



Research Article

Mantle heterogeneity beneath the oceanic crust of forearc basin of Nain ophiolite based on the composition of pyroxenes in harzburgites

Elahe Safdari ¹, Nargess Shirdashtzadeh ² 

¹ M.Sc. Student, Department of Petrology, Faculty of Earth Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, safdari_elahe@modares.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Petrology, Faculty of Earth Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, nshirdasht@modares.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 07 June 2025

Accepted: 16 July 2025

Keywords

Harzburgite
Mantle Heterogeneity
Forearc Basin
Nain Ophiolite
Central Iran



110.22108/ijp.2025.145418.1364

Introduction

The Nain ophiolite in Central Iran has been the subject of numerous petrological investigations, particularly focusing on its ultramafic rocks. The present study examines the crystal chemistry of pyroxenes in harzburgite massifs from the southern Separab area in order to compare with those of the central (near Sucheheh village) and eastern parts of the Nain ophiolite (Darreh Deh region). Understanding mantle heterogeneity is crucial for interpreting the tectonomagmatic conditions of forearc oceanic lithosphere (Ishii et al., 2019; Zheng, 2019).

This study examines the oceanic lithosphere remnants of Nain ophiolite in the northwest of Central East Iranian Microcontinent (CEIM), where mantle peridotites record suprasubduction zone (SSZ) processes (Mehdipour et al., 2010; Pirnia et al., 2013; Shirdashtzadeh et al., 2014). Previous work documented a lherzolite-harzburgite-dunite transition (Pirnia, 2007; Shirdashtzadeh, 2014) formed by melt-rock interactions in a suprasubduction setting (Pirnia et al., 2010, 2018). While peridotites from the central and southern sections have been studied (e.g., Mehdipour et al., 2010; Pirnia et al., 2013), the western exposures near Separab (or Separo) village remain poorly characterized. A preliminary study by Safdari and Shirdashtzadeh (2024) have shown compositional heterogeneity for the olivines in the various harzburgite massifs of the aforementioned ophiolite.

Chemical analysis of constituent minerals in these rock units provides critical insights into the origin and the nature of the oceanic lithospheric mantle sequence. Among these, pyroxenes - particularly clinopyroxene - serve as important petrogenetic indicators due to their refractory nature and high chemical/physical resistance, especially against alteration processes. As demonstrated

in numerous studies (e.g., Aldanmaz, 2012; Mohamed et al., 2013; Nishio et al., 2022; Ghorbani et al., 2024), their chemistry has been extensively used to determine the nature and the origin of host rocks. Therefore, this study conducts detailed petrographic and chemical analyses of clinopyroxene and orthopyroxene in harzburgite outcrops south of Separab village to investigate the nature and the

 Corresponding Author

To cite this article: Safdari, E., and Shirdashtzadeh, N. (2025) Mantle heterogeneity beneath the oceanic crust of forearc basin of Nain ophiolite based on the composition of pyroxenes in harzburgites. *Petrological Journal*, 16(2), 45-72.



evolution of the mantle beneath the Neotethyan oceanic lithosphere. The obtained results are then compared with previously studied harzburgite samples from other sections of this ophiolite by various researchers.

Geological Background

The Nain ophiolite, located in central Iran, is a part of the larger Central Iranian tectonic zone representing the remnants of the Neotethyan oceanic lithosphere. The ophiolitic sequence includes harzburgites, which are key to understanding mantle processes during subduction initiation. The studied harzburgites from Separab, Sucheh, and Darreh Deh exhibit variations in mineralogy and geochemistry, suggesting different tectonic settings. The Separab harzburgites are dominated by olivine, orthopyroxene, and minor clinopyroxene (<5 vol%) and spinel, whereas the Sucheh and Darreh Deh harzburgites show greater evidence of subduction-related metasomatism. These differences imply that the Separab harzburgites may represent an earlier stage of forearc mantle evolution, while the Sucheh and Darreh Deh harzburgites reflect a more mature SSZ environment.

Analytical Methods

Field sampling was conducted to collect fresh, least-altered samples. Thin sections were prepared using resin mounts (without coverslips) and examined under an Olympus BH-2 polarizing microscope at Tarbiat Modares University. Selected polished thin sections were analyzed for major elements compositions of clinopyroxene and orthopyroxene using a JEOL JXA8800R electron microprobe (accelerating voltage: 15 keV; beam current: 15 nA; spot size: 3 μm) at Kanazawa University, Japan. Structural formulas and end-member components of pyroxenes were calculated based on 6 oxygen atoms per formula unit using Excel spreadsheets. Mineral abbreviations follow Warr (2021).

Discussion

The geochemical differences between the Separab harzburgites and those from Sucheh and Darreh Deh suggest two possible models for their formation:

1. Two-Stage Formation Model: The Separab harzburgites may be older, originating in a Jurassic mid-ocean ridge (MOR) setting, while the Sucheh and Darreh Deh harzburgites formed later in a Late Cretaceous SSZ-like forearc environment above the subducting Neotethyan slab. Given that the pyroxene chemistry in all the studied harzburgites resembles that of the harzburgites from subduction-related zones (though the subduction-related chemical indicators are less pronounced in the Separab area compared to other regions), this model may not be valid for the formation of these harzburgites. Therefore, the harzburgites in the southern Separab were likely not formed in an ancient mid-ocean rift environment during the Jurassic period.

2. Single-Stage Formation with Progressive Subduction Influence: The Separab harzburgites formed in a young forearc rift (MOR-like FAB) during the initial stages of subduction, where the mantle wedge was less affected by slab-derived fluids. In contrast, the Sucheh and Darreh Deh harzburgites formed later in the same Late Cretaceous period but under greater subduction influence (SSZ-like FAB), as the mantle wedge became more metasomatized by slab-derived fluids. The chemical composition of pyroxenes (Figs. 5-10), lower oxygen fugacity, higher temperatures (1456–1487°C) recorded in Separab pyroxenes suggest lower mantle partial melting with minimal influence of subduction-related fluids, whereas the Sucheh and Darreh Deh pyroxenes reflect more hydrated conditions of mantle wedge (e.g., chemistry of pyroxenes (Figs. 5–10), higher oxygen fugacity, lower melting temperatures) that is typical characteristics of SSZ settings. Various compositional plots for pyroxenes (Figs. 5–10) clearly distinguish the initial MOR-like FAB nature of Separab harzburgites from the SSZ-like nature of Sucheh and Darreh Deh harzburgites, supporting the interpretation of a heterogeneous mantle wedge beneath the oceanic lithosphere in this forearc basin.

Conclusion

The Nain ophiolite, situated north of Nain city in the Central Iranian zone, contains harzburgite units exposed in various sections, including the northwestern area near Separab village. This harzburgite consists mainly of olivine and orthopyroxene, with minor clinopyroxene (<5 vol%) and spinel. Geochemical analyses reveal that the Separab harzburgite pyroxenes ($\text{Cr}\# > 0.3$, $\text{Na}_2\text{O} > 0.1$ wt%) formed at higher temperatures (1456–1487°C) and lower oxygen fugacity (higher $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$), indicating lower degrees of mantle wedge partial melting. These features suggest an initial forearc setting resembling mid-ocean ridge-like forearc basalt (MOR-like FAB). In contrast, harzburgites from the eastern (Darreh-Deh) and southern (Sucheh) sections developed under lower temperatures and higher oxygen fugacity, reflecting a mature forearc setting with subduction-related signatures (SSZ-like FAB). These compositional differences highlight temporal heterogeneities in the sub-arc mantle, driven by the advancing stages of slab subduction. The Nain ophiolite thus, records a transition from early, MOR-like forearc magmatism to later, SSZ-dominated conditions, documenting the evolution of the subduction system.

Acknowledgment

We appreciate Tarbiat Modares University for supporting the completion of this research. Special thanks are extended to Kanazawa University (Professor Tomoaki Morishita) and Prof. Ghodratt Torabi for their valuable collaboration in providing EPMA data.



ناهمگنی گوشته زیر پوسته اقیانوسی در پهنه پیش کمانی افیولیت نایین بر پایه ترکیب پیروکسن‌های درون هارزبورگیت‌ها

الهه صفدری^۱، نرگس شیردشت‌زاده^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه پتروژئولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، safdari_elahe@modares.ac.ir
^۲ استادیار، گروه پتروژئولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، nshirdasht@modares.ac.ir

چکیده

افیولیت نایین یکی از افیولیت‌های پیش کمانی (FAB¹) مزوزوییک ایران مرکزی در امتداد گسل نایین-بافت و در حاشیه شمال باختری خردقاره شرق-ایران مرکزی (CEIM²) در استان اصفهان است. در این پژوهش، شیمی عنصرهای اصلی اورتو- و کلینوپیروکسن‌ها در هارزبورگیت‌های شمال باختری این افیولیت (جنوب سپرآب) با بخش‌های میانی (نزدیک روستای سوچه) و خاوری (منطقه دره ده) آن مقایسه و بررسی شدند. با توجه به ترکیب شیمیایی متفاوت پیروکسن‌ها در هارزبورگیت‌های سپرآب (مانند: میزان $Cr\# < 0.3$ و $Na_2O < 0.1$ درصدوزنی، Al^{VI}/Al^{IV} بیشتر) و تأثیر کمتر سیالات آزادشده از تخته فرورونده (و در پی آن، دمای ذوب بالاتر پیروکسن‌ها (۱۴۵۶ و ۱۴۸۷ درجه سانتیگراد)، فوگاسیته اکسیژن کمتر، درجه ذوب بخشی کمتر در گوشته) نسبت به دو منطقه دیگر، می‌توان گفت هارزبورگیت‌های سپرآب در یک جایگاه پیش کمانی اولیه با شباهت بیشتر به کافت میان اقیانوسی (MOR³-like FAB) پدید آمده‌اند؛ اما پیدایش هارزبورگیت‌های سوچه و دره ده در مراحل پیشرفته‌تر فرورانش پوسته اقیانوسی و در پی تکامل و بلوغ محیط پیش کمانی روی داده است که در پی آن، سیالات رهاشده از تخته اقیانوسی فرورونده دمای ذوب گوئه گوشته‌ای را کاسته‌اند و ذوب بخشی گوئه گوشته‌ای را افزوده‌اند و از این رو، همانندی بیشتری به هارزبورگیت‌های پهنه‌های فرورانش (SSZ⁴-like FAB) پیدا کرده‌اند. بر پایه این دسته‌بندی، چه بسا هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب در مراحل آغازین و نخستین پیدایش این پهنه پیش کمانی پدید آمده‌اند و از هارزبورگیت‌های بخش‌های میانی و خاوری این افیولیت قدیمی تر هستند. این ویژگی‌ها تحولات و یا ناهمگنی‌های ترکیبی گوشته‌ای در زیر پوسته اقیانوسی پیش کمانی در حال بلوغ را در ارتباط با میزان پیشروی تخته فرورونده اقیانوسی در گوشته در طول زمان به خوبی نشان می‌دهد.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۳/۱۷
تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۴/۲۵

کلید واژه‌ها

هارزبورگیت
ناهمگنی گوشته
پهنه پیش کمانی
افیولیت نایین
ایران مرکزی



110.22108/ijp.2025.145418.1364

¹ Forarc Basin

² Central East Iranian Microcontinent

³ Mid-Oceanic Ridge

⁴ Suprasubduction Zone



مقدمه

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی نشان می‌دهند افیولیت‌ها هم در پشت‌ته‌های میان‌اقیانوسی (به دور از پهنه فرورانش (Piccardo et al., 2014; Shirdashtzadeh et al., 2024) و هم در محیط‌های پیش‌کمانی در مراحل آغازین فرورانش پدید آمده‌اند (Pearce et al., 1984; Stern et al., 1992; Stern and Bloomer, 2012). در واقع، بسیاری از بزرگ‌ترین توده‌های افیولیتی جهان جامانده‌های از پهنه پیش‌کمانی اقیانوسی دانسته می‌شوند که در پی برخورد کمان-قاره به حاشیه قاره‌ها چسبیده‌اند (Milsom, 2003). پهنه پیش‌کمانی یکی از انواع پهنه‌های فرافروانشی است که پیدایش آن در محل فرورانش و فروافتادن تخته فرورونده اقیانوسی قدیمی درون گوشته روی می‌دهد و در پی بالآمدن سست‌کره داغ و مذاب‌های حاصل از ذوب آن در این بخش از پهنه فرورانش، پوسته اقیانوسی جدیدی پدید می‌آید (Stern et al., 2012).

تحولات پهنه‌های گوشته در زیر پهنه پیش‌کمانی را میزان پیشروی تخته فرورونده و فرورفتن آن در گوشته کنترل می‌کند (Balázs et al., 2022). به‌طور کلی تخته اقیانوسی فرورونده یا همان پوسته اقیانوسی، ساختار لایه‌ای دارد که در پی ذوب‌بخشی گوشته بالایی (که از پیرولیت ساخته شده است) پدید می‌آید و از بالا به پایین شامل بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی، هارزبورگیت‌های بجامانده و پیرولیت تهی شده است (Ringwood, 1966; Ringwood and Irifune, 1988). به این ترتیب، گوشته تهی شده از الیوین و پیروکسن ساخته شده است و در پی رخداد ذوب‌بخشی کم، مذابی مافیک را پدید می‌آورد که ترکیب آن و نیز هارزبورگیت حاصل با ترکیب گوشته متفاوت است و از این‌رو، بسته به شدت ذوب‌بخشی، وجود این مذاب و هارزبورگیت ناهمگنی ترکیبی در گوشته را به‌دنبال دارند (Ishii et al., 2019). در بسیاری از بررسی‌های اخیر روی پریدوتیت‌های مناطق تکتونوماگمایی مختلف (به‌ویژه پهنه‌های فرورانش و نیز کافت‌های میان‌اقیانوسی) به بررسی ناهمگنی گوشته پرداخته شده است؛ زیرا برخی عوامل مانند ذوب‌بخشی، واکنش‌های مذاب-سنگ‌دیواره از سازوکارهای مؤثر در ایجاد تغییرات شیمیایی و

کانی‌شناسی و در نتیجه پیدایش ناهمگنی پتروژئولوژیک و شیمیایی در گوشته بالایی به‌شمار می‌روند (Bjerg et al., 2009; Ghorbani et al., 2024; Rampone et al., 2008; Secchiari et al., 2023, 2025; Straub et al., 2023). این فرایندها در ژرفاهای سنگ‌کره‌ای گوناگونی و با سازوکارهای گوناگونی (مانند نفوذ جریان متخلخل، تبلور بینابینی و واکنش‌های جایگزینی) رخ می‌دهند و ساختار دمایی در پهنه‌های فرورانش در ژرفاهای گوناگون از نظر زمانی و مکانی تغییر می‌کند (Zheng, 2019) و سرانجام به پیدایش سنگ‌هایی مانند پریدوتیت‌های غنی از پلاژیوکلاز، هارزبورگیت‌های واکنشی و دونیت‌ها می‌انجامد (Rampone et al., 2008, 2020).

در مجموعه‌های افیولیتی، هارزبورگیت‌ها نوعی از پریدوتیت‌ها هستند که پیدایش آنها به ذوب‌بخشی لرزولیت‌های گوشته‌ای پیامد واکنش مذاب مافیک بالارونده با سنگ دیواره لرزولیتی دانسته می‌شود (Kelemen et al., 1992). از این‌رو، بررسی آنها می‌تواند از تنوع شرایط ذوب‌بخشی گوشته پرده بردارد. در این راستا بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده این واحدهای سنگی اطلاعات مهمی را درباره خاستگاه و توالی گوشته‌ای پوسته اقیانوسی فراهم می‌آورد. در این میان کانی پیروکسن‌ها و به‌ویژه کلینوپيروکسن به‌علت مقاومت شیمیایی و فیزیکی بالا به‌ویژه در برابر دگرسانی‌ها یکی از کانی‌های ردیاب مهم در بررسی خاستگاه سنگ به‌شمار می‌رود و در بسیاری از پژوهش‌ها (مانند: Aldanmaz, 2012; Mohamed et al., 2013; Nishio et al., 2022; Ghorbani et al., 2024) شیمی آن برای بررسی ماهیت و خاستگاه سنگ میزبان به‌کار برده می‌شود.

مجموعه‌های افیولیتی فراوانی در راستای گسل ناپین-بافت گزارش شده‌اند (شکل ۱-۱) و برخی پژوهشگران به بررسی پریدوتیت‌های این مناطق پرداخته‌اند (مانند: Torabi, 2011; Rajabi and Torabi, 2013). در میان آنها مجموعه افیولیتی ناپین که بجامانده‌ای از پوسته اقیانوسی نئوتتیس خاوری دانسته می‌شود در شمال شهرستان ناپین جای دارد و بخشی از محدوده خاوری خردقاره ایران مرکزی

به هر حال، در یک بررسی اولیه، صفدری و شیردشت‌زاده (Safdari and Shirdashtzadeh, 2024) با مقایسه شیمیایی بیوین‌ها در هارزبورگیت‌های گوشته‌ای در بخش‌های مرکزی، خاوری و باختری افیولیت نایین نشان دادند هارزبورگیت‌ها در بخش‌های مختلف این افیولیت در شرایط تکتونوماگمایی یکسانی پدید نیامده‌اند. این ویژگی می‌تواند وجود شرایط ناهمگنی در گوشته زیر این افیولیت را نشان دهد.

با توجه به اهمیت شناخت ناهمگنی گوشته در تفسیر شرایط تکتونوماگمایی پیدایش پوسته اقیانوسی نئوتتیس، در این پژوهش به بررسی این ویژگی در بخشی از بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس خاوری در شمال شهر نایین پرداخته می‌شود که به‌عنوان یکی از افیولیت‌های ایران مرکزی در شمال‌باختری CEIM (خردقاره شرق - ایران مرکزی) شناخته می‌شود. این پژوهش از دیدگاه بررسی تحولات زمین‌شیمیایی گوشته در توصیف فرایندها و بررسی الگوی ژئودینامیک و رویدادهای تکتونوماگماتیک مرتبط با پیدایش پوسته اقیانوسی نئوتتیس خاوری اهمیت بسیاری دارد.

از این رو، در این پژوهش برای بررسی سرشت و تحولات گوشته زیر پوسته اقیانوسی پهنه پیش‌کمانی به بررسی دقیق سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی کلینو و اورتوپروکسن‌های سازنده هارزبورگیت‌های جنوب روستای سپرآب (یا سپرو) پرداخته می‌شود. سپس شیمی آن با نمونه‌هایی از هارزبورگیت‌های رخنمون‌یافته در بخش‌های دیگر این افیولیت (منطقه دره‌ده و نزدیکی سوچه که پژوهشگران پیشین به بررسی هارزبورگیت‌های این مناطق پرداخته‌اند) مقایسه می‌شود تا تحولات گوشته و نیز ناهمگنی آن در این منطقه بررسی شود.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی نایین در شمال شهر نایین (شمال‌خاوری اصفهان) و در امتداد گسل نائین-بافت، میان پهنه سنندج-سیرجان و حاشیه باختری خردقاره خاور ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی که ترکیبی از سنگ‌های با خاستگاه رسوبی، آذرین و دگرگونی است به سن مزوزوییک و بازمانده پوسته اقیانوس نئوتتیس دانسته می‌شود که روی مرز

به‌شمار می‌رود (شکل ۱). زمینه اصلی این آمیزه رنگین افیولیتی بیشتر از سنگ‌های پریدوتیتی ساخته شده است. یافته‌های پژوهشگران پیشین نشان می‌دهد بیشتر این پریدوتیت‌ها از نوع گوشته‌ای هستند و در بیشتر موارد دچار دگرگونی، دگرسانی و سرپانتینیزاسیون شده‌اند (Shirdashtzadeh et al., 2014; Shirdashtzadeh and Torabi, 2020). همچنین، بررسی‌های سنگ‌نگاری، میدانی و مقایسه کانی‌های سازنده این سنگ‌ها یک تغییر تدریجی سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی از لرزولیت به سوی هارزبورگیت و سپس دونیت را نشان داده‌اند (Pirnia, 2007; Shirdashtzadeh, 2014). این پریدوتیت‌های گوشته‌ای بخشی از توالی گوشته‌ای سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس دانسته می‌شوند که در یک پهنه فرافروانش (سوپراسابداکشن^۵) و در پی رخداد واکنش مذاب‌های بازیک بالارونده با سنگ میزبان گوشته‌ای پدید آمده است (Pirnia et al., 2010, 2013; Shirdashtzadeh et al., 2020, 2024). از این رو، بررسی آنها اطلاعات ارزشمندی را درباره همگن بودن یا نبودن گوشته و تاثیر فرایندهای ذوب‌بخشی و تحولات محیط زمین‌ساختی در این توالی افیولیتی فراهم می‌آورد. در حقیقت، سنگ‌های پریدوتیتی گوشته‌ای در بخش‌های گوناگون افیولیت نایین پراکنده‌گی نشان می‌دهند؛ اما بسیاری از بررسی‌هایی که روی پریدوتیت‌های افیولیت نایین انجام شده است به پریدوتیت‌ها در بخش‌های مرکزی تا جنوبی این افیولیت (ملاند: Rahgoshay et al., 2009; Mehdipour et al., 2010; Pirnia et al., 2013) و خاور این افیولیت (مانند: Shirdashtzadeh et al., 2014)) محدود هستند و بررسی‌های چندانی روی بخش‌های باختری این توده افیولیتی انجام نشده است. پژوهش‌هایی که در سال‌های اخیر به صورت پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد (Dalvand, 2017; Rashidi, 2017) روی پریدوتیت‌های این بخش از افیولیت انجام شده‌اند نیز همچنان در دسترس نیستند و در اطلاعات موجود آنها به محل دقیق رخنمون و نوع نمونه‌ها اشاره‌ای نشده است. این پژوهش‌ها به‌طور کلی پیدایش پریدوتیت‌ها را به محیط فرافروانش نسبت داده‌اند و آنها را حاصل پسمانده‌های درجه بالای ذوب‌بخشی در بخش پیش‌کمانی می‌دانند.

⁵ Suprasubduction

(تریاس-ژوراسیک؛ ۱۷۶ و ۱۹۰ میلیون سال پیش) و فرورانش آن کرتاسهٔ پسین (۱۰۲/۸ میلیون سال پیش) دانسته شده است.

منطقهٔ بررسی شده در این پژوهش در بلوک یزد و در عرض جغرافیایی $33^{\circ}04'00''N$ تا $33^{\circ}05'15''N$ و طول جغرافیایی $53^{\circ}01'00''E$ تا $53^{\circ}01'40''E$ و در بخش شمال خاوری مجموعه افیولیتی ناین جای دارد (شکل ۱).

شمال باختری بلوک یزد رانده شده است (شکل ۱) (Glennie, 1992; Jabbari, 1997; Manouchehri, 1997; Torabi, 2004; Pirnia, 2007; Reichert, 2007; Shirdashtzadeh, 2014). در بررسی‌های جدید سن‌سنجی و زمین‌شیمیایی روی پلازیوگرنیت‌های این افیولیت (Shirdashtzadeh et al., 2024)، زمان آغاز گسترش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس آغاز مزوزوییک



شکل ۱. A) جایگاه افیولیت ناین و منطقهٔ مورد بررسی در نقشهٔ پراکندگی افیولیت‌های ایران (شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2024) با تغییرات اندک); B) جایگاه روستای سپرآب (سپرو) در بخش شمال باختری افیولیت در تصویر ماهواره‌ای (شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2024) با تغییرات اندک); C, D) نمای صحرایی از توده‌های هارزبورگیتی و سرپانتینیت‌های حاصل از آنها که در نزدیکی جنوب روستای سپرآب در شمال باختری افیولیت ناین رخمون دارند (دایک‌های مافیک درون این هارزبورگیت‌ها رودینگیت شده‌اند).

آغاز کرتاسهٔ پسین) و فرارانش آن به‌همراه بخش‌هایی از پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس قدیمی (به سن آغاز ژوراسیک) روی پوستهٔ قاره‌ای افیولیت نایین را پدید آورده است (Shirdashtzadeh et al., 2022, 2024).

سنگ‌های پریدوتیتی درون آمیزهٔ افیولیتی نایین بخش بزرگی از حجم آن را دربر می‌گیرند و تقریباً در سراسر افیولیت نایین رخمون دارند و از دیدگاه سنگ‌شناسی با توجه به رده‌بندی‌ها (Streckeisen, 1974; LeMaitre et al., 2002) شامل هارزبورگیت، لرزولیت و دونیت همراه با نهشته‌های کرومیتیتی هستند. در بیشتر موارد پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایین دچار دگرگونی، دگرسانی و سرپانتینیزاسیون شده‌اند (Shirdashtzadeh et al., 2014; Shirdashtzadeh and Torabi, 2020). پریدوتیت‌های گوشته‌ای از دیدگاه سنگ‌شناسی از واحدهای مهم سازندهٔ افیولیت نایین هستند که به بخش بالایی توالی گوشته‌ای یک سنگ‌کرهٔ اقیانوسی مربوط هستند و در یک پهنهٔ فرفرورانش و در پی واکنش مذاب‌های بازیک بالارونده با سنگ میزبان گوشته‌ای پدید آمده‌اند. از این‌رو، بررسی‌های سنگ‌نگاری، صحرایی و مقایسه‌کانی‌های درون این سنگ‌ها گویای یک تغییر تدریجی سنگ‌شناسی و در واقع کانی‌شناسی از لرزولیت به‌سوی هارزبورگیت و در پایان دونیت است (Pirnia, 2007; Shirdashtzadeh, 2014).

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری، برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری از نمونه‌های سالم و با کمترین دگرسانی مقطع نازک تهیه شد. مقاطع نازک با چسب رزین و بدون کاور تهیه شدند و با میکروسکوپ پلاریزان الیمپس مدل BH-2 در دانشگاه تربیت مدرس بررسی شدند. در این پژوهش پس از بررسی‌های میکروسکوپی، برخی مقاطع نازک صیقلی برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای اصلی کانی‌های کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن (جدول‌های ۱ و ۲) با دستگاه ریزکوالکترونی مدل JEOL JXA8800R (ولتاژ شتاب‌دهنده: ۱۵ keV؛ جریان: ۱۵ نانوآمپر؛ قطر پرتو: ۳ میکرومتر) به دانشگاه کانازاواوی ژاپن فرستاده شدند. بر پایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده و

به‌طور کلی، آمیزهٔ افیولیتی نایین از دیدگاه سنگ‌شناسی از گروه‌های سنگی گوناگونی ساخته شده است که عبارتند از: سنگ‌های ماگمایی درونی، سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات وابسته به آن، دایک‌های دیابازی، گابروها و پریدوتیت‌ها (مانند: Manouchehri, 1997; Mehdipour et al., 2010; Pirnia et al., 2010; Rezaei et al., 2012; Shirdashtzadeh et al., 2022). تا کنون بررسی‌های بسیاری روی واحدهای سنگی گوناگون افیولیت نایین انجام شده است که بر پایهٔ آنها آهک‌های پلاژیک، چرت‌های رادیولار، گدازه‌های بالشی، دایک‌های دیابازی، گابروها، پیکریت، پلاژیوگرانیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی (و نیز لرزولیتی و دونیتی) گوشته از مهم‌ترین واحدهای سازندهٔ این افیولیت هستند. همچنین، به‌دنبال رویدادهای زمین‌ساختی، دگرگونی و دگرسانی بعدی واحدهای سنگی جدیدی در این افیولیت پدید آمده‌اند که از میان آنها می‌توان مرمر، شیست، کوارتزیت، اسکارن، متاچرت نواری، اسپیلیت، متاگابرو، آمفیبولیت، سرپانتینیت و نیز کلینوپیروکسنیت‌ها و ورلیت‌ها (که در مرز گابرو و سرپانتینیت‌ها دیده می‌شوند)، رودینگیت و لیستونیت را نام برد (مانند: Aistov et al., 1984; Jabbari, 1997; Lensch and Davoudzadeh, 1982; Pirnia, 2007; Pirnia et al., 2013; Rahmani et al., 2007; Romanko et al., 1984). بر پایهٔ بررسی‌های اولیه (مانند: Jabbari, 1997; Manouchehri, 1997) افیولیت نایین در گروه افیولیت‌های هارزبورگیتی (HOT) دسته‌بندی شده است که در محیط زمین‌ساختی پشته‌های میان‌اقیانوسی با گسترش سریع پدید آمده است. در بررسی‌های جدید (Shirdashtzadeh et al., 2022, 2024)، روی سنگ‌های مافیک افیولیت عشین و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت نایین، گسترش و پیدایش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس در یک کافت میان‌اقیانوسی اولیه در آغاز مزوزوییک (ژوراسیک آغازین؛ Shirdashtzadeh et al., 2024) دانسته شده است که سپس در پایان مزوزوییک (کرتاسهٔ پسین؛ Shirdashtzadeh et al., 2024) دچار فرورانش به زیرخردقارهٔ شرق-ایران مرکزی در یک محیط پیش‌کمانی شده است و این فرایند بسته‌شدن تا آغاز پالئوژن ادامه داشته است (Shirdashtzadeh et al., 2024). پیدایش پوستهٔ اقیانوسی جدید در محل حوضهٔ پیش‌کمانی (به سن

شمار اکسیژن در رابطه ایده‌آل پیروکسن (۶ اتم اکسیژن)،
 فرمول ساختاری و نیز سازنده‌های پایانی آن با کمک صفحات
 گسترده نرم‌افزار MS Excel به‌دست آورده شدند
 (جدول‌های ۱ و ۲). نام‌های اختصاری به‌کاررفته برای کانی‌ها
 در تصویرهای میکروسکوپی و جدول‌ها از وار (Warr, 2021)
 برگرفته شده‌اند.

جدول ۱. داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه درصدوزنی یا wt%)، فرمول ساختاری (بر پایه اتم در واحد فرمول ساختاری^۷ یا a.p.f.u.) و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده برای کانی اورتوپيروكسن درون هارزبورگیت گوشته‌ای (Hz) افیولیت ناین.

Table 1. Microprobe data (in wt%), the calculated structural formula (in a.p.f.u.) and the end members of orthopyroxene in the mantle harzburgite (Hz) of Nain ophiolite.

Sample No.	B743	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1	B743-1
Point No.	14-83	14-53	14-54	14-59	14-60	14-76
SiO ₂	55.62	55.82	55.68	55.85	55.35	55.42
TiO ₂	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	3.07	2.74	2.94	3.01	2.93	3.30
Cr ₂ O ₃	0.83	0.71	0.69	0.73	0.68	0.92
FeO	5.46	5.75	5.85	5.77	5.53	5.73
MnO	0.11	0.14	0.13	0.12	0.13	0.10
MgO	33.00	34.29	34.03	33.45	32.82	33.05
CaO	2.17	0.60	0.85	1.17	2.16	1.45
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	100.36	100.14	100.30	100.22	99.69	100.08
Si	1.92	1.92	1.92	1.93	1.92	1.92
Al ^{IV}	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
Al ^{VI}	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.14	0.14	0.14	0.16	0.14	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.70	1.76	1.75	1.72	1.70	1.70
Ca	0.08	0.02	0.03	0.04	0.08	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.01	4.01	4.01	4.00	4.01	4.00
Wo (wollastonite)	4.14	1.14	1.61	2.24	4.14	2.78
En (enstatite)	87.58	90.20	89.58	88.98	87.40	88.46
Fs (ferrosillite)	8.28	8.67	8.81	8.79	8.45	8.76

جدول ۲. داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه درصدوزنی)، فرمول ساختاری (بر پایه a.p.f.u.) و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده برای کانی کلینوپيروكسن درون هارزبورگیت گوشته‌ای (Hz) افیولیت ناین.

Table 2. Microprobe data (in wt%), the calculated structural formula (in a.p.f.u.) and the end members of clinopyroxene in the mantle harzburgite (Hz) of Nain ophiolite.

Sample No.	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743
Point No.	13-83	13-84	13-85	13-86	13-87	13-88	13-89	13-90	13-91	13-92	13-93
SiO ₂	52.01	52.36	52.89	51.86	52.73	52.09	52.00	52.65	52.88	52.96	52.05
TiO ₂	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	4.05	3.77	3.21	4.00	2.92	4.37	4.33	4.04	2.94	3.01	3.95
Cr ₂ O ₃	1.32	1.33	1.01	1.20	0.80	1.49	1.40	1.34	0.71	0.86	1.22
FeO	1.91	1.98	2.20	2.41	2.25	2.35	2.22	2.51	2.03	2.17	2.45
MnO	0.08	0.05	0.07	0.08	0.07	0.07	0.10	0.06	0.07	0.07	0.08
MgO	16.69	16.41	17.35	16.65	17.50	16.86	16.80	18.02	17.13	17.04	17.44
CaO	23.46	24.37	23.18	23.61	23.41	22.60	22.97	21.53	23.90	23.81	22.80

⁶ weight percent

⁷ atom per formula unit

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743
Point No.	13-83	13-84	13-85	13-86	13-87	13-88	13-89	13-90	13-91	13-92	13-93
Na ₂ O	0.03	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03
K ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Sum	99.65	100.41	100.07	99.95	99.85	100.00	99.94	100.29	99.75	100.08	100.09
Si	1.90	1.90	1.92	1.89	1.92	1.89	1.89	1.90	1.93	1.92	1.89
Al ^{IV}	0.10	0.10	0.08	0.11	0.08	0.11	0.11	0.10	0.07	0.08	0.11
Al ^{VI}	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.06
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Cr	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.91	0.89	0.94	0.91	0.95	0.91	0.91	0.97	0.93	0.92	0.94
Ca	0.92	0.95	0.90	0.92	0.91	0.88	0.89	0.83	0.93	0.93	0.89
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.01	4.01	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.01
Wo (wollastonite)	48.58	49.88	47.19	48.38	47.14	47.05	47.63	44.21	48.36	48.26	46.45
En (enstatite)	48.09	46.75	49.16	47.48	49.06	48.85	48.47	51.50	48.24	48.07	49.42
Fs (ferrosillite)	3.22	3.24	3.61	3.98	3.65	3.94	3.76	4.12	3.31	3.55	4.01
Ac (Acmite)	0.11	0.14	0.04	0.15	0.14	0.16	0.14	0.17	0.09	0.13	0.12

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743	B743
Point No.	13-94	13-95	13-96	13-97	13-98	13-99	13-100	13-101	13-102	13-103	13-104
SiO ₂	52.74	51.84	51.41	51.53	52.57	53.09	51.85	52.10	52.44	52.89	52.83
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	3.50	4.69	4.69	4.57	3.32	3.10	4.22	3.89	3.72	3.09	3.33
Cr ₂ O ₃	1.14	1.55	1.59	1.52	0.94	0.83	1.35	1.44	1.12	0.85	0.85
FeO	2.06	2.20	2.04	2.09	1.97	2.29	2.27	1.85	2.14	2.13	2.13
MnO	0.05	0.11	0.05	0.09	0.10	0.07	0.08	0.04	0.08	0.08	0.07
MgO	17.05	16.48	16.32	16.73	16.91	17.40	16.79	16.44	17.02	16.92	17.25
CaO	23.68	23.30	23.74	23.41	24.29	23.30	23.27	24.32	23.11	23.59	23.63
Na ₂ O	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
Sum	100.34	100.32	99.96	100.09	100.23	100.19	99.99	100.20	99.77	99.68	100.21
Si	1.91	1.88	1.87	1.87	1.91	1.92	1.89	1.89	1.91	1.93	1.91
Al ^{IV}	0.09	0.12	0.13	0.13	0.09	0.08	0.11	0.11	0.09	0.07	0.09
Al ^{VI}	0.06	0.08	0.08	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.92	0.89	0.89	0.91	0.92	0.94	0.91	0.89	0.92	0.92	0.93
Ca	0.92	0.91	0.93	0.91	0.95	0.90	0.91	0.95	0.90	0.92	0.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.01	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo (wollastonite)	48.25	48.43	49.32	48.31	49.08	47.14	47.93	49.93	47.58	48.21	47.83
En (enstatite)	48.34	47.66	47.16	48.06	47.56	48.99	48.14	46.97	48.76	48.12	48.58
Fs (ferrosillite)	3.36	3.75	3.40	3.51	3.26	3.72	3.78	3.03	3.57	3.53	3.48
Ac (Acmite)	0.05	0.16	0.12	0.12	0.10	0.16	0.15	0.07	0.09	0.14	0.11

سنگ‌نگاری

۱. ویژگی‌های صحرایی

در این پژوهش، پریدوتیت‌های گوشته در بخش شمال‌باختری افیولیت نایین و در جنوب سپرآب که به صورت توده‌های بزرگ و ناپیوسته‌ای از شمال تا جنوب این گستره پراکنده هستند بررسی شده است. بر پایه بازدیدهای میدانی، رخنمون‌هایی از آهک‌های کرتاسه نیز در خاور و شمال این توده‌ها دیده می‌شوند. توده‌های سالم‌تر پریدوتیت‌ها از نوع هارزبورگیت و کانی‌های اصلی سازنده آنها الیون، ارتوپپروکسن، کلینوپپروکسن و کانی‌های فرعی اسپینل کروم دار هستند. هارزبورگیت‌های بررسی‌شده چندان دگرسان نشده‌اند و سالم مانده‌اند. از این رو، به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده می‌شوند و به علت فراوانی کانی اورتوپپروکسن از نوع برونزیت در نمونه دستی و رخنمون‌ها با جلای برنزی هستند. در برخی بخش‌ها توده هارزبورگیت درز و شکاف‌هایی دارد که موجب تسهیل سرپانتینی شدن آن شده است. البته شواهد سرپانتینی شدن آنها در پیرامون توده‌ها دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که دامنه این تپه‌های هارزبورگیتی و همچنین مسیل‌های پیرامون آنها با سرپانتینیت‌های فراوانی پوشیده شده است. در واقع گمان می‌رود دگرریختی شکنا (خردشدگی) موجب آسان‌تر شدن فرایند سرپانتینی شدن در این هارزبورگیت‌ها شده است. از ویژگی‌های این هارزبورگیت‌ها وجود رخنمون‌های فراوان از توده‌های دایکی شکل با ترکیب رودینگیت است. بر پایه بررسی‌های شیردشت‌زاده (Shirdashtzadeh, 2014)، رخنمون‌های لیستونیت و دایک‌های گابروبی رودینگیتی شده که سرپانتینیت‌ها را قطع کرده‌اند در بخش‌های باختری افیولیت نایین فراوان‌تر هستند اما در منطقه خاوری‌تر (مانند: درده) به‌ندرت دیده می‌شوند. بررسی‌های پیشین (Falahaty et al., 2009; Khanabadi, 2013; Shirdashtzadeh, 2014; Shirdashtzadeh and Torabi, 2020) روی رودینگیت‌های افیولیت نایین نشان می‌دهد این رودینگیت‌ها از کانی‌های کلسیم‌دار مانند اپیدوت، پرنیت، پکتولیت^۸

اکتینولیت، گارنت، زنونیت، کلریت منیزیم‌دار، دیوپسید، تانویه و ولاستونیت، به‌ویژه درون شکستگی‌ها ساخته شده‌اند. در پی رودینگیتی شدن، کلسیم از پیروکسن در حال سرپانتینی شدن آزاد می‌شود و از آنجایی که نمی‌تواند در ساختار سرپانتین‌ها وارد شود، با کمک سیالات به دایک‌های مافیک درون پریدوتیت‌های در حال سرپانتینی شدن حمله می‌کنند و آنها را به‌صورت رودینگیت دگرنهاد می‌کنند (Shirdashtzadeh and Torabi, 2020). البته بررسی این رودینگیت‌ها از اهداف این پژوهش نیست.

۲. ویژگی‌های میکروسکوپی

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، این نمونه‌ها پریدوتیت‌های چهار فازی هستند که از کانی‌های اصلی الیون (نزدیک به ۷۰ درصد حجمی)، ارتوپپروکسن (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، کلینوپپروکسن (۵ تا ۷ درصد حجمی) و کانی فرعی کروم‌اسپینل‌های کرمی شکل قهوه‌ای (کم‌تر از ۵ درصد حجمی) ساخته شده‌اند. البته به‌دنبال دگرسانی، کانی‌های سرپانتین، کلریت و تالک نیز در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. این ترکیب کانی‌شناسی مودال که به‌طور چشمی و با کمک میکروسکوپ به‌دست آمده است با ترکیب یک هارزبورگیت کلینوپپروکسن‌دار همخوانی دارد. در ادامه به بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی ارتوپپروکسن و کلینوپپروکسن پرداخته شده است.

۲.۱. ارتوپپروکسن

فنوکریست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار ارتوپپروکسن با ابعادی کمتر از یک تا چند میلیمتر و با فراوانی نزدیک به ۱۵-۲۰ درصد حجمی در این سنگ‌ها پراکنده هستند. خاموشی موجی و رخ‌های خمیده (شکل ۲) و شواهدی از کلینوپپروکسن‌های ساب‌سالیدوس^۹ به‌صورت اکسولوشن^{۱۰} در فنوکریست‌های ارتوپپروکسن (شکل ۲) و نداشتن بافت کومولایی از شواهد دگرریختی این سنگ‌ها در شرایط فشار بالاست که نشان می‌دهد این هارزبورگیت‌ها از نوع پریدوتیت‌های گوشته‌ای هستند. از آنجایی که برخی

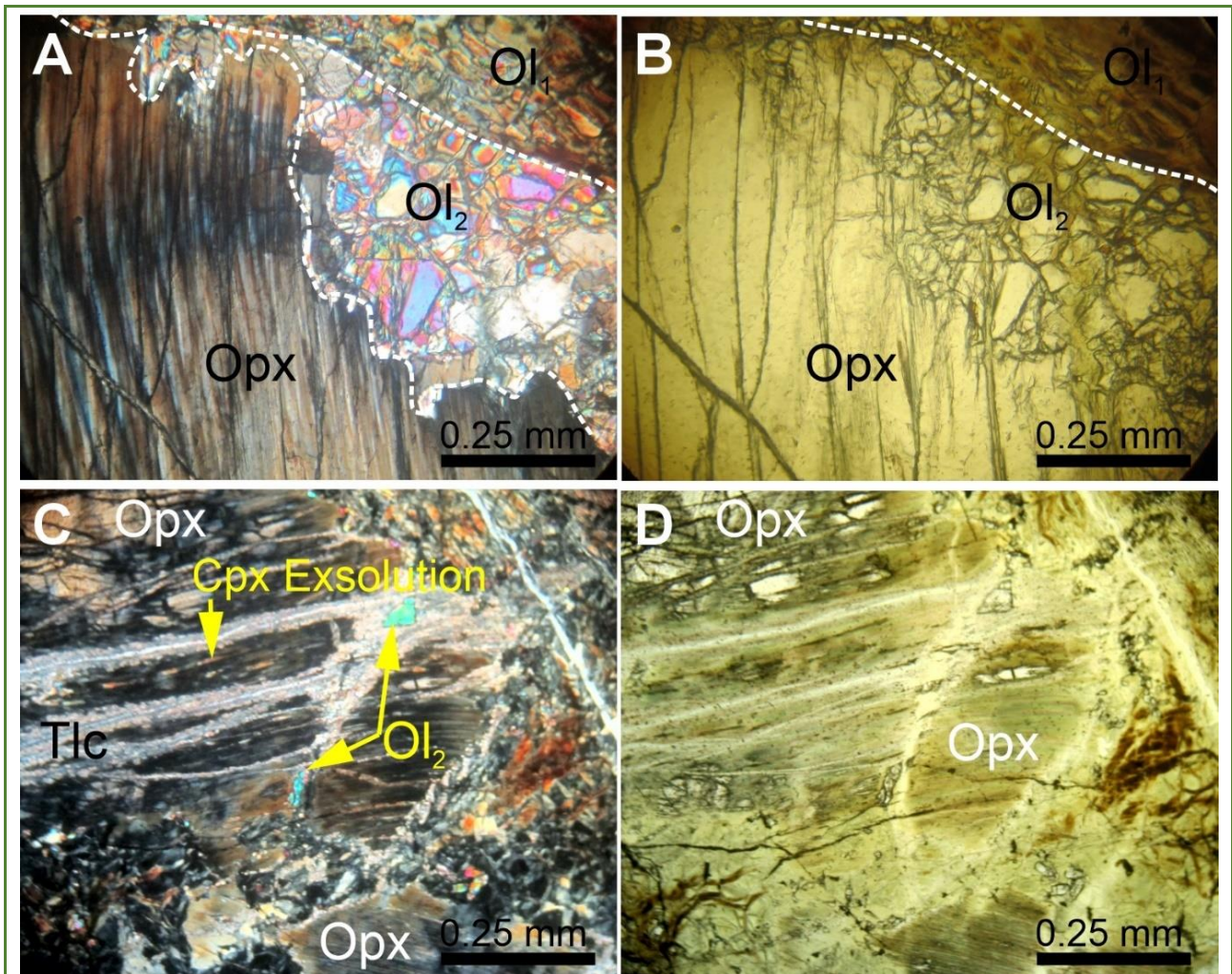
⁸ Pectolite: $\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$

⁹ subsolidus

¹⁰ exsolution

پیدایش خوردگی خورده‌گی خلیجی و آمیبی در کناره بلورهای اورتوپیروکسن که با الیون‌های ثانویه پر شده است نشان می‌دهد این اورتوپیروکسن‌ها در پی گذر مذاب‌های بالارونده مافیک (که محصول ذوب کلینوپیروکسن‌ها بوده‌اند) در حاشیه خود دچار ذوب شده‌اند و از این‌رو، الیون به‌صورت ثانویه در این بخش‌ها پدید آمده است (شکل ۲- A).

اورتوپیروکسن‌ها با خاموشی موجی بستیتی شده‌اند و با رگه‌هایی از تالک و سرپانتین قطع شده‌اند (شکل ۲) می‌توان گفت فرایند دگرریختی این سنگ‌ها پیش از سرپانتینیتی شدن آنها رخ داده است. از آنجایی که رگه‌ها جهت‌یافتگی خاصی را نشان نمی‌دهند می‌توان گفت در هنگام سرپانتینیتی شدن شرایط چندان پر تنش بر این سنگ‌ها حاکم نبوده است.



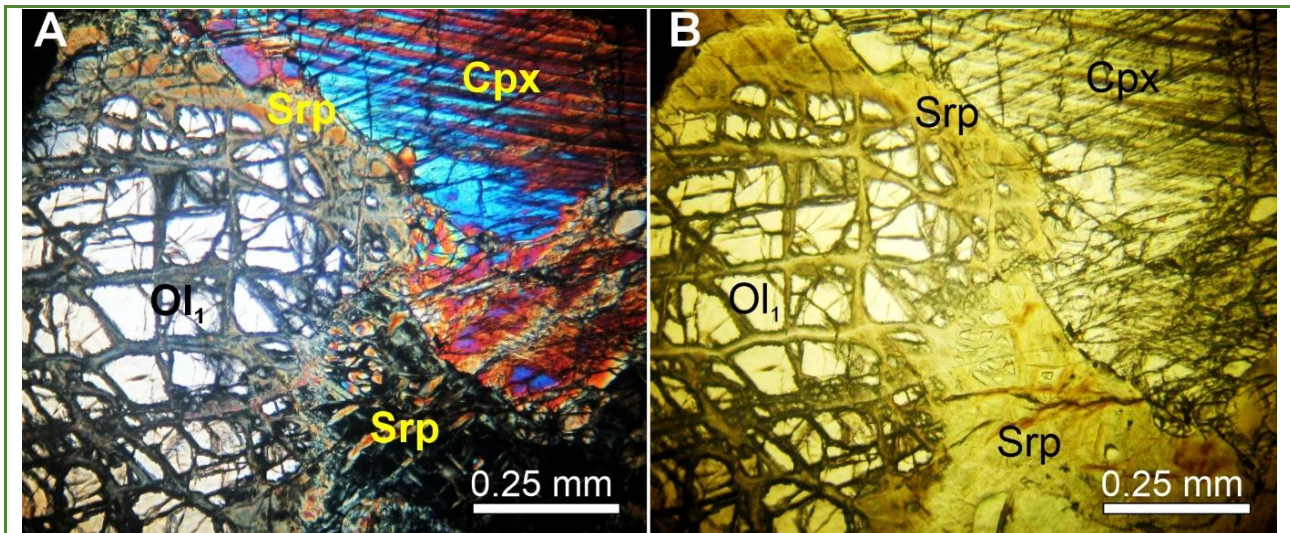
شکل ۲. تصویرهای میکروسکوپی از (A، B) فنوکریست‌های اورتوپیروکسن در کنار الیون‌های اولیه (Ol₁) که در بخش‌هایی دچار خوردگی خلیجی و آمیبی شده‌اند و با الیون‌های ثانویه (Ol₂ یا جانیشینی) پر شده‌اند (تصویر A: XPL؛ تصویر B: PPL)؛ (C، D) در اورتوپیروکسن‌ها خاموشی موجی، خمیدگی رخ‌ها و نیز نشانه‌هایی از پیدایش کلینوپیروکسن‌های ساب‌سالیدوس به‌صورت تیغه‌های اکسولوشن دیده می‌شوند (تصویر C: XPL؛ تصویر D: PPL).

Figure 3. Photomicrographs of **A, B**) The orthopyroxene phenocrysts beside the primitive olivines (Ol₁) exhibit embayed and amoeboid corrosion features and are associated with secondary (replacive) olivines (Ol₂) (Image A in XPL and Image B in PPL); **C, D**) The orthopyroxenes display undulose extinction, bent cleavage planes, and the exsolution lamellae of clinopyroxene within the orthopyroxenes, indicating subsolidus exsolution processes (Image C in XPL and Image D in PPL).

۲.۲. کلینوپیروکسن

پراکنده هستند. مقاومت فیزیکی و شیمیایی این کانی‌ها بیشتر از کانی‌های دیگر است؛ به گونه‌ای که کمترین از دگرسانی و خردشدگی را نشان می‌دهند. از این رو شکستگی و در نتیجه رگه ندارند (شکل ۳).

فنوکریست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن با ابعادی کمتر از یک تا چند میلیمتر و با فراوانی اندک (نزدیک به ۵-۷ درصد حجمی) در سنگ



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از (A، B) فنوکریست کلینوپیروکسن با مقاومت بیشتر در برابر خردشدگی و دگرسانی شیمیایی و ماکل دگرریختی (ماکل مکانیکی)، در کنار الیوین‌های اولیه (Ol₁) خردشده و سرپانتینیته شده (تصویر A: XPL؛ تصویر B: PPL).

Figure 2. Photomicrographs of (A, B) Phenocrysts of clinopyroxene with higher resistance to fracturing and chemical alteration, with evidence of mechanical deformation (mechanical twinning), alongside primary olivine crystals (Ol₁) that are fractured and serpentinized (Image A in XPL and Image B in PPL).

در ادامه به بررسی ویژگی‌های شیمیایی هر یک از این کانی‌ها پرداخته می‌شود.

۱. کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن‌ها از کانی‌های مهم سازنده هارزبورگیت‌های گوشته‌ای جنوب سپرآب به‌شمار می‌رود. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه این کانی در این پریدوتیت‌های گوشته‌ای و فرمول ساختاری محاسبه‌شده آنها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و بر پایه روش موریموتو (Morimoto, 1988a) و نیز سازنده‌های پالیانی و فرمول شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند.

محتوای عنصر منیزیم در فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها 0.189 تا 0.197 است (جدول ۱). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر پایه محاسبه میزان سازنده‌های پایانی، به‌صورت $En_{46.75-51.50}Fs_{3.03-4.12}Ac_{0.05-0.16}Wo_{47.14-49.93}$ به‌دست آمد (جدول ۱) که معادل ترکیب دیوپسید است.

در شکل ۴-۱A، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در بخش

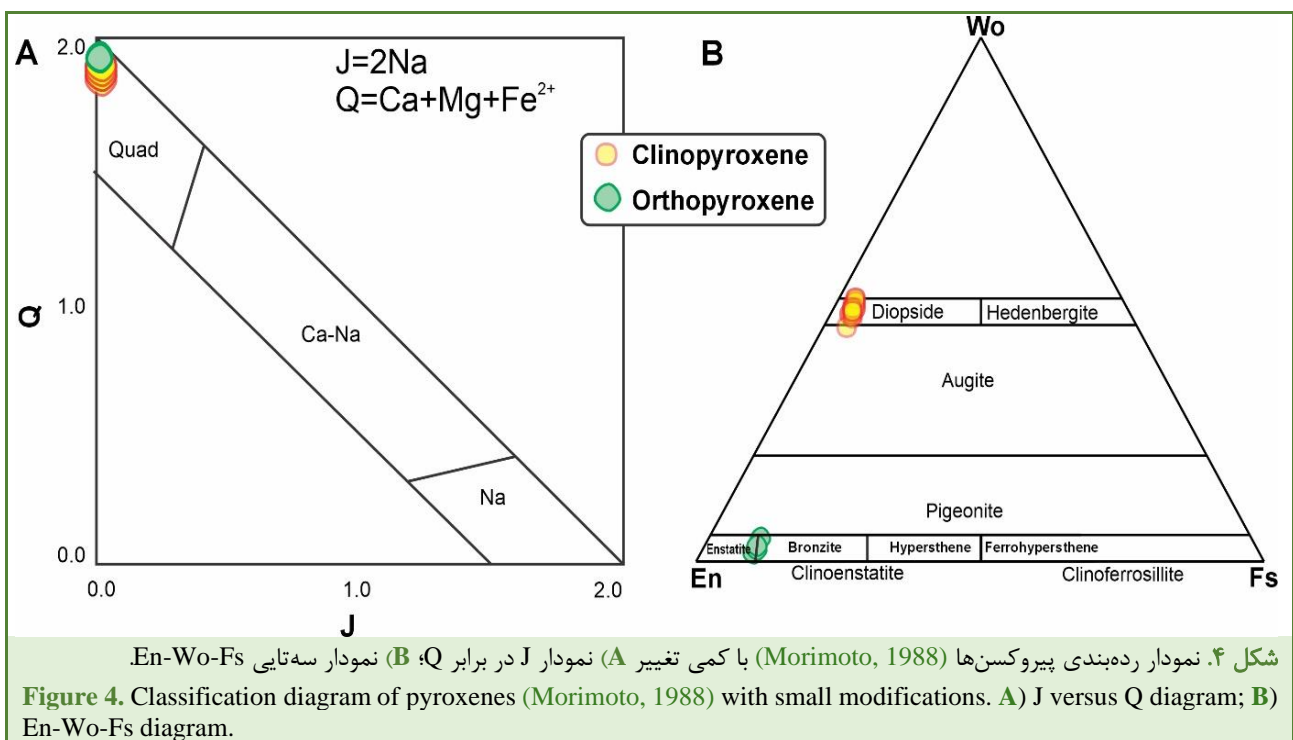
شیمی کانی‌ها

یکی از ابزارهای بررسی خاستگاه و تحولات سنگ‌ها، بررسی شیمی کانی‌های سازنده آنها با کمک تجزیه ریزکاوالکترونی و محاسبه فرمول ساختاری آنهاست. درباره پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایین، این بررسی‌های کانی‌شناسی اهمیت ویژه‌ای دارد؛ زیرا بررسی تغییرات ترکیب کانی‌ها در این گروه سنگی می‌تواند راهنمای خوبی برای شناخت فرایندهای مؤثر بر این افیولیت و خاستگاه آن باشد.

در این بخش شیمی کانی‌های درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نایین بررسی می‌شود. پس از آماده‌سازی نمونه‌ها به‌صورت مقطع نازک میکروسکوپی و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آنها، تجزیه شیمیایی با کمک ریزکاوالکترونی روی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن درون سنگ‌های بررسی‌شده انجام شد. سپس فرمول ساختاری کانی‌های یادشده و سازنده‌های پایانی آنها به‌دست‌آورده شد.

کوآد^{۱۱} نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها نمایش داده شده است. در این نمودار، پیروکسن‌ها بر پایه شمار کل کاتیون‌های در جایگاه M (M1 و M2) بر پایه شش اکسیژن رده‌بندی می‌شوند. مقدار کاتیون‌های Ca، Mg، Fe²⁺ و Na در جایگاه‌های M در نمودار Q-J (شکل ۴) به صورت $J=2Na$ و $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ نمایش داده شده است. بنابراین، پیروکسن‌ها را می‌توان بر پایه مولفه‌های Q و J رده‌بندی کرد. در این نمودار، پیروکسن‌هایی که در بخش کوآد جای می‌گیرند را در نمودار سه‌تایی پیروکسن (نمودار

کوآد^{۱۱} نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها نمایش داده شده است. در این نمودار، پیروکسن‌ها بر پایه شمار کل کاتیون‌های در جایگاه M (M1 و M2) بر پایه شش اکسیژن رده‌بندی می‌شوند. مقدار کاتیون‌های Ca، Mg، Fe²⁺ و Na در جایگاه‌های M در نمودار Q-J (شکل ۴) به صورت $J=2Na$ و $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ نمایش داده شده است. بنابراین، پیروکسن‌ها را می‌توان بر پایه مولفه‌های Q و J رده‌بندی کرد. در این نمودار، پیروکسن‌هایی که در بخش کوآد جای می‌گیرند را در نمودار سه‌تایی پیروکسن (نمودار



این اورتوپروکسن‌ها به صورت $En_{87.40-90.20}Fs_{8.28-14.4}$ است (جدول ۲) که معادل ترکیب $Wo_{1.14-4.14}$ است. برونزیت تا انستاتیت است. برونزیت‌ها معمولاً به علت جلای برنزی خاص خود، در نمونه‌دستی نیز به خوبی دیده می‌شوند. همچنین، در شکل ۴-A، ترکیب اورتوپروکسن‌ها در بخش کوآد نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها جای گرفته است. همچنین، در نمودار سه‌تایی بر پایه عناصر Ca-Mg-Fe (شکل ۴-B) نیز ترکیب آنها در مرز برونزیت-انستاتیت جای دارد.

۲. اورتوپروکسن

اورتوپروکسن‌ها از کانی‌های اصلی سازنده هارزبورگیت‌های گوشته‌ای جنوب سپرآب به شمار می‌روند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه آنها و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و بر پایه نمودار موریموتو (Morimoto, 1988) و نیز سازنده‌های پایانی و فرمول شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند. محتوای عنصر منیزیم در فرمول ساختاری اورتوپروکسن‌ها در بازه $1/70$ تا $1/76$ apfu است (جدول ۲). بر پایه میزان سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده، ترکیب

¹¹ Quad

رابطه پیشنهادی وود و بانو (Wood and Banno, 1973)

چنین است:

$$T_C = \frac{-10202}{\ln\left(\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}}\right) - 7.65X_{Fe}^{opx} + 3.88(X_{Fe}^{opx})^2 - 4.6} - 273.15$$

(رابطه ۱)

ولز (Wells, 1977) نیز رابطه ۲ را پیشنهاد کرده است.

$$T_C = \frac{7341}{3.355 + 2.44 \cdot X_{Fe}^{opx} - \ln K} - 273.15 \quad (\text{رابطه ۳})$$

متغیرها در رابطه‌های ۱ و ۲ به صورت زیر تعریف

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{cpx}$$

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{opx}$$

این دو به ترتیب اکتیویته کلینوپروکسن و ارتوپروکسن

هستند (رابطه ۳) و به صورت زیر به دست آورده می‌شوند و

$$X_{Fe}^{opx} = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}} \quad \text{است.}$$

$$a_{Mg_2Si_2O_6} = \left(\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Na^{+}} \right) M_2 \cdot \left(\frac{Mg^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Al^{3+} + Ti^{4+} + Cr^{3+} + Mg^{2+}} \right) M_1 \quad (\text{رابطه ۳})$$

بر پایه رابطه ۱ و با استفاده از میانگین ترکیب کلینوپروکسن و ارتوپروکسن‌های درون هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب، دمای تعادل به دست آمده برابر با ۱۴۸۷ درجه سانتیگراد است (جدول ۳).

در ادامه روش ولز (Wells, 1977) به کار برده شد که این روش برای ترکیبات منیزیم بالا بهتر از روش وود و بلنو (Wood and Banno, 1973) رفتار می‌کند. بر پایه کاربرد این روش، دمای به دست آمده برای سنگ‌های منطقه برابر با ۱۴۵۶ درجه سانتیگراد است (جدول ۳).

به هر روی می‌توان گفت دماهای به دست آمده از روش‌های WB و W (جدول ۳) برای هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب در شمال باختری افیولیت ناینین (به ترتیب ۱۴۵۶ و ۱۴۸۷ درجه سانتیگراد) بسیار بالاتر از هارزبورگیت‌های بررسی شده پیرنیا (Pirnia, 2007) در بخش جنوبی (باختر روستای سوچه) تا بخش‌های مرکزی (نزدیکی روستای ایبانه) افیولیت ناینین (به ترتیب دمای ۱۱۵۷ و ۱۰۶۷ درجه سانتیگراد) و نیز هارزبورگیت‌های بررسی شده شیردشت‌زاده (Shirdashtzadeh, 2014) در بخش شمال خاوری افیولیت

بحث

۱. برآورد دما و فوگاسیته اکسیژن گوشته

۱.۱. برآورد دمای گوشته بر پایه شیمی اورتوپروکسن و کلینوپروکسن

بررسی‌های زمین‌دماسنجی برای تعیین شرایط دما پیدایش سنگ‌های گوناگون و نیز سنگ‌های الترامافیک در دهه‌های اخیر جایگاه خاصی در بررسی‌های زمین‌شناسی پیدا کرده است. در این بخش نخست به بررسی شرایط دما برای هارزبورگیت‌های گوشته‌ای جنوب سپرآب بر پایه داده‌های پروکسن‌های آنها پرداخته می‌شود. برای ارزیابی شرایط دمای حاکم بر هارزبورگیت‌های گوشته‌ای جنوب سپرآب در شمال باختری افیولیت ناینین از دماسنجی‌های کلینوپروکسن - ارتوپروکسن (Wood and Banno, 1973; Wells, 1977) بهره گرفته شده است (جدول ۳).

جدول ۳. دماسنجی به روش کلینوپروکسن-اورتوپروکسن برای میانگین ترکیب این دو کانی در هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب.

Table 3. Clinopyroxene-orthopyroxene thermometry based on the average compositions of these two minerals in the harzburgites from the south of Separab region.

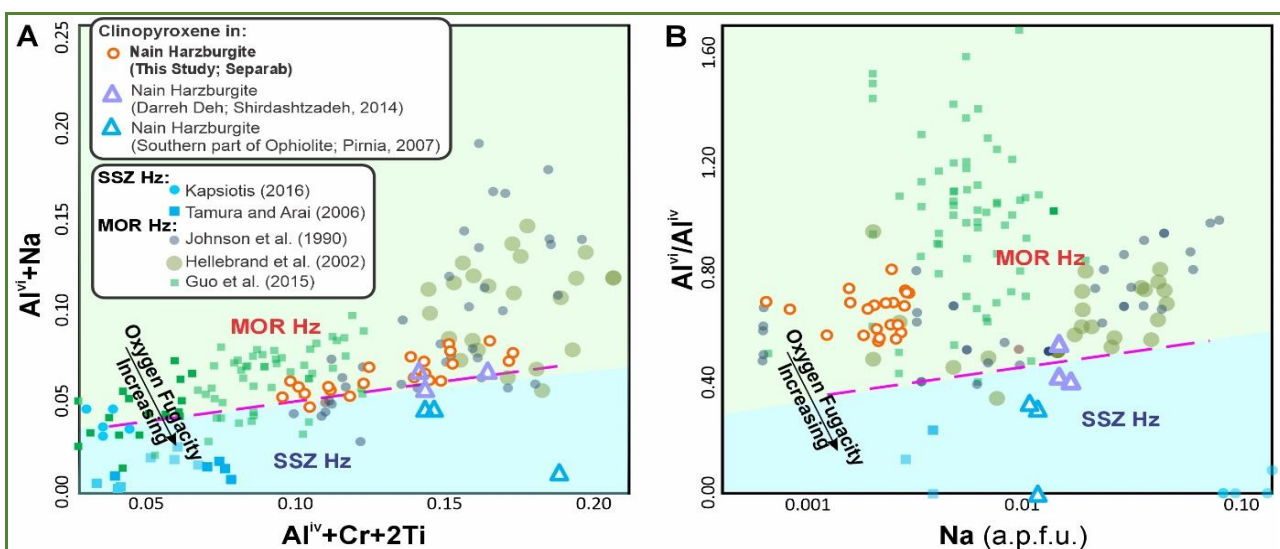
Mineral	Clinopyroxene	Orthopyroxene
Average Composition	N=22 (Table 2)	N=6 (Table 1)
Fe ²⁺	0.060	0.144
Mg ²⁺	0.919	1.722
Ca ²⁺	0.912	0.052
Mn ²⁺	0.002	0.004
Na ⁺	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.006	0.020
Al ³⁺	0.097	0.078
Ti ⁴⁺	0.001	0.000
Cr ³⁺	0.034	0.021
a _{opx}		0.838
X _{opx} ^{Fe}		0.061
a _{cpx}	0.399	
Thermometry		
Method:	WB	W
Reference	Wood and Banno (1973)	Wells (1977)
Average T (°C)	1487	1456

هرچه مقدار Al^{VI} بالاتر از Al^{IV} باشد محیط‌های احیایی تر و شرایط به محیط‌های تکتونوماگمایی MOR همانندتر است و برعکس. برای سهولت در مقایسه نمونه‌های کلینوپیروکسن نمودار $Al^{IV}+Cr+2Ti$ در برابر $Al^{VI}+Na$ و Al^{VI}/Al^{IV} رسم شدند. در این نمودارها نمونه‌هایی از کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های پهنه‌های MOR و SSZ نیز به‌عنوان مناطق با فوگاسیته کم و فوگاسیته بالای اکسیژن برای مقایسه بهتر آورده شدند (شکل ۵). مقایسه نمونه‌ها در این نمودارها نشان می‌دهد کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های سپرآب بسیار به کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های مناطق با فوگاسیته کم شباهت دارند؛ اما کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های سوچه و دره‌ده بیشتر همانند کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های پهنه‌های SSZ هستند. این ویژگی چه‌بسا نقش کمتر سیالات رهاشده از تخته فرورونده در سپرآب نسبت به سوچه و دره‌ده را نشان می‌دهد.

ناین (منطقه دره‌ده) (به ترتیب دمای ۱۰۶۳ و ۱۱۲۰ درجه سانتیگراد) هستند. در شرایط دما-فشار بیشتر پیش‌کمان‌ها، سیالات محلول‌های آبی کم‌بیش رقیقی هستند؛ اما به‌سوی کمان و در ژرفای بیشتر در زیر کمان‌های آتشفشانی و فراتر از آن، سیالات به مذاب‌های سیلیکاتی و شاید گاه به مایعات فرابحرانی تبدیل می‌شوند (Bebout, 2013). از این‌رو، در ژرفای کمتر تأثیر آنها بر کاهش دمای ذوب‌بخشی گوشته کمتر است. این ویژگی چه‌بسا نشان‌دهنده تفاوت شیمیایی در ژرفای محیط پیدایش هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب نسبت به هارزبورگیت‌های باختر روستای سوچه، نزدیکی روستای ایبانه و نیز منطقه دره‌ده است.

۲.۱. بررسی فوگاسیته اکسیژن بر پایه شیمی کلینوپیروکسن

در این پژوهش، میزان Al^{VI} نسبت به Al^{IV} در کلینوپیروکسن‌ها به‌عنوان پارامتری که بتواند شرایط کم‌بیش احیایی محیط را نمایش دهد به کار برده شد. به این معنا که



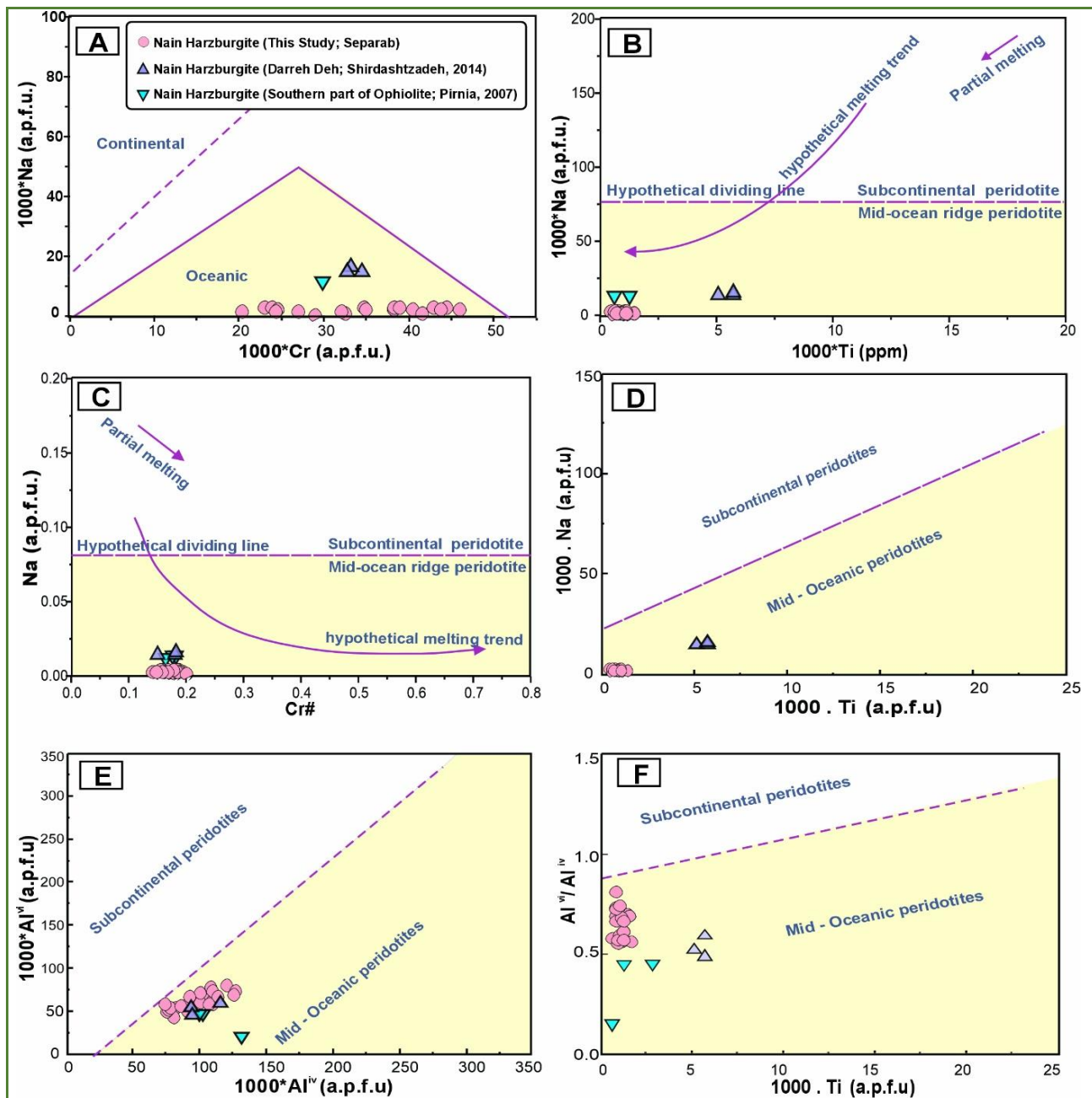
شکل ۵. مقایسه شیمی کلینوپیروکسن درون هارزبورگیت‌های افیولیت ناین با کلینوپیروکسن‌های درون نمونه‌هایی از هارزبورگیت‌های مناطق MOR (Johnson et al., 1990; Hellebrand et al., 2002; Guo et al., 2015) و SSZ (Kapsiotis, 2016; Sahamieh, 2018; Tamura and Arai, 2006) مناطق. (A) نمودار $Al^{IV}+Cr+2Ti$ در برابر $Al^{VI}+Na$ (Schweitzer et al., 1979)؛ (B) نمودار Na در برابر Al^{VI}/Al^{IV} .

Figure 5. Chemical comparison of clinopyroxene in the harzburgites of the Nain ophiolite with clinopyroxene within harzburgites samples from the MOR (Johnson et al., 1990; Hellebrand et al., 2002; Guo et al., 2015b) and SSZ Kapsiotis, 2016; Sahamieh, 2018; Tamura and Arai, 2006) regions. (A) $Al^{IV}+Cr+2Ti$ versus $Al^{VI}+Na$ diagram (Schweitzer et al., 1979); (B) Na versus Al^{VI}/Al^{IV} diagram.

همانند دیگر مناطق مورد مقایسه، در گستره پریدوتیت‌های زیر پوسته اقیانوسی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۶-۱ تا ۶-۲).

۲. بررسی خاستگاه زمین‌ساختی بر پایه شیمی پیروکسن‌ها

بر پایه بررسی محتوای سدیم، کروم، آلومینیم و تیتانیوم درون کلینوپیروکسن‌ها (جدول ۲)، پریدوتیت‌های سپرآب



شکل ۶. شناسایی پریدوتیت‌های زیر پوسته‌ای قاره‌ای از پریدوتیت‌های زیر پوسته‌ای اقیانوسی بر پایه فرمول ساختاری کلینوپیکروکسن در (A) نمودار Na در برابر Cr (Cr#) در برابر Na (Kornprobst et al., 1981a); (B) نمودار Ti در برابر Na (Andal et al., 2005b); (C) نمودار عدد کروم (Cr#) در برابر Na (Andal et al., 2005b); (D) نمودار Ti در برابر Na (Seyler and Bonatti, 1994); (E) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Seyler and Bonatti, 1994); (F) نمودار نسبت Al^{VI} به Al^{IV} در برابر Ti (Seyler and Bonatti, 1994).

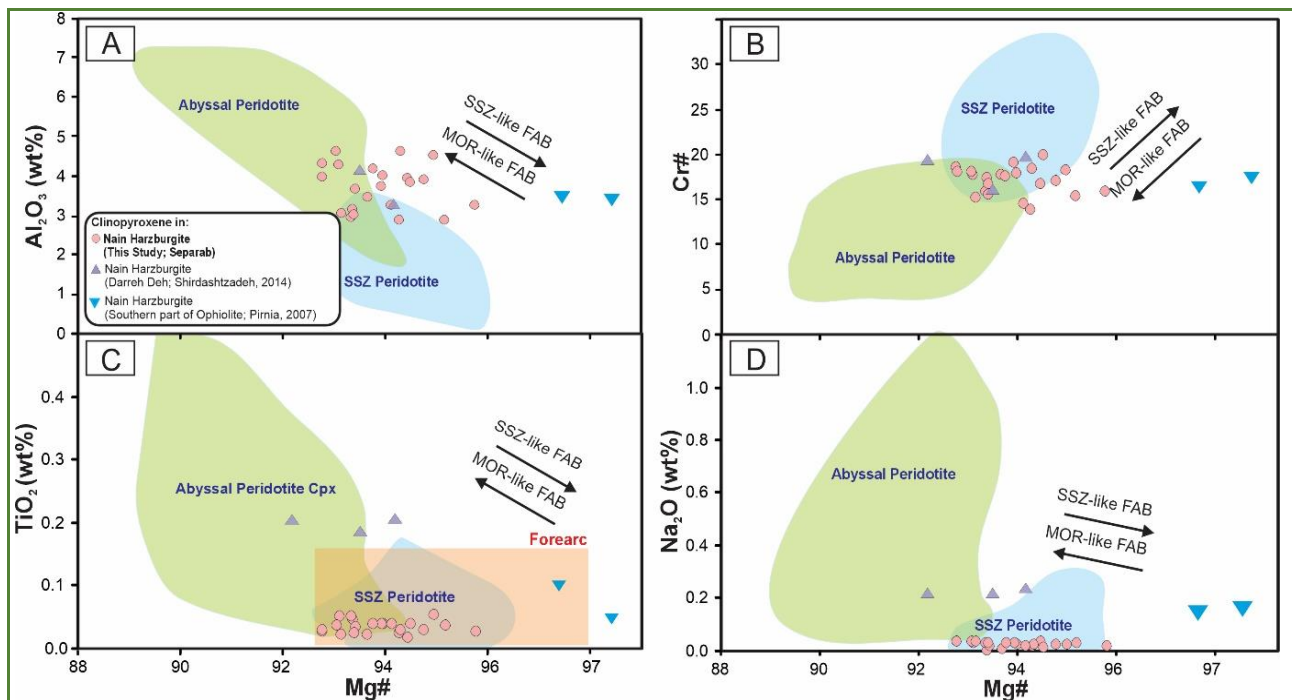
Figure 6. Discrimination of subcontinental lithospheric mantle (SCLM) peridotites from oceanic mantle peridotites based on the structural formula of clinopyroxene (A) Cr versus Na diagram (Kornprobst et al., 1981b); (B) Ti versus Na diagram (Andal et al., 2005b); (C) Cr-number (Cr#) versus Na diagram (Andal et al., 2005b); (D) Ti versus Na diagram (Seyler and Bonatti, 1994); (E) Tetrahedral Al versus octahedral Al diagram (Seyler and Bonatti, 1994); (F) Tetrahedral Al/octahedral Al ratio versus Ti diagram (Seyler and Bonatti, 1994).

درون گوشته زیر پوسته قاره‌ای کاملاً متفاوت هستند. همچنین، مقایسه کلینوپیکروکسن در هارزبورگیت‌های سپرآب با هارزبورگیت‌های سوچه و نیز دره‌ده نشان

بررسی میزان سدیم کلینوپیکروکسن (شکل‌های ۶-۱ تا ۶-۴) نشان می‌دهد پریدوتیت‌های سپرآب به گوشته زیر پوسته اقیانوسی متعلق هستند و با کلینوپیکروکسن

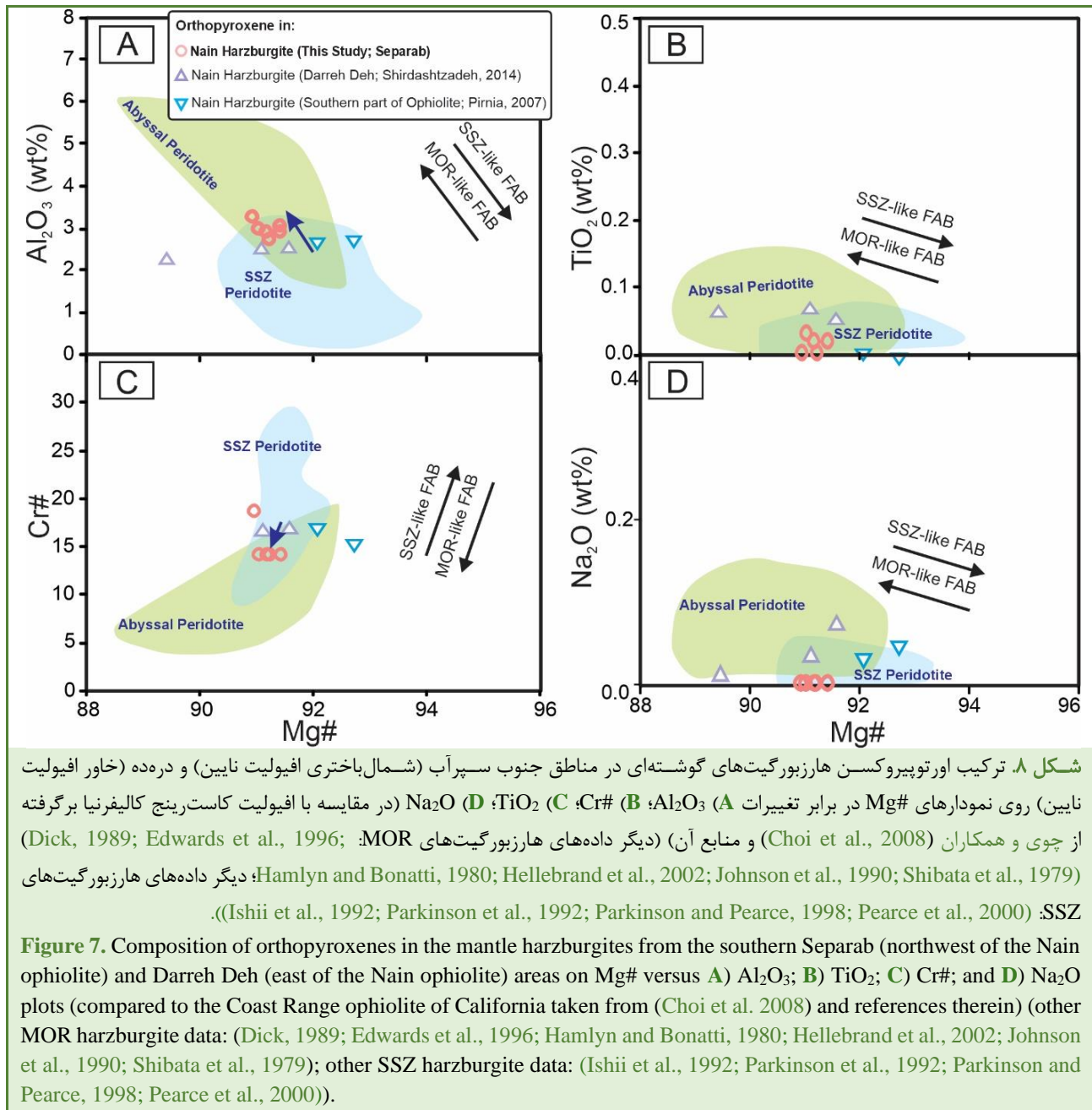
al., 1979; Hamlyn and Bonatti, 1980; Dick, 1989; Johnson et al., 1990; Edwards et al., 1996; Hellebrand et al., 2002) و هارزبورگیت‌های SSZ و پیش‌کمانی (Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Pearce et al., 2000) نشان می‌دهد میزان Al_2O_3 و تا اندازه‌ای TiO_2 و Na_2O در ترکیب پیروکسن‌های پهنه‌های MOR بیشتر است؛ اما مقدار $Mg\#$ و $Cr\#$ در آنها کمتر است (شکل‌های ۷ و ۸). این ویژگی نشان می‌دهد در مناطقی که فاکتورهای فرورانش بیشتر هستند (پهنه‌های SSZ) و فرایند ذوب‌بخشی شدت بیشتری دارد، میزان Al_2O_3 و تا اندازه‌ای TiO_2 و Na_2O در ترکیب پیروکسن‌ها کمتر است؛ اما مقدار $Cr\#$ و $Mg\#$ در آنها بیشتر است.

می‌دهد که کلینوپيروكسن در هارزبورگیت‌های سپرآب سدیم کمتری دارند (شکل‌های ۶-A تا ۶-D). البته از آنجایی که کروم بیشتر وارد ساختار اسپینل می‌شود تا کلینوپيروكسن‌ها، مقدار محتوای کروم درون کلینوپيروكسن‌ها تفاوت خاصی میان مناطق گوناگون نشان نمی‌دهد (شکل‌های ۶-C)؛ اما میزان تیتانیوم درون کلینوپيروكسن در نمونه‌های سپرآب بسیار کمتر و تا اندازه‌ای همانند نمونه‌های هارزبورگیت در بخش جنوبی افیولیت ناین است (شکل‌های ۶-B، ۶-D و ۶-F). به‌طور کلی در پی دگرنهادشدن گوشت‌های با سیالات رهاشده از تخته فرورونده، شدت ذوب‌بخشی گوشته در پهنه‌های فرورانش بیشتر است. از این‌رو، مقایسه داده‌های کلینوپيروكسن در هارزبورگیت‌های MOR (Shibata et



شکل ۷. ترکیب کلینوپيروكسن هارزبورگیت‌های گوشته‌ای در مناطق جنوب سپرآب (شمال‌باختری افیولیت ناین) و درده (خاور افیولیت ناین) روی نمودارهای $Mg\#$ در برابر تغییرات Al_2O_3 ، TiO_2 و $Cr\#$ و Na_2O (در مقایسه با افیولیت کاسترینج کالیفرنیا برگرفته از چوی و همکاران (Choi et al., 2008) و منابع آن) (دیگر داده‌های هارزبورگیت‌های MOR: Dick, 1989; Edwards et al., 1996; Hamlyn and Bonatti, 1980; Hellebrand et al., 2002; Johnson et al., 1990; Shibata et al., 1979) و دیگر داده‌های هارزبورگیت‌های SSZ و Forearc: Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Pearce et al., 2000).

Figure 6. Composition of clinopyroxenes in the mantle harzburgites from the southern Separab (northwest of the Nain ophiolite) and Darreh Deh (east of the Nain ophiolite) areas on $Mg\#$ versus Al_2O_3 , TiO_2 , $Cr\#$, and Na_2O plots (compared to the Coast Range ophiolite of California taken from (Choi et al., 2008) and references therein) (other MOR harzburgite data: (Dick, 1989; Edwards et al., 1996; Hamlyn and Bonatti, 1980; Hellebrand et al., 2002; Johnson et al., 1990; Shibata et al., 1979); other SSZ and Forearc harzburgite data: Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Pearce et al., 2000)).



شکل ۸. ترکیب اورتوپیکروکسن هارزبورگیت‌های گوشته‌ای در مناطق جنوب سپرآب (شمال‌باختری افیولیت ناین) و دره‌ده (خاور افیولیت ناین) روی نمودارهای Mg# در برابر تغییرات (A) Al₂O₃; (B) Cr#; (C) TiO₂; (D) Na₂O (در مقایسه با افیولیت کاست‌رینج کالیفرنیا برگرفته از چوی و همکاران (Choi et al., 2008) و منابع آن) (دیگر داده‌های هارزبورگیت‌های MOR: (Dick, 1989; Edwards et al., 1996; Hamlyn and Bonatti, 1980; Hellebrand et al., 2002; Johnson et al., 1990; Shibata et al., 1979); دیگر داده‌های هارزبورگیت‌های SSZ: (Ishii et al., 1992; Parkinson et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Pearce et al., 2000)).

بررسی شده در افیولیت ناین با پیروکسن‌های پیش‌کمانی در پهنه فرافروانش ترکیه مقایسه می‌شوند (شکل‌های ۸ و ۹).

۱.۲. کلینوپیکروکسن

بر پایه بررسی محتوای سدیم، عدد کروم و منیزیم، آلومینیم و تیتانیم درون کلینوپیکروکسن‌ها (شکل ۷)، پریدوتیت‌های سپرآب همانند دیگر پهنه‌های مورد مقایسه، در محدوده همپوشانی هارزبورگیت‌های MOR و SSZ (و به ویژه SSZ) در افیولیت کاست‌رینج کالیفرنیا جای گرفته‌اند. البته گرایش هارزبورگیت‌های سپرآب به

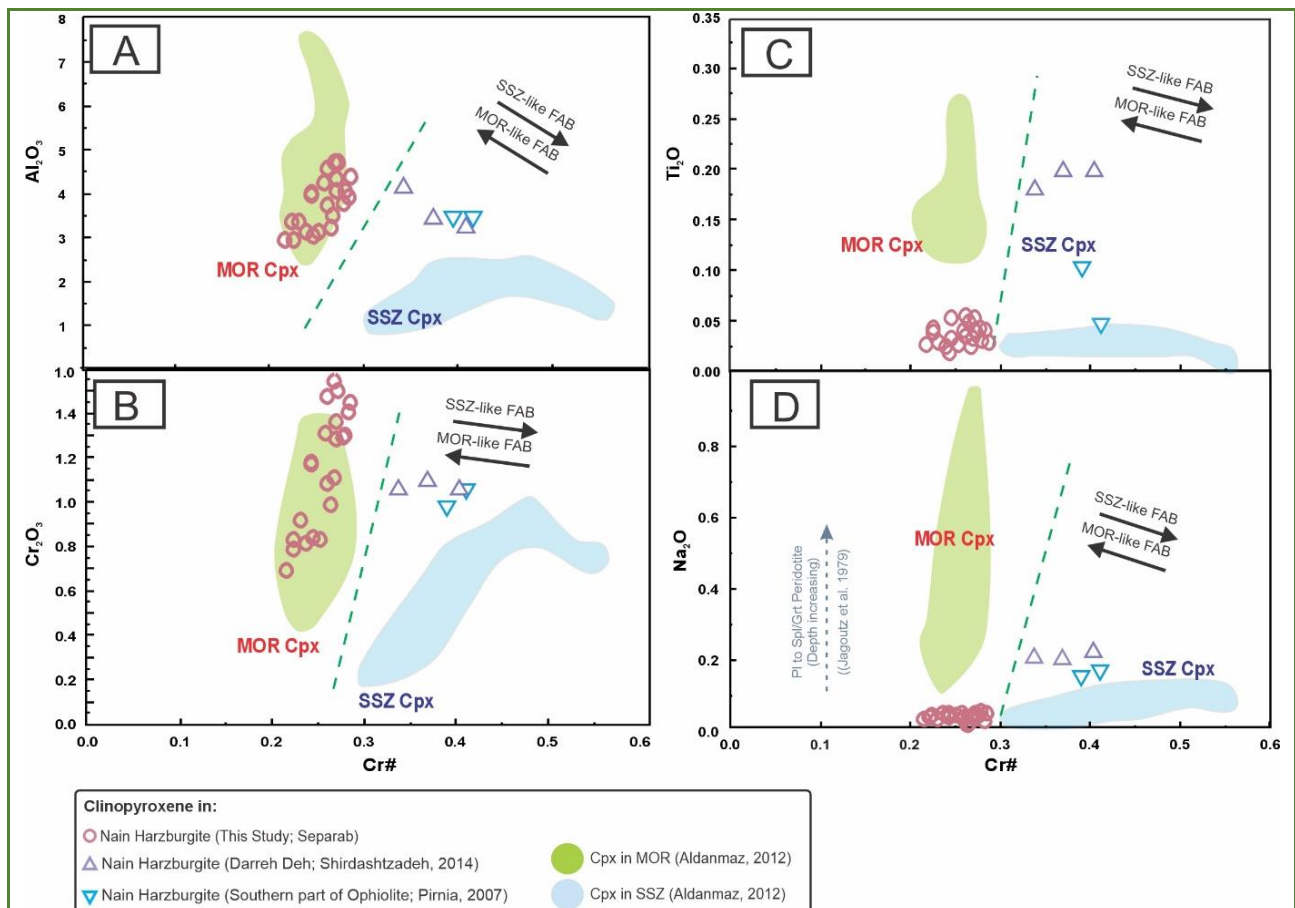
بر پایه داده‌های شیمیایی، پیروکسن‌های درون هارزبورگیت‌های ناین همگی به پیروکسن‌های درون هارزبورگیت‌های پهنه‌های فرورانش شباهت دارند. این ویژگی با یافته‌های پیشین که پیدایش برخی از واحدهای سنگی این افیولیت را یک محیط فرورانش (جایگاه پیش‌کمانی در پهنه فرافروانش (Shirdashtzadeh et al., 2024)) در کرتاسه پسین و هنگام فرورانش پوسته قدیمی نتوتیس دانسته‌اند همخوانی دارد.

در ادامه نمونه‌های پیروکسن مناطق پیش‌کمانی

ویژگی‌های تکتونوماگمایی خاستگاه این سنگ‌ها را نشان دهد.

در نمودارهای شکل ۹، از میان پارامترها و عنصرهای مورد بررسی، مقدار Cr# کمتر در پیروکسن هارزبورگیت‌های سپرآب (کمتر از ۳/۰؛ جدول ۲) آنها را به هارزبورگیت‌های MOR در افیولیت‌های فرافروانش در کمریند تاریخید^{۱۲} در جنوب‌باختری ترکیه با درجات ذوب‌بخشی کمتر شبیه کرده است. همچنین، میزان TiO₂ و Na₂O در سپرآب کمتر از میزان آن در نمونه‌های جنوب‌باختری ترکیه است (شکل‌های C-۹ و D-۹).

پهنه‌های MOR در افیولیت کاست‌رینج کالیفرنیا^{۱۲} بسیار بیشتر از هارزبورگیت‌های سوچه و دره‌ده است (شکل ۷). از میان هارزبورگیت‌های سوچه و دره‌ده، هارزبورگیت‌های سوچه به هارزبورگیت‌های SSZ در افیولیت کاست‌رینج کالیفرنیا شبیه‌تر هستند. آلومینیم و تیتانیم دو عنصر نامتحرک در هنگام هوازدگی، دگرسانی‌های گرمایی و زیر دریایی و نیز دگرگونی در رخساره شیست سبز، آمفیبولیت تا گرانولیت هستند (Rollinson, 1993) و مقدار بالاتر آلومینیم و مقدار کمتر تیتانیم در نمونه‌های سپرآب نسبت به مناطق سوچه و دره‌ده می‌تواند تفاوت در



شکل ۹. ترکیب کلینوپیکروکسن در هارزبورگیت‌های گوشته افیولیت ناین روی نمودارهای Cr# در برابر تغییرات (A) Al₂O₃; (B) Cr₂O₃; (C) TiO₂، و (D) Na₂O (بر پایه درصدوزنی) (بازه ترکیبی نمونه‌های هارزبورگیت MOR و SSZ در افیولیت‌های فرافروانش جنوب‌باختری ترکیه از آلدانماز (Aldanmaz, 2012) برگرفته شده است).

Figure 8. Composition of clinopyroxene in the mantle harzburgites of the Nain ophiolite, plotted on Cr# versus (A) Al₂O₃; (B) Cr₂O₃; (C) TiO₂, and (D) Na₂O (in wt.%) variation diagrams (the compositional range of MOR and SSZ harzburgite samples from the southwestern Turkey suprasubduction ophiolites is from (Aldanmaz, 2012)).

¹² Coast Range ophiolite (CRO) of California in North American Cordillera

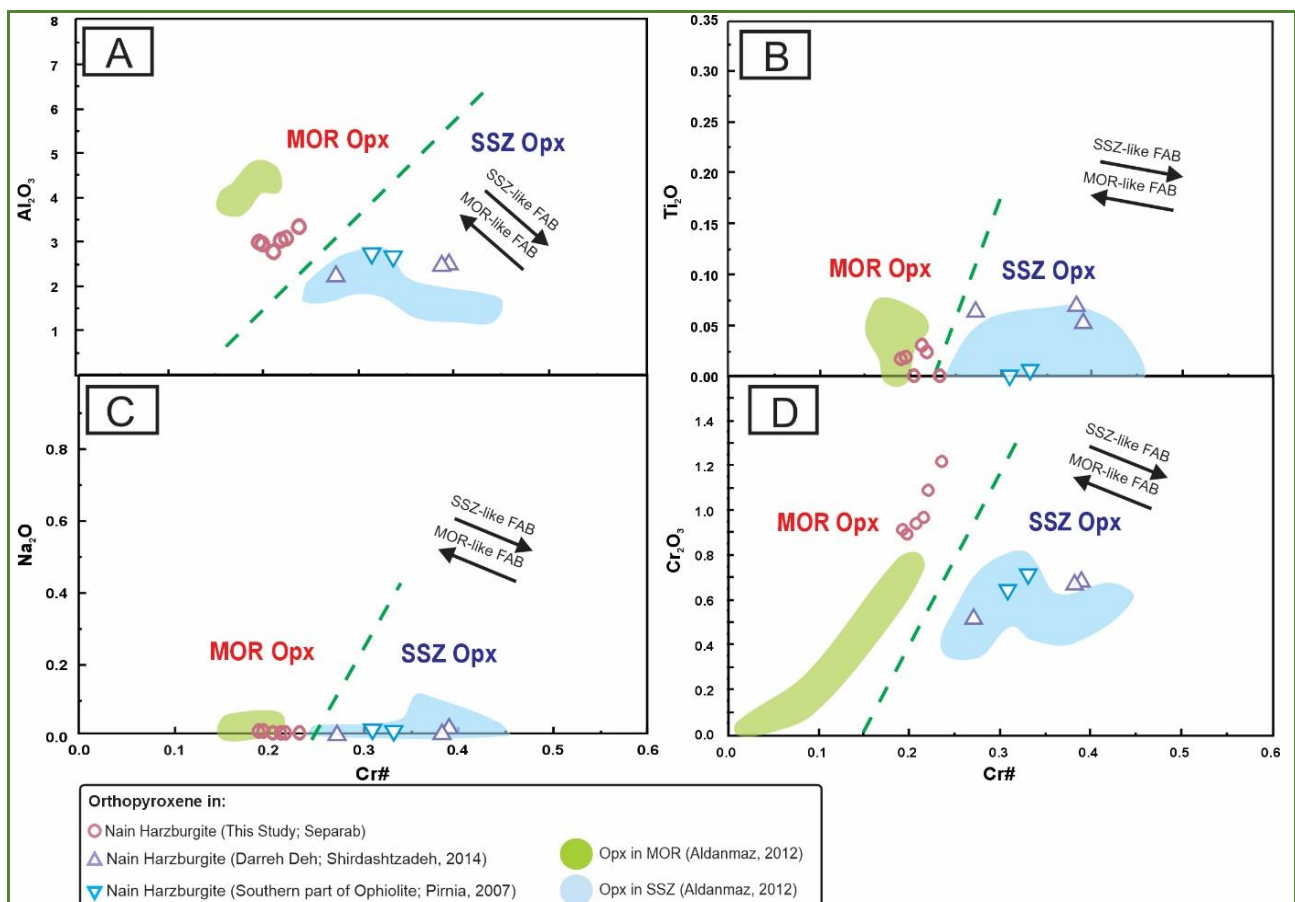
¹³ Tauride Belt

۲.۲. اورتوپيروكسن

اورتوپيروكسن‌های هارزبورگیت سپرآب نسبت به آنها، تا اندازه‌ای به محدوده MOR نزدیک‌تر شده است که این ویژگی گویای تفاوت در شدت ذوب‌بخشی، شرایط و نوع محیط فرورانشی پیدایش آنهاست.

افزون بر این در شکل ۱۰ هارزبورگیت‌های گوشته‌ای در مناطق سپرآب با افیولیت‌های فرافروانش MOR و SSZ کمربند تارید در جنوب‌باختری ترکیه از نظر ترکیب عنصرهای اصلی اورتوپيروكسن‌ها مقایسه شدند. این مقایسه نیز نشان می‌دهد هارزبورگیت‌های گوشته‌ای منطقه سپرآب دچار ذوب‌بخشی کمتری شده‌اند (Cr# کمتر و TiO_2 بالاتر) و بیشتر ماهیت محیط کافت میان اقیانوسی نشان می‌دهند؛ اما هارزبورگیت‌های درده و سوچه بیشتر ماهیت محیط فرورانشی نشان می‌دهند.

در شکل‌های ۸ و ۱۰، هارزبورگیت سپرآب با هارزبورگیت گوشته‌ای درده و نیز پریدوتیت‌های MOR و SSZ در افیولیت‌های کاست رینج کالیفرنیا (Choi et al., 2008) مقایسه شده‌اند. بر پایه شکل ۸، ترکیب اورتوپيروكسن‌های هارزبورگیت سپرآب از نظر اکسید عنصرهای اصلی (TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3) و مقدار Cr# و Mg#، بیشتر همانند پریدوتیت‌های مناطق SSZ در افیولیت کاست رینج کالیفرنیا و افیولیت‌های جنوب‌باختری ترکیه است؛ هرچند برخی نمونه‌ها در محدوده همپوشانی ترکیبی پریدوتیت‌های پهنه‌های فرافروانش و کافت میان‌اقیانوسی جای گرفته‌اند. البته مقایسه سپرآب با دیگر هارزبورگیت‌های این افیولیت در منطقه سوچه و درده نشان می‌دهد همانند کلینوپيروكسن‌های درون این سنگ‌ها (شکل‌های ۵ تا ۷)، ترکیب



شکل ۱۰. ترکیب اورتوپيروكسن در هارزبورگیت‌های گوشته افیولیت ناین روی نمودارهای $Cr\#$ در برابر تغییرات Cr_2O_3 , Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 (بر پایه درصدوزنی) (بازه ترکیبی نمونه‌های هارزبورگیت MOR و SSZ در افیولیت‌های فرافروانش جنوب‌باختری ترکیه از آلدانماز (Aldanmaz, 2012) برگرفته شده است).

Figure 9. Composition of orthopyroxene in the mantle harzburgites of the Nain ophiolite, plotted on $Cr\#$ versus Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , Cr_2O_3 (wt.%) variation diagrams (the compositional range of MOR and SSZ harzburgite samples from the southwestern Turkey suprasubduction ophiolites is from (Aldanmaz, 2012)).

۳. الگوی تکتونوماگمایی پیدایش هارزبورگیت‌های سپرآب

(۱) تفاوت زمین‌شیمیایی هارزبورگیت‌های سپرآب (که ماهیت پیش‌کمانی شبیه MOR نشان می‌دهند) و دیگر هارزبورگیت‌های افیولیت‌نابین (که ماهیت پیش‌کمانی شبیه SSZ نشان می‌دهند) و نیز تفاوت دماهای به‌دست‌آمده از دماسنجی پیروکسن‌های درون این هارزبورگیت‌ها (جدول ۳) را می‌توان به دو الگوی محتمل و متفاوت زیر نسبت داد:

(۲) بر پایه یافته‌های شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2024) که نشان دادند

پلاژیوگرانیت‌های این افیولیت در دو محیط MOR به سن ژوراسیک و SSZ به سن کرتاسه پسین پدید آمده‌اند، هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب نیز که ماهیت پیش‌کمانی شبیه MOR نشان می‌دهند قدیمی‌تر هستند و در یک کافت میان اقیانوسی در ژوراسیک پدید آمده‌اند؛ اما زایش دیگر هارزبورگیت‌های مورد مقایسه که ماهیت پیش‌کمانی شبیه SSZ دارند در کرتاسه پسین در یک محیط فرورانش پیش‌کمانی در بالای تخته فرورونده نئوتتیس درون گوشته رخ داده است. البته با توجه به اینکه شیمی پیروکسن‌ها در همه هارزبورگیت‌های بررسی‌شده همانند هارزبورگیت‌های پهنه‌های فرورانش هستند و شواهد ذوب‌بخشی و ویژگی‌های شیمیایی پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهند (البته ویژگی‌های شیمیایی شاخص پهنه‌های فرورانشی در منطقه سپرآب از مناطق دیگر کمتر است)، این الگو چه‌بسا برای پیدایش این هارزبورگیت‌ها نمی‌تواند صحیح باشد و هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب احتمالاً در یک محیط کافت میان اقیانوسی قدیمی به سن ژوراسیک پدید نیامده‌اند.

با توجه به شباهت شیمیایی پیروکسن‌های جنوب سپرآب به محدوده همپوشانی ترکیبی MOR و SSZ در مقایسه با دیگر مناطق جهان (شکل‌های ۷ و ۸) و نیز

مقایسه آنها با هارزبورگیت‌های افیولیت‌های فرافروانش کمربند تاریخه ترکیه (شکل‌های ۹ و ۱۰)، بالابودن برخی فاکتورهای شیمیایی (مقدار Cr# و Mg#؛ شکل‌های ۷ و ۸) نشان‌دهنده مناطق مرتبط با فرورانش و تأثیر فرایند ذوب‌بخشی در پیدایش همه این سنگ‌هاست. اما از آنجایی که در مقایسه، میزان Al_2O_3 و تا اندازه‌ای TiO_2 و Na_2O در ترکیب پیروکسن‌های سپرآب بیشتر اما مقدار Cr# و Mg# در آنها کمتر است می‌توان پیدایش هارزبورگیت‌های گوشته‌ای پیش‌کمانی منطقه سپرآب با شباهت بیشتر به ترکیب هارزبورگیت‌های MOR در یک محیط کافت میان اقیانوسی در مرحله آغازین فرایند «آغاز فرورانش»^{۱۴} و در یک محیط پیش‌کمانی در بالای محل آغاز فرورانش تخته اقیانوسی فرورونده نئوتتیس قدیمی درون گوشته سست‌کره‌ای که در آن هنگام (کرتاسه پسین)، گوته گوشته‌ای چندان تحت تأثیر سیالات رهاشده از این تخته اقیانوسی و در نتیجه ذوب‌بخشی شدیدی نبوده است و از این‌رو، مذاب‌های خروجی از کافت میان اقیانوسی منطقه پیش‌کمانی اولیه^{۱۵} ماهیتی شبیه MOR نشان می‌دهد (MOR-like FAB) و میزان Na_2O و Cr#، TiO_2 مذاب کمتر بوده است (شکل‌های ۷ و ۸). همچنین، با توجه به فوگاسیته اکسیژن کمتر و دماهای بیشتر به‌دست‌آمده بر پایه شیمی پیروکسن‌ها، ذوب آنها در دمای بیشتری روی داده است که نشان می‌دهد گوشته چندان تحت تأثیر سیالات رهاشده از تخته فرورونده نبوده است. اما هارزبورگیت‌های دره‌ده و بخش جنوب افیولیت‌نابین با اندکی تاخیر هنگامی پدید آمده‌اند که از زمان فرورانش تخته فرورونده نئوتتیس قدیمی درون گوشته سست‌کره‌ای زمان بیشتری گذشته بوده است و از این رو گوته گوشته‌ای بیشتر تحت تأثیر سیالات رهاشده از این تخته اقیانوسی بوده است و از این رو با افزایش فاکتورهای شیمیایی پهنه‌های فرورانش در مذاب‌های خروجی از این کافت میان اقیانوسی جوان، هارزبورگیت‌های این مناطق پیش‌کمانی، میزان Na_2O و Cr#، TiO_2

¹⁴ subduction initiation

¹⁵ initial forearc basin

میزان پیشروی آن به درون گوشته است.

برداشت

هارزبورگیت‌ها یکی از واحدهای سنگی پریدوتیتی در مجموعه افیولیتی نایین در شمال شهر نایین (پهنه ایران مرکزی) هستند که در بخش‌های مختلف این افیولیت رخنمون دارد.

ترکیب کانی‌شناسی هارزبورگیت‌های جنوب روستای سپرآب در شمال‌باختری این افیولیت شامل الیون، اورتوپروکسن، و کمتر از ۵ درصد حجمی کلینوپروکسن و اسپینل است. مقایسه ترکیب شیمیایی عنصرهای اصلی این پروکسن‌ها با پروکسن‌های درون هارزبورگیت‌های بخش خاوری (دره‌ده) و جنوبی (سوچه) نشان می‌دهد پروکسن‌ها در هارزبورگیت‌های سپرآب (مانند: میزان $Cr\# < 0.3$ و $Na_2O < 0.1$ درصدوزنی) در شرایط دمایی بالاتر (۱۴۵۶ و ۱۴۸۷ درجه سانتیگراد) و فوگاسیتته اکسیژن کمتر (Al^{VI}/Al^{IV} بیشتر) و در پی ذوب‌بخشی کمتر گوته گوشته‌ای پدید آمده‌اند و از این رو، پیدایش آنها را می‌توان به یک پهنه پیش‌کمانی اولیه با شباهت بیشتر به کافت میان‌اقیانوسی (MOR-like FAB) نسبت داد؛ اما هارزبورگیت‌های سوچه و دره‌ده در مراحل پیشرفته‌تر فرورانش و بلوغ محیط پیش‌کمانی با شباهت بیشتر به پهنه‌های فرورانش (SSZ-like FAB) پدید آمده‌اند که شرایط دمایی ذوب‌بخشی کمتر گوته گوشته‌ای کمتر و فوگاسیتته اکسیژن بیشتر بوده است.

پس می‌توان گفت ترکیب شیمیایی این پروکسن‌ها به خوبی ناهمگنی‌های ترکیبی گوشته‌ای در زیر پوسته اقیانوسی پیش‌کمانی در طول زمان و با پیشرفت فرایند فرورانش تخته فرورونده را نشان می‌دهد.

سپاس‌گزاری

از دانشگاه تربیت مدرس برای پشتیبانی از انجام این پژوهش، از دانشگاه کاناواوا (پروفسور موریشیتا) و دکتر قدرت ترابی برای همکاری در تهیه داده‌های

بیشتر (شکل‌های ۹ و ۱۰)، فوگاسیتته اکسیژن بیشتر، دمای ذوب کمتر و شدت ذوب‌بخشی بیشتری ($Cr\#$ بیشتر) نشان می‌دهند که گویای بلوغ بیشتر پهنه پیش‌کمانی^{۱۶} و شباهت آن به پهنه SSZ است (-SSZ like FAB). با توجه به دماهای کمتر به دست آمده بر پایه شیمی پیروکسن‌ها، ذوب آنها در دمای کمتری روی داده است که نشان می‌دهد گوشته تحت تأثیر سیالات رهاشده از تخته فرورونده بوده و دمای ذوب آن کاهش یافته است. در این فرضیه اگرچه پیدایش همه هارزبورگیت‌های بررسی شده را می‌توان به کرتاسه پسین نسبت داد، اما با توجه به تأثیر کمتر تخته فرورونده، ذوب‌بخشی کمتر و دمای ذوب/تبلور بیشتر پیروکسن‌ها و ویژگی‌های شیمیایی نمونه‌های جنوب سپرآب، گمان می‌رود هارزبورگیت‌های سپرآب در مرحله آغازین فرایند «آغاز فرورانش» تخته فرورونده پدید آمده‌اند و سن آنها از دیگر هارزبورگیت‌ها (با تأثیر بیشتر تخته فرورونده و ذوب‌بخشی بیشتر) اندکی قدیمی‌تر باشد. بر پایه این فرضیه ناهمگنی شرایط ذوب‌بخشی گوشته زیر پهنه پیش‌کمانی در این منطقه را به میزان تکامل این پهنه و پیشروی تخته فرورونده دانست.

اگرچه آزمون درستی هر یک از این ادعاها به انجام سن‌سنجی دقیق روی این واحدهای سنگی نیاز دارد، اما همان‌گونه که در نمودار شکل‌های ۵ تا ۱۰ به خوبی دیده می‌شود، شباهت بسیار روشن و آشکار پیروکسن‌های درون هارزبورگیت‌های جنوب سپرآب به هارزبورگیت‌های SSZ بر پیدایش آنها در کرتاسه پسین و در یک کافت میان‌اقیانوسی جوان در پهنه پیش‌کمانی تاکید دارد؛ اما پیروکسن‌های درون دیگر هارزبورگیت‌ها به خوبی در گستره ترکیبی پیروکسن‌های درون یک محیط فرورانش (در کرتاسه پسین) جای گرفته‌اند. این ویژگی که گویای ناهمگنی گوشته زیر پوسته اقیانوسی پهنه پیش‌کمانی در پی شرایط متغییر زمین‌ساختی از زمان آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی قدیمی نئوتتیس درون گوشته و مرتبط با

¹⁶ mature forearc basin

ریزکاوالکترونی و نیز از داوران گرامی مجله برای پیشنهادهای سازنده سپاس‌گزاری می‌شود.

References

- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., and Morozov, L. (1984) Geology of the Khur area (Central Iran). 131p. V/O“Technoexport, Report TE/no. 20, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Aldanmaz, E. (2012) Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR – SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism. 76, 59–76. <https://doi.org/10.1002/gj.1336>
- Andal, E.S., Arai, S., and Yumul Jr, G.P. (2005) Complete mantle section of a slow-spreading ridge-derived ophiolite: An example from the Isabela ophiolite in the Philippines. *Island Arc*, 14(3), 272–294. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00471.x>
- Balázs, A., Faccenna, C., Gerya, T., Ueda, K., and Funiciello, F. (2022) The Dynamics of Forearc–Back-Arc Basin Subsidence: Numerical models and observations from Mediterranean Subduction Zones. *Tectonics*, 41, 2021TC007078, <https://doi.org/10.1029/2021TC007078>
- Bebout, G.E. (2013) Metasomatism in Subduction Zones of Subducted Oceanic Slabs, Mantle Wedges, and the Slab-Mantle Interface, in *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Lecture Notes in Earth System Sciences: Springer, Berlin, Heidelberg*, https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_9
- Bjerg, E.A., Ntaflos, T., Thöni, M., Aliani, P., and Labudia, C.H. (2009) Heterogeneous lithospheric mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaníyeu garnet- and spinel-peridotites. *Journal of Petrology*, 50(7), 1267–1298. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp021>
- Choi, S., Mukasa, S., and Shervais, J. (2008) Initiation of Franciscan subduction along a large-offset fracture zone: Evidence from mantle peridotites, Stonyford. *California Geology*, 36(8), 595–598.
- Dalvand, S. (2017) Geochemistry of Gabbroic and Peridotitic Rocks in the Nain Ophiolite: Based on Olivine, Pyroxene, and Spinel Chemistry. M.Sc. Thesis, University of Damghan, Damghan, Iran.
- Dick, H.B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 71–105. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06>
- Edwards, J.S., Falloon, J.T., Malpas, J., and Pedersen, B.R. (1996) A review of the petrology of harzburgites at Hess Deep and Garrett Deep: implications for mantle processes beneath segments of the East Pacific Rise. *Geological Society, London, Special Publications*, 118(1), 143–156. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.118.01.08>
- Falahaty, S., Saidi, M., Noghreyan, M., Khalili, M., Torabi, G., and Machizadeh, M.A. (2009) Study of the effect of the nature of the rodingite forming fluids in the minerals of the rodingite of Nain ophiolite. *The Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 17(1), 17-28.
- Ghorbani, G., Moghadam, H.S., Dilek, Y., Arai, S., and Khedr, M.Z. (2024) Mineral chemistry and melt evolution of the mantle wedge peridotites in the Late Cretaceous Zagros Belt ophiolites (Iran): clues for the subduction initiation-induced forearc magmatism. *Journal of the Geological Society*, 181(4), jgs2023-209. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-209>
- Glennie, K. (1992) Plate Tectonics and the Oman Mountains. *Tribulus*, 2(2), 11–21.
- Guo, G., Yang, J., Liu, X., Xu, X., Liu, Z., and Ba, D. (2015) Mid-ocean ridge (MOR) and suprasubduction zone (SSZ) geological events in the Yarlung Zangbo suture zone: Evidence from the mineral record of mantle peridotites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 110, 33–54.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.02.012>

- Hamlyn, P.R., and Bonatti, E. (1980) Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian Ocean: Implications for the nature of the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 65–79. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90171-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90171-5)
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Hoppe, P., and Hofmann, A.W. (2002) Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in ‘Residual’ Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge. 43(12), 2305–2338.
- Ishii, T., Kojitani, H., and Akaogi, M. (2019) Phase Relations of Harzburgite and MORB up to the Uppermost Lower Mantle Conditions: Precise comparison with pyrolite by multisample cell high-pressure experiments with implication to dynamics of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(4), 3491–3507. <https://doi.org/10.1029/2018JB016749>
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., and Fiske, R. (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 445–485.
- Jabbari, A. (1997) *Geology and Petrology of Nain Ophiolite*. 163 p. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., and Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3), 2661–2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>
- Kapsiotis, A.N. (2016) Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of harzburgites from the southern Dramala upper mantle suite, Pindos ophiolite complex, NW Greece. *Geological Journal*, 51(2), 236–262. <https://doi.org/10.1002/gj.2626>
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., Hole, W., Earth, D., and Columbi, O. (1992) Formation of harzburgite by pervasive melt / rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635–641. <https://doi.org/10.1038/358635a0>
- Khanabadi, M. (2013) *Mineralogy and geochemistry of rodingites from the southern part of the Kuh-Zard, Nain ophiolite*. University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., and Ohnenstetter, M. (1981) Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: A possible discriminant between “sub-continental” and “sub-oceanic” mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 241–254. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90157-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90157-6)
- LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B. (2002) *A classification and glossary of terms*. International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 193 pp.
- Lensch, G., and Davoudzadeh, M. (1982) Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 5, 306–320.
- Maaløe, S. (2004) The solidus of harzburgite to 3 GPa pressure: the compositions of primary abyssal tholeiite. *Mineralogy and Petrology*, 81(1), 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00710-004-0028-6>
- Manouchehri, S. (1997) *Study of petrography and petrology of ophiolites in the north of Nain*. University of Shahid Beheshti.
- Mehdipour, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M., and Shafaii, H. (2010) Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, central Iran. *Journal of*

- Geodynamics, 49(5), 261–270. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.004>
- Milsom, J. (2003) Forearc ophiolites: A view from the western Pacific. Geological Society of London, 218, 507-515, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.26>
- Mohamed, Z.K., Shoji, A., and Marie, P. (2013) Petrology and chemistry of basal lherzolites above the metamorphic sole from Wadi Sarami central Oman ophiolite. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 108(2003), 13–24. <https://doi.org/10.2465/jmps.121026>
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology, 39(1), 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Nishio, I., Itano, K., Waterton, P., Tamura, A., Szilas, K., and Morishita, T. (2022) Compositional Data Analysis (CoDA) of Clinopyroxene from Abyssal Peridotites. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 23(8), e2022GC010472. <https://doi.org/10.1029/2022GC010472>
- Parkinson, I.J., and Pearce, J.A. (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. Journal of Petrology, 39(9), 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.9.1577>
- 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. Proceeding of Scientific Results, ODP, Leg 125, Bonin/Mariana Region, 125, 487–506. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.183.1992>
- Pearce, A., Lippard, L., and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites: Geological Society, London, Special Publications, 16(1), 77–94, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., and Leat, P.T. (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139(1), 36–53. <https://doi.org/10.1007/s004100050572>
- Piccardo, G.B., Padovano, M., and Guarnieri, L. (2014) The Ligurian Tethys: Mantle processes and geodynamics. Earth Science Reviews, 138, 409–434, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.07.002>
- Pirnia, T. (2007) Petrology of Nain ophiolite mantle peridotites (Isfahan province). 193 p. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Pirnia, T., Arai, S., and Torabi, G. (2010) Post-deformational impregnation of depleted MORB in Nain lherzolite (Central Iran). Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 105(2), 74–79. <https://doi.org/10.2465/jmps.091014>
- Pirnia, T., Arai, S., and Torabi, G. (2013) Better picture of the mantle section of the Nain ophiolite inferred from detrital chromian spinels. Journal of Geology, 121(6), 645–661. <https://doi.org/10.1086/673175>
- Pirnia, T., Saccani, E., and Arai, S. (2018) Spinel and plagioclase peridotites of the Nain ophiolite (Central Iran): Evidence for the incipient stage of oceanic basin formation. Lithos, 310-311, 1-19. <https://doi.org/10.1086/673175>
- Rahgoshay, M., Mahdipour Ghazi, J., and Shafaii Moghadam, H. (2009) Geochemistry and petrology of the mantle sequence in the Nain Ophiolite. Scientific Quarterly Journal of Earth Sciences, 18, 31–44.
- Rahmani, F., Noghreyan, M., and Khalili, M. (2007) Geochemistry of sheeted dikes in the Nain

- Ophiolite (Central Iran). *Ofioliti*, 32(2), 119–129.
- Rajabi, S., and Torabi, G. (2013) Study of mantle peridotites of Surk ophiolitic melange (Yazd province, Iran). *Petrological Journal*, 3(12), 51–68. https://ijp.ui.ac.ir/article_16119.html
- Rampone, E., Borghini, G., and Basch, V. (2020) Geoscience Frontiers Melt migration and melt-rock reaction in the Alpine-Apennine peridotites: Insights on mantle dynamics in extending lithosphere. *Geoscience Frontiers*, 11(1), 151–166. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.001>
- Rampone, E., Piccardo, G.B., and Hofmann, A.W. (2008) Multi-stage melt – rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 453–475. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0296-y>
- Rashidi, A. (2017) Mineral Chemistry and Petrogenesis of Mantle Peridotites in the Nain Ophiolite. University of Damghan.
- Reichert, J. (2007) A metallogenetic model for carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits based on observations of Mehdi Abad and Irankuh, Central and Southwestern Iran. 152 p. Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät Martin-Luther-Universität Halle-Wit.
- Rezaei, Z., Noghreyan, M., and Khalili, M. (2012) Petrological study of plagiogranites in the Nain ophiolite (Central Iran). *Ofioliti*, 37(2), 93–99. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i2.409>
- Ringwood, A.E. (1966) The Chemical Composition and Origin of the Earth. *Advances in Earth Science*, 65–25438, 287. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1966aes.conf.287R>
- Ringwood, A.E., and Irifune, T. (1988) Nature of the 650–km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation. *Nature*, 331(6152), 131–136. <https://doi.org/10.1038/331131a0>
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. 397 p. Longman Scientific and Technical, London. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Romanko, E., Kokorin, Y., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, I., and Sharkovski, M. (1984) Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran). 136 p. Geological Survey of Iran, Technoexport Report 19.
- Safdari, E., and Shirdashtzadeh, N. (2024) Difference of olivine chemistry in harzburgites of the north, east and south of Nain Ophiolite. The 42nd National Geosciences Congress, Tehran, Iran.
- Sahamieh, R.Z. (2018) Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of Farmahin volcanic rocks (North of Arak). *Journal of Economic Geology*, 10(1), 25–45. <https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.61242>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5–6), 501–513.
- Secchiari, A., Godard, M., and Montanini, A. (2023) Mantle Heterogeneity Generated by Melt-Rock Reaction: New Insights from the West Iberian Margin Peridotites (ODP Legs 149 and 173). AGU Fall Meeting Abstracts, 2023, T21C-07.
- Secchiari, A., Godard, M., and Montanini, A. (2025) Mantle Heterogeneity Generated by Melt Depletion and Melt–Rock Interaction: The West Iberian Margin Peridotites (ODP Leg 149 and 173). *Journal of Petrology*, 66(2), egaf005. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaf005>
- Seyler, M., and Bonatti, E. (1994) Na, Al^{IV} and Al^{VI} in clinopyroxenes of subcontinental and suboceanic

- ridge peridotites: A clue to different melting processes in the mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3–4), 281–289. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90002-7)
- Shibata, T., Thompson, G., and Frey, F.A. (1979) Tholeiitic and alkali basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(2), 127–141. <https://doi.org/10.1007/BF00374441>
- Shirdashtzadeh, N. (2014) Petrology of pillow lavas and amphibolites and metamorphism in mantle peridotites of Nain and Ashin ophiolites. 345 p. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Shirdashtzadeh, N., and Torabi, G. (2020) Serpentinization and chloritization of metamorphosed lherzolites in Darreh-Deh (east of Nain Ophiolite, Central Iran): Calcium source for rodingitization and tremolitization. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie - Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 196(3), 179–191. <https://doi.org/10.1127/njma/2019/0163>
- Shirdashtzadeh, N., Dilek, Y., Furnes, H., and Elton, L.D. (2024) Early Jurassic and Late Cretaceous plagiogranites in Nain-Baft ophiolitic mélange zone in Iran: remnants of rift–drift and SSZ evolution of a Neotethyan seaway. *Journal of the Geological Society*, 181(ja), jgs2023-181. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-181>
- Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N.R., Dantas, E.L., Torabi, G., and Meisel, T.C. (2022) Subduction initiation of the Neo-Tethys Ocean in Central Iran based on U-Pb geochronology, geochemical and Nd isotope data of the Ashin ophiolite. *Ophioliti*, 47(2). <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v47i2.557>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., and Morishita, T. (2020) Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain-Baft oceanic crust (Neo-Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). *Island Arc*, 29, 1–12. <https://doi.org/10.1111/iar.12342>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S., Samadi, R., and Gazel, E. (2014) Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-bhandlungen*, 273(1), 89–120. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0418>
- Stern, R.J., and Bloomer, S.H. (1992) Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *GSA Bulletin*, 104(12), 1621–1636. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2)
- Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y., and Whattam, S. (2012) To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4(6), 469–483. <https://doi.org/10.1130/L183.1>
- Straub, S.M., Batanova, V., Sobolev, A., Gómez-Tuena, A., Espinasa-Perena, R., Fleming, W.L., Bindeman, I.N., Stuart, F.M., Widom, E., and Iizuka, Y. (2023) The Systematics of Olivine CaO + Cr-Spinel in High-Mg# Arc Volcanic Rocks: Evidence for in-Situ Mantle Wedge Depletion at the Arc Volcanic Front. *Journal of Petrology*, 64, 1–19. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad085>
- Streckeisen, A. (1974) Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2), 773–786. <https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Tamura, A., and Arai, S. (2006) Harzburgite – dunite – orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. 90, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>

- Torabi, G. (2004) Petrology of Anarak area ophiolites (NE of Isfahan Province, Iran). 240 p. Tarbiat Ph.D. Thesis, Modares University, Tehran, Iran,
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wells, P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 129–139. <https://doi.org/10.1007/BF00372872>
- Wood, B.J., and Banno, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2), 109–124). <https://doi.org/10.1007/BF00371501>
- Zheng, Y. (2019) Subduction zone geochemistry: *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1223–1254, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>