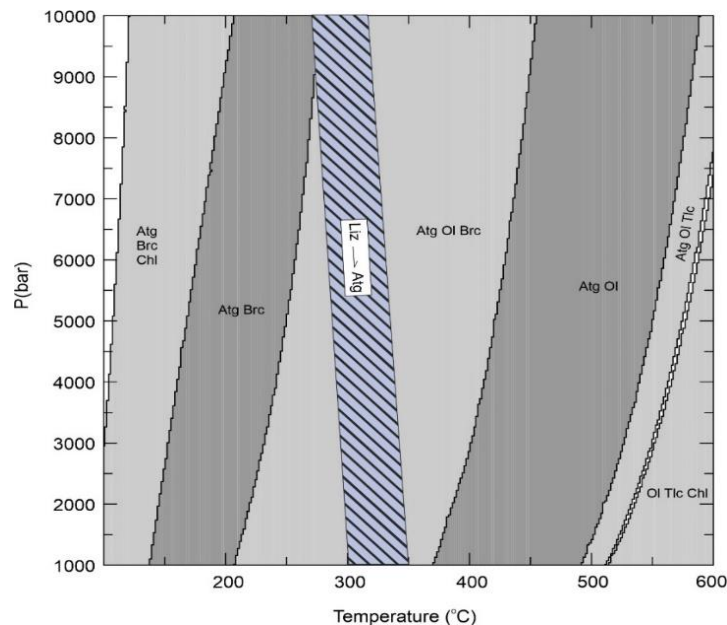
چنین واکنشی به طور کلی به عنوان یک واکنش پیشرونده در نظر گرفته می‌شود که در حضور مایعات غنی از SiO_2 در دمای حدوداً $300\text{-}350^\circ\text{C}$ درجه سانتی گراد انجام می‌شود (Bach et al., 2004; Boschi et al., 2006). در دمای بیشتر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد مجموعه آنتی گوریت + بروسیت پایدارتر از لیزاردیت بوده و کریزوتیل نیز وجود ندارد (Evans, 2004). آنتی گوریت به طور کلی به عنوان شکل دمای بالا سرپانتین در نظر گرفته می‌شود که می‌تواند مستقیماً از آگیری الیون از طریق واکنش زیر تشکیل شود:



از طرف دیگر، آنتی گوریت نیز می‌تواند از لیزاردیت/کریزوتیل در دمای پایین تر از طریق دو واکنش زیر دگرگون شود (Evans, 2004):



مطالعات قبلی نشان داده‌اند که آنتی گوریت ممکن است در گوشته فوقانی جلو قوس به دلیل ادغام مایعات آزاد شده از پوسته فرورونده رخ دهد (Guillot et al., 2000). با توجه به اینکه دمای گوه گوشته در زیر پوسته قاره‌ای عموماً بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد است، آنتی گوریت در سرپانتینیت به احتمال زیاد با واکنش شماره (۱) تشکیل می‌شود. برای بررسی سیر روندهای دگرگونی سرپانتینیت‌های منطقه، از نمودار فازی (سودوسکشن) ترسیم شده توسط نرم افزار Perplex ورژن (۷,۰,۱) (Connolly, 2005) استفاده شد (شکل ۱۰). نمودار فازی بر اساس مدل‌های محلول جامد برای آنتی گوریت (Atg (Padran-Navarta et al., 2013)، الیون (Ol (Holland and Powell, 1998)، کلریت (Chl (White et al., 2014)، تالک Tlc و بروسیت Brc ترسیم شده است. سیال به صورت آب خالص و مازاد در نظر گرفته شده است. محدوده تبدیل لیزاردیت به آنتی گوریت نیز بر گرفته از (Evans, 2004) می‌باشد. نمودار نشان می‌دهد که مجموعه سرپانتین + بروسیت + کلریت نمونه‌ها در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد پایدار است. حضور تالک در نمونه‌ها نیز حاکی از آن است که آن‌ها احتمالاً دمای بالاتری را (حدوداً ۴۰۰ درجه سانتی گراد). طی دگرگونی تجربه کرده‌اند (Paulick et al., 2006). افزایش دما در سرپانتینیت‌ها در نتیجه فازهای دگرگونی ناحیه‌ای در طی جای گیری افیولیت یا حتی ممکن است پس از آن و تحت تاثیر نفوذ توده‌های ماگمایی در منطقه روی داده باشد. با توجه به اینکه شواهد کافی برای نفوذ توده‌های ماگمایی در منطقه دیده نمی‌شود و اینکه دگرگونی ناحیه‌ای پس از جایگیری افیولیت‌ها در منطقه به صورت تغییر شکل کانی‌ها و تشکیل فازهای جدید مانند اکتینولیت و کلریت دیده می‌شود. نظریه اول مبنی بر تشکیل چندریخت‌های مختلف سرپانتین در افیولیت‌های غرب ایران تحت تاثیر یک دگرگونی ناحیه‌ای پس از جایگیری محتمل تر است.



شکل - نمودار فازی دما-فشار (سودوسکشن) محاسبه شده برای سرپانتینیت‌های افیولیت ملانژ دالامپار.

Fig. 10. Calculated P-T phase diagram (pseudosection) for a typical serpentinite from Dalampar ophiolite mélange.

۱۱- نتیجه‌گیری

گوشته پسماندی، تهی شده و دیرگداز جایی که (HREE)N > (MREE)N > (LREE)N؛ شروع فرورانش درون اقیانوسی با فرورفتگی پوسته اقیانوسی که با بالا آمدن گوشته استنوسفری، نازک شدن لیتوسفر پوشاننده، ذوب تحت فشار کم یک گوشته بارور، لرزولیتی، گوه گوشته ای استنوسفری که منجر به ایجاد ماگماهای نوع مورب در یک سیستم کمانی و باقی ماندن گوشته‌هارزبورژیتی دیرگداز می شود، متعادل می شود؛ ۳) آبگیری پوسته فرورو و انتشار مایعات غنی شده در عناصر ناسازگار (LILE, LREE)؛ ۴) غنی شدگی گوه گوشته تهی شده از LREE و LILE توسط ورود سیالات و مذاب‌ها از پوسته فرورو که باعث متاسوماتیسم می شود؛ ۵) دمای بالا و سطح کم ذوب بخشی گوه گوشته ای متاسوماتیزه شده که مذاب بونینیتی تولید می کند؛ ۶) تعامل بین دونیت گوه گوشته ای و مذاب‌های بونینیتی؛ ۷) نفوذ مذاب، فعل و انفعالات سنگ مذاب و تبدیل دونیت‌های گوشته به‌هارزبورژیت و ۸) سرپانتینی شدن هارزبورژیت‌های گوه گوشته ای توسط سیالات آبدار پوسته آب زدایی شده.

شواهد تکتونیک و ژئوشیمیایی پریدوتیت‌های گوشته ای ملانژ افیولیتی دالامپار حاکی از آبگیری، سرپانتینی شدن و متاسوماتیسم گوشته دیرگداز توسط سیالات پوسته آزدایی شده یک منطقه فرورانشی جلو قوس و دوباره بارورسازی گوشته پریدوتیتی توسط مذاب‌های بونینیتی مشتق شده در طول مراحل اولیه فرورانش درون اقیانوسی که نوعی از محیط (SSZ) است، می باشد. ترکیب بونینیتی و شواهد ژئوشیمیایی گوه گوشته ای سرپانتینی شده افیولیت مورد مطالعه منعکس کننده شروع فرورانش درون اقیانوسی، گسترش پیشانی قوس و تشکیل مرکزگسترش بالای منطقه فرورانش می باشد. ماهیت تهی شده گوشته، فرآیندهای خروج مذاب و غنی‌سازی مجدد توسط گوه گوشته ای را در طول تولید مذاب‌های بونینی اثبات می کند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های دالامپار فرآیند پتروژنتیک چند مرحله ای با مشارکت مکانیسم‌های زیر را نشان می دهند: ۱) چندین دوره خروج مذاب بازالتی و تشکیل یک

مراجع

Allahyari, K., E. Sacconi, M. Pourmoafi, L. Beccaluva, F. Masoudi., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): Implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ofioliti* 35(2), 71-90. [https:// doi.org/10.4454/ofioliti.v35i2.387](https://doi.org/10.4454/ofioliti.v35i2.387).

- Alizadeh, A., 2011. The age of emplacement of colored mélangé in south-western Urmia. 30th Symposium of Geosciences.
- Alavi, M., 1972. Etude géologique de la région de Djam. Geological Survey of Iran, Report, 23, 1-288
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Aldanmaz, E., Yaliniz, M.K., Güctekin, A., Göncüoğlu, M.C., 2008. Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation. *Geological Magazine* 145, 37-54. <https://doi.org/10.1017/S0016756807003986>
- Ali, S.A., Buckman, S., Aswad K.J., Jones, B.G., Ismail, S.A., Nutman, A., 2013. The tectonic evolution of a Neotethyan (Eocene–Oligocene) island-arc (Walah and Naopurdan groups) in the Kurdistan region of the northeast Iraqi Zagros Suture Zone. *Island Arc* 22(1), 104-125. <https://doi.org/10.1111/iar.12007>
- Ali, S.A., Nutman A.P., Aswad, K.J. and Jones B.G., 2019. Overview of the tectonic evolution of the Iraqi Zagros thrust zone: Sixty million years of Neotethyan ocean subduction. *Journal of Geodynamics* 129, 162-177. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.03.007>
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M., Escartín, J. 2007. Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8(2), 24. <https://doi.org/10.1029/2006GC001373>
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari-Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Weiqiang, J., Zhang, Z., 2016. U–Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys. *Gondwana Research* 31, 305-318. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.014>
- Ao, S., Mao, Q., Khalatbari-Jafari, M., Windley, B.F., Song, D., Zhang, Z., Zhang, J., Wan, B., Han, C. and Xiao, W., 2020. U–Pb age, Hf–O isotopes, and geochemistry of the Sardasht ophiolite in the NW Zagros orogen: Implications for the tectonic evolution of Neo-Tethys. *Geological Journal* 56, 1315-1329. <https://doi.org/10.1002/gj.4011>
- Arabshahi, A. H. and Sabzeie, M., 2013. Geological 1:25000 map of Silvaneh 1. No.4964 II NW: Geological Survey of Iran. Tehran.
- Arai, Sh., Ishimaru, S., 2008. Insights into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: A Review. *Journal of Petrology* 49(4), 665-695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>
- Aswad, K.J., Aziz, N.R., Koyi HAJGm., 2011. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Geological Magazine* 148, 802-818. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000422>
- Auzende, A., Escartin, J., Walte, N.P., Guillot, S., Hirth, G., Frost, D.J., 2015. Deformation mechanisms of antigorite serpentinite at subduction zone conditions determined from experimentally and naturally deformed rocks. *Earth Planet Sci Lett* 411, 229-240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.053>.
- Azer, M.K., and Khalil, A.E., 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Science* 43, 525–536. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.008>
- Azer, M.K., and Stern, R.J., 2007. Neoproterozoic (835-720 Ma) serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of forearc mantle. *Journal of Geology* 115(4), 457-472. <https://doi.org/10.1086/518052>
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R. J., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Northwest Iran: Mantle plume or active margin? *Lithos* 308, 364-380. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.019>.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J., Rosner, M., 2004. Seawater–peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q09F26. <https://doi.org/10.1029/2004GC000744>.
- Barnes, J.D., Beltrando, M., Lee, C.T.A., Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014. Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology* 389, 29-47. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.012>

- Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.P., Rudnick, R.L., 2006. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4528-4550. <https://10.1016/j.gca.2006.06.004>
- Bellot, J.Ph., 2008. Natural deformation related to serpentinisation of an ultramafic inclusion within a continental shear zone: The key role of fluids. *Tectonophysics* 449(1-4), 133-144 <https://10.1016/j.tecto.2007.11.054>
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2893-2907. [https://10.1016/0016-7037\(88\)90156-1](https://10.1016/0016-7037(88)90156-1)
- Bodinier, J.L., Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on Geochemistry* 2, 568. <https://10.1016/B0-08-043751-6/02004-1>
- Boschi, C., Früh-green, G.L., Escartín, J., 2006. Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes. *Ophioliti* 31, 129-140. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v31i2.335>
- Cannaò, E., Scambelluri, M., Agostini, S., Tonarini, S., Godard, M., 2016. Linking serpentinite geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: The Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 190, 115-133. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.034>
- Caran, S., Çoban, H., Flower, M.F., Ottley, C.J., Yilmaz, K., 2010. Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): implications for partial melting and melterock interaction in oceanic and subduction-related settings. *Lithos* 114, 307-326. <https://10.1016/j.lithos.2009.09.006>
- Casini, G., Gillespie, P.A., Vergés, J., Romaine, I., Fernandez, N., Casciello, E., Saura, E., Mehl, C., Homke, S., Embry, J.C., Aghajari, L., Hunt, D.W., 2011. Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: Insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience* 17, 263-282. <https://10.1144/1354-079310-043>
- Coleman, R.G., 1977. What is an ophiolite? In: *Ophiolites*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 1-7.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K., 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology* 269, 262-277. <https://10.1016/j.chemgeo.2009.10.002>
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: a review. *Lithos* 178, 96-127. <https://10.1016/j.lithos.2013.05.019>
- Dilek, Y., 2003. Ophiolite concept and its evolution. *Special Papers-Geological Society of America* 1-16. <https://10.1130/0-8137-2373-6.1>
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 453-475. <https://10.1016/j.gr.2007.01.005>
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos* 100, 174-209. <https://10.1016/j.lithos.2007.06.026>
- Dilek, Y., Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos* 113, 1-20. <https://10.1016/j.lithos.2009.04.022>
- Dilek, Y., Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements* 10, 93-100.
- Evans, B.W., 2004. The serpentinite multisystem revised: chrysotile is metastable: *International Geology Review* 46, 479-506. <https://10.2747/0020-6814.46.6.479>
- Evans, B.W., Hattori, K., Baronnet, A., 2013. Serpentinite: what, why, where. *Elements* 9, 99-106. <https://10.2113/gselements.9.2.99>
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology* 41, 257-283. <https://10.1093/petrology/41.2.257>
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Meffre, S., Woodhead, J.D., Bloomer, S., H., 2008. Boninites and adakites from the northern termination of the Tonga trench: Implications for adakite petrogenesis. *Journal of Petrology* 49,697-715. <https://10.1093/petrology/egm080>

- Fischer-Gödde, M., Becker, H., Wombacher, F., 2011. Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths. *Chemical Geology* 280 (3), 365-383. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.024>
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S. Mothersole, F.E., 2013. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia: *Lithos* 178, 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.002>
- Gahlan, H. A., Arai, S., Ahmed, A. H., Ishida, Y., Abdel-Aziz, Y.M. and Rahimi, A., 2006. Origin of magnetite veins in serpentinite from the Late Proterozoic Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco: An implication for mobility of iron during serpentinization. *Journal of African Earth Sciences* 46, 318-330. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.003>
- Ghalamghash, J., Vousoughi Abedini, M., Houshmand Manavi, S., 2013. Geochemistry and Petrogenesis of Oshnavieh Plutonic Complex, *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 22, 205-218. <https://doi.org/10.22071/gsj.2013.53696>
- Ghasemi, A., Talbot, C.J. 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693. <https://doi.org/10.22071/gsj.2013.53696>
- Ghazi, J.M., Mozzen, M., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H., 2012. Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics* 574-575, 92-104. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.001>
- Groppo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D., Compagnoni, R., 2006. Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *European journal of Mineralogy* 18, 319-329. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0319>
- Guillot, S., Hattori, K.H., de Sigoyer, J., 2000. Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology* 28, 199-202. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0199:MWSAEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0199:MWSAEO>2.3.CO;2)
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. and Prigent, C., 2015. Tectonic significance of serpentinites: *Tectonophysics* 646, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.01.020>
- Golonka, J. 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Hajjialioghli, R., Moazzen., M. 2014. Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran. *Journal of Geodynamics* 81, 41-55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.06.003>
- Hajmolla Ali, E., Shahrabai, M., Tahoonah, M., Shokri, S., 2006. Silvana, geological quadrangle map, 1:100000 scale. Geological Survey of Iran.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics* 35(3), 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>
- Hattori, K.H., Guillot, S., 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31, 525-528. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0525:VFASAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0525:VFASAC>2.0.CO;2)
- Hattori, K. H., Guillot, S., 2007. Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: recycling of elements in subduction zones. *Earth science* 8, 1525-2027. <https://doi.org/10.1029/2007GC001594>
- Hawkins, J. W., 2003. Geology of supra-subduction Zones-Implications for the origin of ophiolites. *Geological Society of America* 373, 227-268. doi: 10.1130/0-8137-2373-6.227. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.227>
- Hickey, R.L., Frey, F.A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 2099-2115.
- Hilairret, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N. and Petitgirard, S., 2007. High-pressure creep of serpentine, inter seismic deformation, and initiation of subduction. *Science* 318(5858), 1910-1913. <https://doi.org/10.1126/science.1148494>
- Holland. J.B., Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2, Data and results. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 343-370. <http://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00325.x>
- Homke, S., J. Verges, P. van der Beek, M. Fernandez, E. Saura, L. Barbero, B. Badics, E. Labrin, 2010. Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track

- analysis: Evidence for a long-lived orogeny. *Basin Research* 22, 659-680. [https:// 10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x)
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamonts in the Izu -Ogasawara -Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), *Proc ODP Sci Results*, vol. 125. Ocean Drilling Program, College Station, Texas, PP. 445-486. [http:// 10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992](http://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992)
- Kimura, J., Yoshida, T., 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of quaternary lavas in the NE Japan arc. *Journal of Petrology* 47, 2185-2232. [https:// 10.1093/petrology/egl041](https://doi.org/10.1093/petrology/egl041)
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Cotton, J., 2006. Petrological and geochemical study of the late cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations. *Journal of Asian Earth Science*. 27, 465-502. [https:// 10.1016/j.jseaes.2005.05.006](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.006)
- Khalil, I. K., 2007. Chromite mineralization in ultramafic rocks of Wadi Ghadir area, Eastern Desert, Egypt: Mineralogical, microchemical and genetic studies. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry* 183, 283-196. [https:// 10.1127/0077-7757/2007/0074](https://doi.org/10.1127/0077-7757/2007/0074)
- Kodolányi, J., Pettke, T., 2011. Loss of trace elements from serpentinites during fluid-assisted transformation of chrysotile to antigorite-An example from Guatemala. *Chemical Geology* 284: 351-362. [https:// 10.1016/j.chemgeo.2011.03.016](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.03.016)
- Konig, S., Munker, C., Schuth, S., Luguet, A., Hoffmann, J.E., Kuduon, J., 2010. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 684-704. [http:// 10.1016/j.gca.2009.10.011](http://doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.011)
- Li, X.P., Rahn, M., Bucher, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 159-177. [http:// 10.1111/j.1525-1314.2004.00503.x](http://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00503.x)
- Manikyamba, C., Ray, J., Ganguly, S., Singh, M.R., Santosh, M., Saha, A., Satyanarayanan, M., 2015. Boninitic metavolcanic rocks and island arc tholeiites from the Older Metamorphic Group (OMG) of Singhbhum Craton, eastern India: geochemical evidence for Archean subduction processes. *Precambrian Research* 271, 138-159. [http:// 10.1016/j.precamres.2015.09.028](http://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.028)
- McCollom, T.M. Bach, W., 2009. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(3), 856-875. [http:// 10.1016/j.gca.2008.10.032](http://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.032)
- McDonough, W.F., Frey, F.A., 1989. REE in upper mantle rocks. In: Lipin, B., McKay, G.R. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan, pp. 99-145.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth; *Chemical Geology* 120, 223-253, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, 519-535. [http:// 10.1016/j.jsg.2003.08.009](http://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.009)
- Moazzen, M., Rezaei-Bargoshadi, M., Yang, T.N., 2021. Early cretaceous (Albian) intra-oceanic subduction in northern branch of Neotethys in NW Iran: Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of ophiolitic metagabbros from the Chaldoran area. *Geological Journal* 56, 1638-1657. [http://10.1002/gj.4018](http://doi.org/10.1002/gj.4018)
- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaili, R., Xiao, W., 2018, Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran): *Gondwana Research* 62, 287-305. [doi:10.1016/j.gr.2018.03.002](https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.002).
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412. [http:// 10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](http://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Nabavi, M., 1976. *Introductory to the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran.
- Nogol-e-Sadat, M.A., Ahmadzadeh Heravi, M., Almasian, M., Poshtkouhi, M., Hushmandzadeh, A., 1993. "Tnarzira Mep zf dici", Scale 1:100000 Geological Survey of Iran.
- Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology* 45, 2423-2458. [http:// 10.1093/petrology/egh068](http://doi.org/10.1093/petrology/egh068)

- Nouri F, Azizi H, Golonka J, Asahara Y, Orihashi Y, Yamamoto K, Tsuboi M, Anma R., 2016. Age and petrogenesis of Na-rich felsic rocks in western Iran: Evidence for closure of the southern branch of the Neo-Tethys in the Late Cretaceous, *Tectonophysics* 671: 151-172. <http://10.1016/j.tecto.2015.12.014>
- O'Hanley D. S., 1996. *Serpentinities records of tectonic and petrological history*, Oxford University Press, Oxford, 277 p.
- Padrón-Navarta, J. A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Hermann, J., Connolly, J. A. D., Garrido, C. J., Gómez-Pugnaire, M. T., Marchesi, C., 2013. Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos* 178, 186-196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.001>
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Johnson, K.T.M. and Ingram, G., 1992. Trace element geochemistry of peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* 125, 487-506. <http://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.183.1992>
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu Bonine Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and meltmantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology* 39, 1577-1618. <http://10.1093/ptro/39.9.1577>
- Parlak, O., Hock, V., Delaloye, M. 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (eds.). Geological Society of London Special Publication: London, 173, 219–234. <http://10.1144/GSL.SP.2000.173.01.11>
- Parlak, O., 2016. The Tauride ophiolites of Anatolia (Turkey): A review: *Journal of Earth Science* 27, 901-934. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0679-3>
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology* 234,179-210. <http://10.1594/PANGAEA.705347>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications* 16, 77-94. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Pearce, J.A., Sieger, R., Arculus, R.C., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., Paerkinson, I.J., 1992. Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* 125, 623-659. <http://10.2973/odp.proc.sr.125.172.1992>
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53. <http://10.1007/s004100050572>
- Pearce, J.A., 2003. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. *Special Papers-Geological Society of America* 269-294. <http://10.1130/0-8137-2373-6.269>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos* 100, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Peters, D., Bretscher, A., John, T., Scambelluri, M., and Pettke, T., 2017. Fluid-mobile elements in serpentinites: Constraints on serpentinization environments and element cycling in subduction zones: *Chemical Geology* 466, 654-666, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.07.017>.
- Pfeifer, H. R., 1979. *Fluid-Gestein-Interaktion in metamorphen Ultramafiten der Zentralalpen*. Dissertation, ETH-Zürich. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-000185051>.
- Plank, T., Ludden, J.N., 1992. Geochemistry of sediments in the Argo Abyssal Plain at Site 765: a continental margin reference section for sediment recycling in subduction zones. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 123, 167-189. <http://10.1594/PANGAEA.760882>
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145,325-394.

- Plümper, O., Botan, A., Los, C., Liu, Y., Malthé-Sørensen, A., Jamtveit, B., 2017. Fluid-driven metamorphism of the continental crust governed by nanoscale fluid flow. *Nature Geoscience* 10(9), 685-690. <https://doi.org/10.1038/ngeo300>.
- Prichard, H.M., 1979. A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the Ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 231-241.
- Ray, J., Saha, A., Koeberl, C., Thoni, M., Ganguly, S., Hazra, S., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic mafic rocks from east Khasi Hills, Shillong Plateau, northeastern India. *Precambrian Research* 230, 119-137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.01.019>
- Robertson, A., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the east-ern Mediterranean and Oman regions: *Earth Science Reviews* 66,331-387. [10.1016/j.earscirev.2004.01.005](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.005). <http://10.1016/j.earscirev.2004.01.005>
- Rüpke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M., Connolly, J. A., 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2), 17-34.
- Saccani, E., Allahyari, Kh., Beccaluva, L., Bianchini, G., 2013. Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research* 24,392-411. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.009>
- Saccani, E., Allahyari, Kh., Rahimzadeh, B., 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean, *Tectonophysics* 621: 132-147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011>
- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6, 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Saha, A., Santosh, M., Ganguly, S., Manikyamba, C., Ray, J., 2018. Geochemical cycling during subduction initiation: Evidence from serpentinized mantle wedge peridotite in the south Andaman ophiolite suite. *Geoscience Frontiers* 9: 1755-1775. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.12.017>
- Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Santosh, M., Shaji, E., Tsunogae, T., Mohan, M.R., Satyanarayanan, M., Horie, K., 2013. Suprasubduction zone ophiolite from Agali hill: petrology, zircon SHRIMP U-Pb geochronology, geochemistry and implications for Neoproterozoic plate tectonics in southern India. *Precambrian Research* 231, 301-324. <http://10.1016/j.precamres.2013.04.003>
- Santosh, M., Hari, K.R., He, X.F., Han, Y.S., Manu Prasanth, M.P., 2018. Oldest lamproites from Peninsular India track the onset of Paleoproterozoic plume-induced rifting and the birth of Large Igneous Province. *Gondwana Research* 55, 1-20. <http://10.1016/j.gr.2017.11.005>
- Savov, I.P., Ryan, J.G., D, Antonio, M., Kelley, K. and Mattie, P., 2005. Geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (4). <http://10.1029/2004GC000777>
- Shafaii Moghadam, H., R.J. Stern., 2011. Geo-dynamic evolution of late Cretaceous Zagros ophiolites: Formation of Oceanic Lithosphere above a Nascent Subduction Zone. *Geological Magazine*, 148, 762-801. <http://10.1017/S0016756811000410>
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. 2015. Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences* 100, 31-56. <http://10.1016/j.jseaes.2014.12.016>
- Shafaii Moghadam, H. S., Corfu, F., Stern, R. J. Bakhsh, A. L., 2019. The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: A Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj-Sirjan Zone? *Journal Geological Society* 176,517-529. <http://10.1144/jgs2018-081>

- Shafaii Moghadam, H., Li, Q.L., Stern, R.J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2022. Zircon xenocrysts in late cretaceous magmatic rocks in the Kermanshah ophiolite: link to Iran continental crust supports the subduction initiation model. *International Geology Review*. <http://10.1080/00206814.2022.2043193>.
- Sharma, M., Wasserburg, G.J., 1996. The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4537-4550. [doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00280-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00280-3)
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118. [http://10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](http://10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
- Scambelluri M, Fiebig J, Malaspina N, Müntener O, Pettke T., 2004. Serpentinite subduction: implications for fluid processes and trace-element recycling. *International Geology Review* 46(7), 595-613. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.7.595>.
- Singh, A.K., Singh, R.B. 2013. Genetic implications of Zn- and Mn-rich Cr-spinels in serpentinites of the Tidding Suture Zone, eastern Himalaya, NE India. *Geological journal* 48: 22-38.
- Song, X.Y., Keays, R.R., Zhou, M.F., Qi, L., Ihlenfeld, C., Xiao, J.F., 2009. Siderophile and chalcophile elemental constraints on the origin of the Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 404-424. <http://10.1016/j.gca.2008.10.029>
- Stampfli, G.M., 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, 17-33. [http://10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stern, R.J., 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced, *Earth and Planetary Science Letters* 226, 275-292. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.007>
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association Petroleum Geologists* 52, 1229-1258.
- Sun, S.S., Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, vol. 42. Blackwell Scientific Publication, UK, pp. 313-345.
- Talbot, C.J., Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G.I., D.J. Blundell, I. Davison (Eds): *Salt Tectonics*, Geological Society 100, 89-109. <https://10.1144/GSL.SP.1996.100.01.08>
- Umino, S., Kitamura, K., Kanayama, K., Tamura, A., Sakamoto, N., Ishizuka, O., Arai, S., 2015. Thermal and chemical evolution of the subarc mantle revealed by spinel hosted melt inclusions in boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago, Japan. *Geology* 43, 151-154. <https://10.1130/G36191.1>
- Van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M., Abers, G.A., 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B1). evidence from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes from Wynad, southern India. *Precambrian Research* 281, 101-127. <https://10.1029/2010JB007922>
- Viti, C., Mellini, M., 1998. Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal of Mineralogy* 10, 1341-1359. <http://10.1127/ejm/10/6/1341>
- Whattam, S.A., Stern, R.J., 2011. The 'subduction initiation rule': a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162, 1031-1045. <https://10.1007/s00410-011-0638-z>
- White, R.W., Powell, R., Johnson, T.E., 2014. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals. *Journal of metamorphic geology* 32(8), 802-828. <http://10.1111/jmg.12095>
- Whitney, D.L. Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187. <https://10.2138/am.2010.3371>
- Xia, X., Song, S., Niu, Yaoling, 2012. Tholeiite Boninite terrane in the North Qilian suture zone: implications for subduction initiation and back-arc basin development. *Chemical Geology* 328, 259-277. <https://10.1016/j.chemgeo.2011.12.001>

- Yang, Q.Y., Santosh, M., Ganguly, S., Arun-Gokul, J., Dev, S.D., Tsunogae, T., Shaji, E., Dong, Y., Manikyamba, C., 2016. Melt-fluid infiltration in Archean suprasubduction zone mantle wedge: evidence from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes from Wynad, southern India *Precambrian Research* 281, 101-127. <https://10.1016/j.precamres.2016.05.015>
- Yazdani, M., Moazzen, M., Oberhänsli, R., 2023. Petrogenesis of mafic rocks from northwest Iran (Piranshahr) and comparison with northeast Iraq ophiolites: Implications for slab window magmatism in an evolving Neotethys arc. *Island* 32(1). <https://10.1111/iar.12481>
- Yin, Zh., Chen, R.X., Zheng, Y, F., Gong, B., Zha, X, P., Xia, X., 2023. Serpentinization and deserpentinization of the mantle wedge at a convergent plate margin: Evidence of orogenic peridotites from a composite oceanic-continental subduction zone. *Journal of Petrology* 64, 1-29. <https://10.1093/petrology/egad015>
- Zhang, L., Sun, W.D., Chen, R.X., 2019. Evolution of serpentinite from seafloor hydration to subduction zone metamorphism: Petrology and geochemistry of serpentinite from the ultrahigh pressure north Qaidam orogen in northern Tibet. *Lithos* 346, 347-105158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105158>.
- Zhao, J.J., Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152, 27-47. <https://10.1016/j.precamres.2006.09.002>
- Zhihong, W., Huafu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region. Southeastern China, and their genesis. *Ophioliti* 23(1), 1-6.