

The study of mineral chemistry of the harzburgite in the Noorabad-Harsin ophiolite complex: An evidence from the evolution of partial melting of mantle peridotite from the deep ocean to the subduction zone

**Samaneh Falah¹, Ahmad Ahamadi Khalaji^{1*}, Ayoub Veisia²
Zahra Tahmasbi¹ and Bahman Rahimzadeh²**

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Lorestan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

The Noorabad-Harsin ophiolite complex as a part of the Kermanshah ophiolite is located in high Zagros zone. The ophiolitic complex from the lower to the upper part is composed of serpentinized peridotites, layered gabbro, isotropic gabbro, plagiogranite, sheeted dike complex, basaltic lava, andesite and sedimentary rocks. The structure such as orientation and elongation of crystals in these rocks show that the Noorabad-Harsin peridotites prior to its emplacement in the crust have been formed in the upper mantle. The electron microprobe analyses of olivines and pyroxenes point to forsterite (Fo₉₁₋₉₃) and diopside and enstatite with low TiO₂ and Al₂O₃ contents. The chrome spinels have high Cr# (57-80), Mg # (61-89) and very low TiO₂ amount, which is similar to the values in spinel ophiolites. The nature of the studied serpentines with 0.01 to 10.42 wt.% Al₂O₃ content and 36.75 to 41.08 wt. % SiO₂ is chrysotile and lizardite. Low modal of the clinopyroxene as well as Mg rich olivines, high Cr# contents and Cr/Al ratio of chromian spinels from the ultramafic cumulates indicate that the dunites and the harzburgitic rocks have been generated by high degrees of partial melting. The chemical compositions of different minerals show different petrogenesis for the ultramafic rocks of the Noorabad- Harsin ophiolite complex and display characteristics of the abyssal environment to supra-subduction zone. It seems these peridotites have derived by high degree partial melting (over 25%) of the depleted and sub-oceanic mantle in a supra-subduction zone-Fore arc and share many properties with those of residual mantle peridotites. An equilibrium temperature of 900-1100°C was obtained on the base of olivine-spinel and orthopyroxene-clinopyroxene thermometry suggesting the harzburgites under study have been equilibrated in spinel peridotite field.

Key words: mineral chemistry, partial melting, residual mantle, supra-subduction zone (SSZ), ophiolite, Noorabad-Harsin

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

بررسی شیمی کانی هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد- هرسین: شواهدی بر تحول ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی از منطقه ژرف اقیانوسی به سوی پهنه فرورانش

سمانه فلاح^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، ایوب ویسی نیا^۲، زهرا طهماسبی^۱ و بهمن رحیم‌زاده^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی نورآباد- هرسین به‌عنوان بخش جنوبی افیولیت کرمانشاه در پهنه زاگرس مرتفع جای دارد. این مجموعه افیولیتی از بالا به پایین دربردارنده پریدوتیت‌های سرپانتینی، گابروهای ایزوتروپ، گابروهای لایه‌ای، پلاژیوگرانیت، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی، آندزیت و سنگ‌های رسوبی است. ساختارهایی مانند جهت‌یافتگی، کشیدگی و خمیدگی در بلورها نشان می‌دهند پریدوتیت‌های نورآباد- هرسین در شرایط گوشته بالایی پدید آمده‌اند و سپس در محیط پوسته‌ای جای گرفته‌اند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای نشان‌دهنده ترکیب فورستریتی الیوین‌ها و میزان $Fe_{0.93}$ آنها هستند. پیروکسن‌ها از نوع انستاتیت و دیوپسید هستند و مقدار ناچیزی TiO_2 و Al_2O_3 دارند. اسپینل‌ها نیز $Mg\#(۶۱-۸۹)$ و $Cr\#(۵۷-۸۰)$ بالا و TiO_2 کمی دارند و این نشان‌دهنده سرشت افیولیتی و تهی‌شده آنهاست. در سرپانتین‌ها، مقدار Al_2O_3 برابر با $۰/۰۱$ تا $۱۰/۴۲$ درصدوزنی و مقدار SiO_2 برابر با $۳۶/۷۵$ تا $۴۱/۰۸$ درصدوزنی است و از نوع کریزوتیل و لیزاردیت به‌شمار می‌روند. مودال کم کلینوپیروکسن، الیوین سرشار از منیزیم و مقدار بالای $Cr\#$ و $Cr/Al(۱/۲۸-۳/۹۴)$ در اسپینل‌های این منطقه نشان‌دهنده نرخ ذوب‌بخشی بالای هارزبورژیت‌ها و دونیت‌هاست. ترکیب شیمی کانی‌های گوناگون نشان از پیدایش متفاوت سنگ‌های الترامافیک کمپلکس نورآباد- هرسین دارد و ویژگی‌هایی از محیط آبسال تا پهنه فرافورانش را نشان می‌دهد. گمان می‌رود این پریدوتیت‌ها از ذوب‌بخشی درجه بالای (بیشتر از ۲۵ درصد) گوشته تهی‌شده زیر اقیانوسی در یک پهنه فرافورانش - پیش‌کمانی پدید آمده‌اند و ویژگی‌هایی همانند پریدوتیت‌های پدیدآمده از تفاله گوشته‌ای نشان می‌دهند. دماسنجی کانی‌های ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن و الیوین- اسپینل در هارزبورژیت‌ها، دمای تعادل ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد و نشان‌دهنده حضور این سنگ‌ها در محدوده پایداری اسپینل- پریدوتیت است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، ذوب‌بخشی، تفاله گوشته‌ای، فرافورانش، افیولیت، نورآباد- هرسین

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

مقدمه

افیولیت‌ها پاره‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی و نشانه بسته شدن اقیانوس‌ها به شمار می‌روند که در پی رویدادهای زمین‌ساختی روی سطح زمین رانده شده‌اند. مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگونی (مانند: پشت‌های میان‌اقیانوسی، مراکز گسترش پشت‌کمان و پهنه‌های گسترش و کششی بالای پهنه فرورانش) پدید می‌آیند (Dare et al., 2009). بررسی داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی واحدهای گوناگون سنگی گوشته بالایی در مجموعه‌های افیولیتی، برای ارزیابی فرایندهای تأثیرگذار در پیدایش مجموعه افیولیتی، ارزیابی دما و فشار تعادلی و شناخت جایگاه زمین‌ساختی آنها اهمیت بسیاری دارد (Ahmed et al., 2005; Caran et al., 2010).

افیولیت‌های زاگرس بخشی از افیولیت‌های خاورمیانه هستند که از شمال‌باختری به افیولیت‌های مدیترانه خاوری و از جنوب‌خاوری به افیولیت‌های اسماعیل در عمان می‌پیوندند (Dilek and Furnes, 2009). افیولیت‌های زاگرس که در بخش‌هایی مانند کردستان (Rahimzadeh et al., 2013; Allahyari et al., 2014)، کرمانشاه (Saccani et al., 2013)، نیریز (Rajabzadeh et al., 2013)، بافت (Shafaii et al., 2013) و پنجوین-والاش در عراق (Aswad et al., 2011) دیده می‌شوند، تاریخی از همگرایی و زمین‌ساخت اقیانوس تتیس جنوبی میان سپر عربی (گندوانا) و پهنه قاره‌ای سنندج - سیرجان را در خود دارند (Agard et al., 2011). آغاز فرورانش پهنه‌های گوناگون نئوتتیس به زیر پهنه سنندج - سیرجان از تریاس تا کرتاسه روی داده است (Shahabpour, 2007) و پهنه

چین خورده - رانده زاگرس که مرز شمالی سپر عربی است، پس از بسته شدن نئوتتیس در ائوسن آغازین تا میانی (Ghasemi and Talbot, 2006)، میوسن میانی و یا پس از آن (Azizi et al., 2011) به صفحه ایران برخورد کرده است. گسل معکوس زاگرس با ریشه‌ای ژرف و پهنه افیولیتی کرمانشاه - نیریز مرز این دو منطقه به شمار می‌رود. کمپلکس افیولیتی کرمانشاه به صورت پهنه‌ای به درازای نزدیک به ۲۳۰ کیلومتر و پهنای ۶۰-۳۰ کیلومتر، در باختر ایران و در راندگی اصلی زاگرس رخنمون دارد و بخشی از پهنه افیولیتی بسیار گسیخته کرمانشاه - پنجوین شمرده می‌شود. به باور Shafaii Moghadam و Stern (۲۰۱۱)، این کمپلکس افیولیتی از افیولیت‌های پهنه بیرونی زاگرس است. تا کنون بیشتر بررسی‌های انجام‌شده روی افیولیت‌های کرمانشاه در بخش‌های میان هرسین و صحنه متمرکز بوده‌اند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، پشت‌های میان‌اقیانوسی - کمان اقیانوسی و جزیره‌های کمانی را پهنه پیدایش الترامافیک‌های تهی‌شده صحنه - هرسین دانسته‌اند (Allahyari et al., 2010; Whitechurch et al., 2013; Moradpour et al., 2017)، اما برخی پژوهشگران دیگر (Nouri et al., 2019; Saccani et al., 2013)، از یک پهنه اقیانوسی نابالغ در منطقه صحنه - هرسین نام برده‌اند که تحت تأثیر پلوم گوشته‌ای بوده است. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی دایک‌های دیابازی، Torkian و همکاران (۲۰۱۲) خاستگاه زمین‌ساختی افیولیت کرمانشاه را پهنه‌ای پشت کمانی (back-arc) یا فرافورانشی (SSZ) یا (suprasubduction zone) دانسته‌اند.

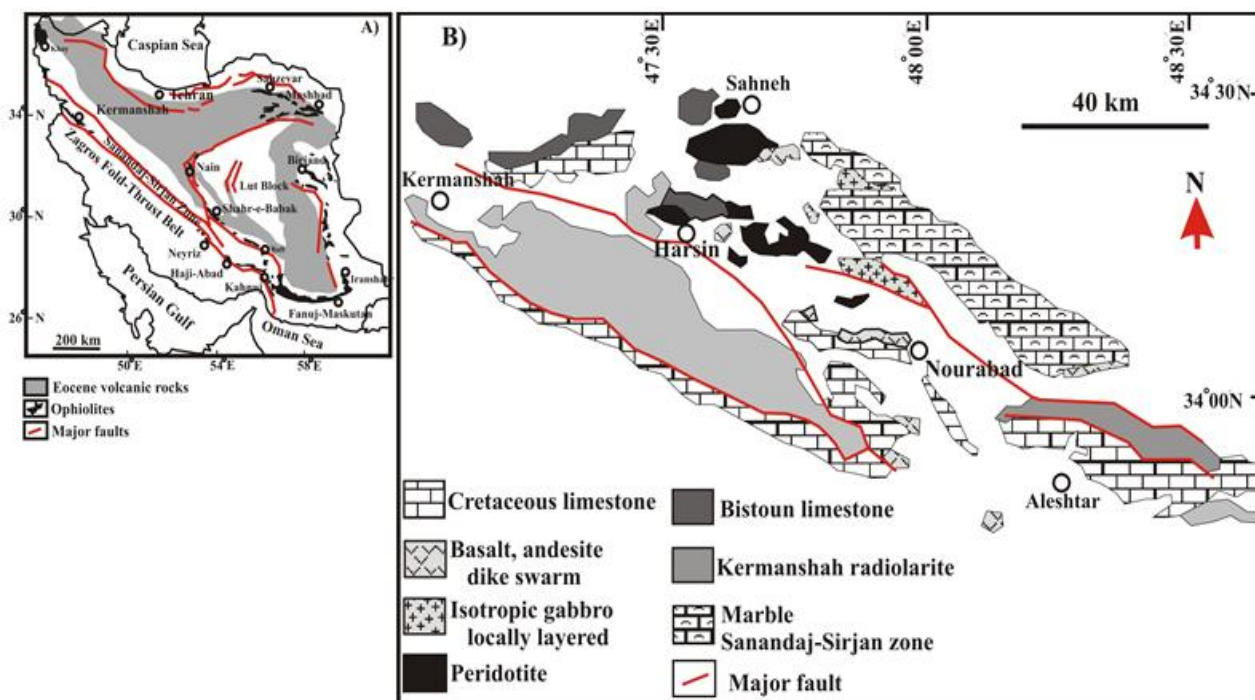
با بررسی پدیدتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌ها اطلاعات ارزشمندی درباره فرایندهای ذوب، پیدایش

می‌رود (شکل ۱- A). رادیولاریت‌های نامرتبط با افیولیت‌ها (Abdi *et al.*, 2014)، آهک بیستون-اورامان و مجموعه افیولیتی از گروه‌های سنگ‌های این پهنه هستند که همگی روی زاگرس چین‌خورده رانده شده‌اند (Agard *et al.*, 2005; Tahmasbi *et al.*, 2016). برپایه نقشه زمین‌شناسی این منطقه (شکل ۱- B)، توالی گوشته‌ای دربردارنده پریدوتیت‌های سرپانتینی و گابروهای پگماتیتی (که به صورت لنز درون پریدوتیت‌ها تزریق شده‌اند) (Allahyari *et al.*, 2010) و توالی پوسته‌ای دربردارنده گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی و سنگ‌های رسوبی (رادیولاریت، آهک‌های کرتاسه و آهک‌های پلاژیک میوسن و کنگلومرای بختیاری) هستند. دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت از پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده به‌شمار می‌روند.

گدازه و حرکت سیال در گوشه گوشته‌ای بخش‌های بالایی پهنه فرورانش به‌دست آورده می‌شود (Ulrich *et al.*, 2010; Xu *et al.*, 2012). هدف این مقاله، بررسی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های هارزبورژیت‌های مجموعه الترامافیک نورآباد-هرسین و سرانجام، شناخت خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی پیدایش آنهاست. از آنجایی که این سنگ‌ها، حجم اصلی مجموعه نورآباد-هرسین را ساخته‌اند، بررسی آنها می‌تواند به شناخت بهتر رویدادهای سنگ‌زایی گوشته بالایی در این بخش از ایران کمک کند.

جایگاه زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی منطقه

مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در شمال استان لرستان و بخشی از افیولیت کرمانشاه (با مختصات 34° تا $34^{\circ}30'$ عرض جغرافیایی شمالی و $47^{\circ}30'$ تا $48^{\circ}30'$ طول جغرافیایی خاوری) در پهنه زاگرس بلند به‌شمار



شکل ۱- A) نقشه واحدهای زمین‌ساختی و پراکندگی افیولیت‌های ایران (Stöcklin, 1968); B) نقشه زمین‌شناسی منطقه نورآباد-هرسین (Shahidi and Nazari, 1997)

است. فعالیت‌های زمین‌ساختی خردشدگی در این سنگ‌ها را به‌دنبال داشته و دور نمایی براق و درخنده به آنها داده است.

هارزبورژیت‌ها، فراوان‌ترین سنگ‌های مجموعه پریدوتیتی منطقه نورآباد-هرسین هستند که در پی‌جای‌گرفتن در مسیر اصلی گسل زاگرس بسیار خرد شده‌اند. این سنگ‌ها سازنده بیشتر بخش‌های مرتفع منطقه هستند (شکل ۲- B). همچنین، در نمونه دستی سختی کمابیش بالایی دارند و رنگ آنها سبز تیره است؛ لمس صابونی دارند و در پی دگرسانی، به‌طور بخشی به رنگ سیاه درآمده‌اند.

در بررسی‌های صحرایی، این سنگ‌ها با ریخت‌شناسی ملایم، تیره‌رنگ و به‌صورت توده‌های کوچک و بزرگ در منطقه پراکندگی دارند. بزرگ‌ترین حجم آنها در خاور بخش هفت‌چشمه (کیلومتر ۳۵ جاده نورآباد-هرسین) و در روستای دره‌کفتر رخمون دارد. این توده‌ها به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند و روی آنها سنگ‌های آهکی به سن میوسن جای گرفته‌اند (شکل ۲- A). سراسر مرز همبری پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده با دیگر سنگ‌های منطقه، گسله و زمین‌ساختی



شکل ۲- A) نمایی کلی از پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده و پوشیده‌شدن آنها با آهک میوسن در نزدیکی دره‌کفتر (دید رو به شمال‌خاوری)؛ B) دگرسانی سرپانتینی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌ها در هارزبورژیت‌های گردنه‌گشور؛ C) پیدایش رگچه‌هایی از آزیست درون هارزبورژیت‌ها؛ D) واحد لرزولیتی در شمال‌باختری روستای مله‌کبود

روش انجام پژوهش

پس از بازدید از منطقه، برای بررسی دقیق پریدوتیت‌های گوشته‌ای و رفتار زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، شمار ۳۰ نمونه برداشت شد. سپس، از آنها مقطع نازک میکروسکوپی ساخته شد. شمار ۱۰۰ نقطه از کانی‌های پیروکسن، اسپینل، الیوین و سرپانتین در چهار مقطع نازک صیقلی در مرکز تحقیقات و فرآوری معدنی ایران با به‌کارگیری دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی مدل Cameca SX-100 و با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ KV و شدت جریان ۲۰ nA تجزیه و بررسی شدند. گزیده‌ای از داده‌های به‌دست آمده در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده‌اند. پردازش و تفسیر داده‌ها نیز با نرم‌افزارهای Excel، Minpet و Grapher انجام شد.

سنگ‌نگاری

هارزبورژیت: از دیدگاه ترکیب کانیایی، این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های الیوین (۶۰-۷۰ درصد حجمی)، ارتوپروکسن (۱۰-۲۰ درصد حجمی) و کروم‌اسپینل (نزدیک به ۲-۵ درصد حجمی) هستند. بررسی مقطع‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد این سنگ‌ها بافت گرانولار (مشبک) و پورفیروکلاست دارند (شکل ۳- A).

بافت نخستین الیوین‌ها دانه‌ای و به شدت شکسته شده است و در امتداد این شکستگی‌ها سرپانتین پدید آمده است. بجامانده‌های الیوین به صورت کانی‌های کمابیش دانه‌ریز در هسته بافت غربالی دیده می‌شوند و گاه خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند.

کلینوپروکسن بی‌شکل است و بیشتر با

هارزبورژیت‌ها نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه دچار هوازدگی کمتری شده‌اند و درجه‌های گوناگونی از فرایند سرپانتینیتی شدن را نشان می‌دهند. همچنین، در برخی بخش‌ها (مانند: گردنه گشور) که بیشترین حجم هارزبورژیت‌ها دیده می‌شود، به دنبال دگرسانی سرپانتینیتی شدن، رگچه‌هایی از آزبست و رگه‌های ثانویه آهک در راستای شکستگی‌های تکتونیزه و درون آنها پدید آمده‌اند (شکل ۲- C). همچنین، هارزبورژیت‌ها دچار درجه‌های شدید دگرسانی شده و با لاتریت جایگزین شده‌اند. این لاتریت‌ها به صورت توده‌های کوچک و بزرگ روی پریدوتیت‌های منطقه دیده می‌شوند.

واحد لرزولیتی منطقه، در شمال روستای مله‌کبود و جنوب روستای سیرکانه دیده می‌شود. این گروه سنگی نیز همانند دیگر واحدها دستخوش فرایندهای زمین‌ساختی و دگرسانی شده و سرپانتینیتی شده است. لرزولیت‌ها به رنگ سبز-آبی هستند و در پی فرایندهای زمین‌ساختی آینه گسلی روی آنها پدید آمده است (شکل ۲- D).

همانند هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها نیز پراکندگی و گستردگی کمابیش بالایی دارند. این سنگ‌ها در سطح هوازده خود به رنگ سبز مایل به آبی و در سطح تازه‌تر به رنگ تیره هستند. در برخی بخش‌ها، دونیت‌ها به رنگ سیاه و قهوه‌ای دیده می‌شوند. این ویژگی پیامد آزادشدن آهن و پیدایش اکسیدهای آهن دانسته می‌شود. سختی دونیت‌ها در برابر هارزبورژیت‌ها کمتر است و در برابر آنها پایداری کمتری دارند؛ به گونه‌ای که در برخی بخش‌ها به صورت تپه‌های فرسایشی دیده می‌شوند.

ورقه‌ای از شکستگی‌های الیوین آغاز شده و سرانجام بافت شبکه‌ای را پدید آورده است. هنگامی که هیچ الیوینی در سنگ به‌جای نمانده باشد، کریزوتیل به‌صورت رشته‌های بسیار نازک در رگه‌ها آغاز به رشد می‌کند (Prichard, 1979). کریزوتیل از نوع سرپانتین‌های رشته‌ای است و در مقاطع به‌صورت الیاف متقاطع خاکستری رنگ دیده می‌شود و بافت مشبک را پدید می‌آورد (شکل ۳- D).

لرزلولیت: این سنگ‌ها از کانی‌های اصلی الیوین (۶۰-۷۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (۱۰-۳۰ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰ درصد حجمی) ساخته شده‌اند و کانی اسپینل (نزدیک به ۲ درصد حجمی) نیز کانی فرعی آنها به‌شمار می‌رود. سرپانتین (به‌صورت رگچه و گاهی تاج‌مانند)، ترمولیت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانوی هستند که در زمینه سنگ دیده می‌شوند. درجه سرپانتینیتی شدن این سنگ‌ها نزدیک به ۱۰ تا ۶۰ درصد است. در شماری از نمونه‌ها، بلورهای الیوین و پیروکسن خاموشی موحی نشان می‌دهند و در بلورهای ارتوپیروکسن کینک‌باند دیده می‌شود. در برخی مقطع‌ها، دانه‌های الیوین به‌صورت پورفیروکلاست‌های دگرریخت‌شده و یا به شکل میان‌بارهایی در بلورهای ارتوپیروکسن دیده می‌شوند (شکل ۳- E). این نکته چه‌بسا نشان‌دهنده پیشدستی تبلور الیوین‌ها نسبت به پیروکسن‌های میزبان آنها باشد. پدیده خلیج خوردگی که در پیرامون بلورهای پیروکسن دیده می‌شود، پیامد واکنش مذاب با بلورها رخ است که در پی آن، بخشی از بلور در ماگما هضم و به گفته دیگر، خورده می‌شود (Kelemen et al., 1992).

دونیت: این سنگ‌ها دربردارنده الیوین و یا سرپانتین با اندکی ارتوپیروکسن و مقدار پراکنده‌ای از کروم‌اسپینل و اکسید آهن (مگنتیت) هستند.

ترمولیت-اکتینولیت جایگزین شده است. بجامانده‌های این کانی بسیار کم و به‌صورت میان‌بلوری در میان کانی‌های الیوین و ارتوپیروکسن‌ها دیده می‌شوند.

ارتوپیروکسن‌ها مرزهای سینوسی دارند و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، خردشده و گاه دگرریخت دیده می‌شوند (شکل ۳- B). مرزهای نامنظم پیرامون پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن چه‌بسا پیامد واکنش این کانی با مذابی در گوشته بالایی و ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن است (Niu, 1997).

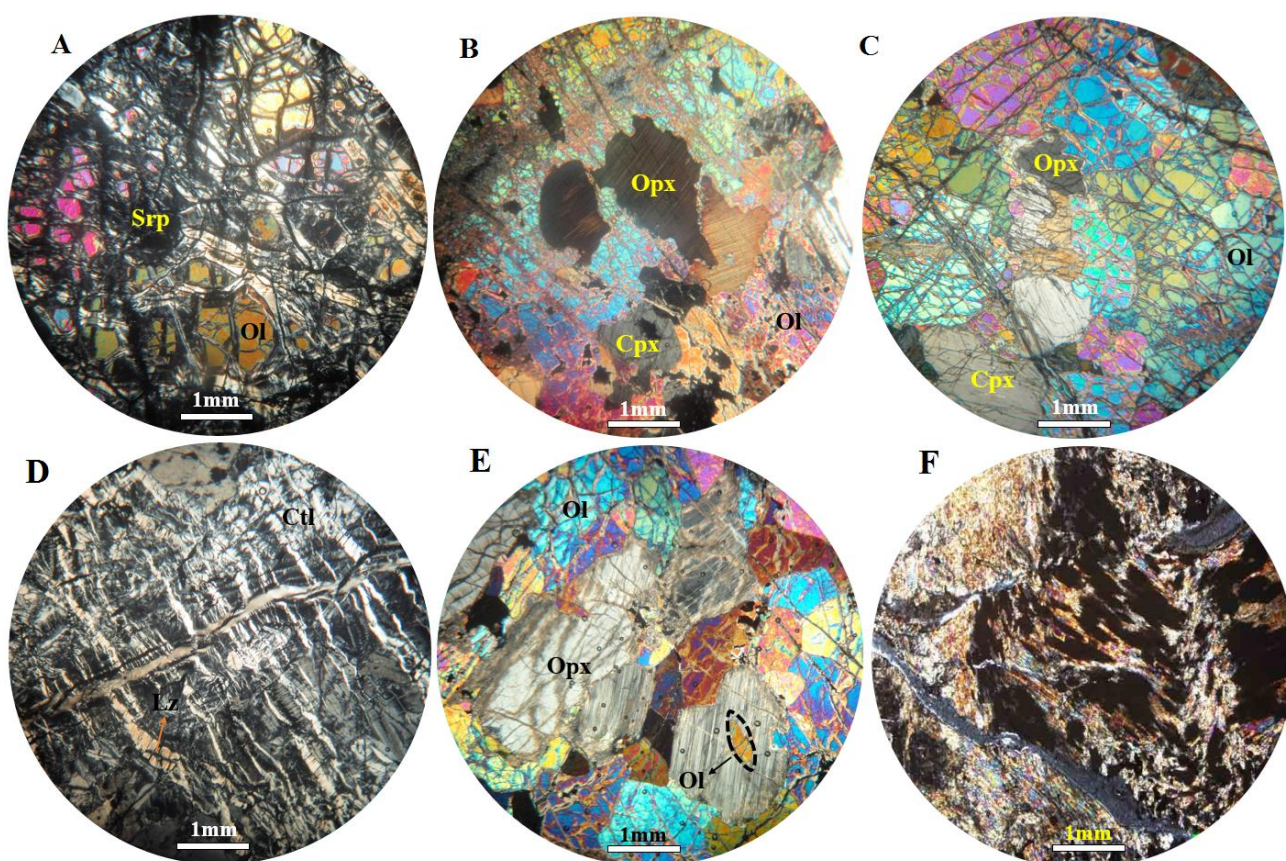
بیشتر اسپینل‌ها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و به رنگ سرخ تا قهوه‌ای دیده می‌شوند. همچنین، نشانه‌های مگنتیتی شدن در مرزهای آنها دیده می‌شوند. بیشتر اسپینل‌ها مرز دندان‌دار دارند که نشان می‌دهد بجامانده فرایند ذوب بخشی گوشته‌ای هستند.

حضور شکنج در الیوین (شکل ۳- C)، ارتوپیروکسن‌های دانه درشت و کلینوپیروکسن نشان‌دهنده دگرریختی پلاستیک گوشته‌ای در دمای بالا دانسته می‌شود (Juteau and Maury, 2009). این دگرریختی‌ها هنگامی رخ می‌دهند که دمای سنگ‌ها بسیار به دمای سولیدوس نزدیک است (Boudier and Nicolas, 1985).

در بیشتر بخش‌ها، در پی گسترش فرایند سرپانتینیتی شدن، کانی‌های نخستین سازنده هارزبورژیت‌ها (مگر اسپینل) به‌طور کامل با کانی‌های گروه سرپانتین جایگزین شده‌اند و سنگ سرپانتینیت پدید آورده‌اند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، کریزوتیل و لیزاردیت از کانی‌های سرپانتین در این نمونه‌ها هستند. لیزاردیت چندریخت کم‌دما و رایج‌ترین نوع سرپانتین است (Paladri and Reed, 2004). جایگزینی الیوین با لیزاردیت با ساختار

۳-F). در درجه پایین دگرگونی، لیزاردیت فراوان‌ترین‌کانی گروه سرپانتین است که جایگزین الیوین و سودومورف‌های پیروکسن می‌شود. با افزایش درجه دگرگونی، لیزاردیت نخست با لیزاردیت+ کریزوتیل و سپس با آنتی‌گوریت+ کریزوتیل و سرانجام با آنتی‌گوریت جایگزین می‌شود (Trommsdorff and Evans, 1980; Page, 1968). در برخی مقطع‌ها نیز کروم‌اسپینل‌ها با فراوانی بسیار کم و به صورت آمیبی‌شکل در کنار الیوین‌ها دیده می‌شوند.

دونیت‌ها دارای بافت مشبک هستند. بافت مشبک در نمونه‌های بررسی شده پیامد تجزیه و دگرسانی الیوین به سرپانتین است (Ghaseminejad and Torabi, 2014). بلورهای الیوین شکستگی و شکنج دارند و این ویژگی‌ها نشان‌دهنده دگرریختی دما و فشار بالا و وابستگی این سنگ‌ها به گوشته بالایی هستند. این سنگ‌ها با درجات متغیری سرپانتینیتی شده‌اند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، لیزاردیت و کریزوتیل فراوان‌ترین پلی‌مورف سرپانتین در این سنگ‌ها هستند (شکل



شکل ۳- A) بافت مشبک در هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده و بجامانده‌های الیوین در میان شبکه‌های سرپانتینی؛ B) کشیدگی بلور ارتوپیروکسن با نوارهای شکنجی، مرز سینوسی و خلیج خوردگی در هارزبورژیت؛ C) اثر نوار شکنجی و درازشدگی در بلورهای الیوین با بافت مشبک در هارزبورژیت‌ها؛ D) سرپانتینیتی شدن شدید در هارزبورژیت‌ها و رشد کانی‌های لیزاردیت در شکستگی‌های الیوین و رشد کریزوتیل به صورت رگه‌ای در زمینه سرپانتینی؛ E) بلورهای الیوین به صورت میانبار در بلور ارتوپیروکسن در لرزولیت؛ F) رشد رگه‌های آنتی‌گوریت در دونیت‌های سرپانتینیتی شده (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است. همه تصاویرها در نور XPL گرفته شده‌اند؛ اما تصویر D در نور PPL گرفته شده است)

شیمی کانی

از آنجایی که ترکیب شیمیایی کانی ها در شناخت سرشت و شرایط پیدایش پریدوتیت های گوشته ای کاربرد دارد (Zhou *et al.*, 1997)، برای شناخت ترکیب شیمیایی، سنگ زایی، خاستگاه ژئودینامیک و دما- و فشارسنجی تبلور تعادلی مجموعه های کانیایی الترامافیک این منطقه، از تجزیه شیمیایی کانی های الیوین، پیروکسن، اسپینل و سرپانتین بهره گرفته شد.

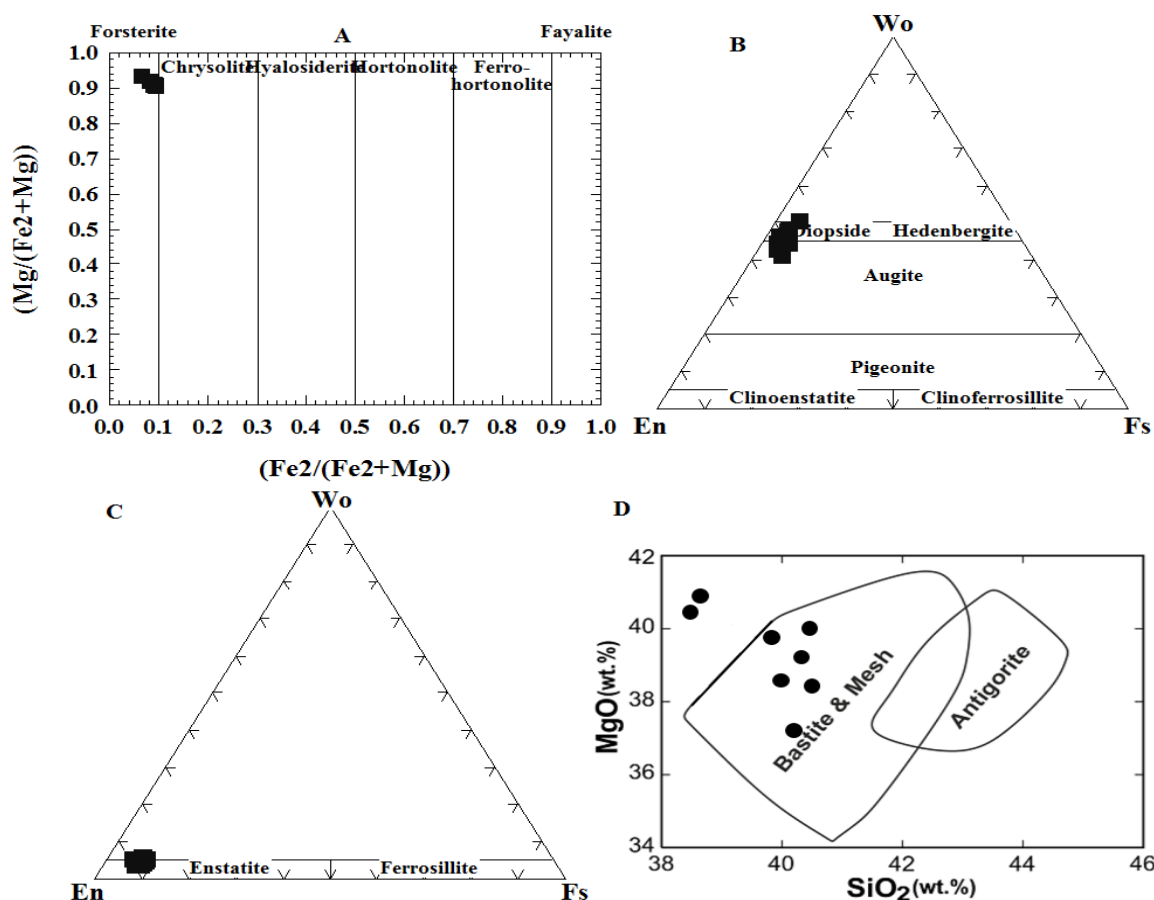
الیوین: الیوین از فراوان ترین کانی های پریدوتیت های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین به شمار می رود. ترکیب شیمیایی چند نمونه از الیوین های درون هارزبورژیت های این مجموعه پریدوتیتی در جدول ۱ آورده شده است. در نمودار رده بندی الیوین ها، نقاط تجزیه شده الیوین در گستره فورستریت جای می گیرند (شکل ۴- A).

ترکیب میانگین الیوین های این سنگ ها برابر با Fo_{90.4} است. میزان Fo نمونه های بررسی شده همانند همین مقدار در الیوین های پریدوتیت های وابسته به پهنه های فرافروانش (Fo ~ ۹۱/۰ - ۹۴/۰) است (Ishii *et al.*, 1992). همچنین، میانگین مقدار Fo در الیوین ها بازتابی از بارور بودن گوشته ای است که از آن متبلور شده اند و به شرایط ذوب بخشی آنها وابسته است (برای نمونه: فشار و درجه ذوب بخشی) (Uysal *et al.*, 2012). الیوین های بررسی شده از MgO سرشار هستند؛ به گونه ای که مقدار MgO برابر با ۵۰ تا ۵۱/۱۵ درصدوزنی به دست آمده است. بررسی داده ها نشان می دهد مقدار Fo و NiO الیوین ها در همه توالی گوشته ای کمابیش یکسان و همانند الیوین های پریدوتیت های پیش کمانی یا forearc (Ishii *et al.*, 1992) و پریدوتیت های آبیسال است.

جدول ۱- داده های به دست آمده از تجزیه نقطه ای کانی الیوین (بر پایه درصدوزنی) در هارزبورژیت های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین، به همراه فرمول ساختاری (بر پایه a.p.f.u) به دست آمده بر پایه ۳ کاتیون و ۴ آنیون

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41.06	40.53	40.39	40.62	41.32	40.63	40.50	40.52	40.70	40.88
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
FeO*	9.24	9.25	9.13	9.36	6.54	9.46	9.40	9.06	9.35	8.29
MnO	0.14	0.13	0.13	0.15	0.09	0.16	0.15	0.12	0.12	0.16
MgO	50.00	50.45	50.31	50.26	50.67	50.19	50.42	50.62	50.09	51.15
CaO	0.06	0.09	0.07	0.08	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04
Na ₂ O	0.04	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02
NiO	0.27	0.27	0.24	0.27	0.20	0.27	0.25	0.29	0.27	0.26
Total	100.85	100.8	100.33	100.8	99.14	100.81	100.79	100.64	100.63	100.82
Si	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.19	0.20	0.19	0.19	0.13	0.19	0.19	0.18	0.19	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.81	1.87	1.83	1.82	1.84	1.82	1.83	1.84	1.82	1.85
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	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
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.02	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.02	3.01	3.01
Mg#	91	91	91	91	93	90	91	91	91	92
Forsterite	90.41	90.45	90.56	90.31	93.11	90.24	90.36	90.74	90.39	91.47
Fayalite	9.37	9.32	9.22	9.43	6.74	9.54	9.45	9.11	9.46	8.32
Tephroite	0.14	0.13	0.13	0.15	0.09	0.16	0.15	0.12	0.12	0.16

Cr# = 100×Cr/(Cr+Al); Mg# = 100×Mg/(Mg+Fe²⁺)



شکل ۴- ترکیب کانی‌های سازنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در نمودارهای رده‌بندی کانی‌ها. (A) ترکیب الیون‌ها در نمودار Fe# برابر Mg# (Deer *et al.*, 1992)؛ (B) گستره ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988)؛ (C) جایگاه ارتوپیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988)؛ (D) ترکیب سرپانتین‌ها در نمودار درصدوزنی SiO₂ برابر MgO (Dungan, 1979)

چه‌سا به ترتیب پیامد:

۱- درجه بالای ذوب‌بخشی (Hartmann and Wedepohl, 1993):

۲- واکنش پریدوتیت‌ها با مذاب‌های دیرگدازی مانند بونینیت‌ها (Bodinier and Godard, 2003):

۳- تعادل ساب‌سولیدوس در دمای کم (Parkinson and Pearce, 1998) است.

همچنین، مقدار Mg# در کلینوپیروکسن‌ها به درجه ذوب‌بخشی و تهی‌شدگی گوشته بستگی دارد؛ به‌گونه‌ای که Mg# بالا از ویژگی کلینوپیروکسن‌های پریدوتیت‌های بسیار تهی‌شده است (Uysal *et al.*, 2012) و افزایش میزان Mg#

کلینوپیروکسن: ترکیب کلینوپیروکسن پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت نورآباد-هرسین در جدول ۲ آورده شده است. فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون برابر ۶ اتم اکسیژن به‌دست آمده است (جدول ۲). در نمودار Wo-En-Fs (شکل ۴- C)، کلینوپیروکسن‌های درون هارزبورژیت‌ها از نوع دیوپسید، با گرایش به اوزیت هستند (شکل ۴- B). دامنه ترکیبی آنها به‌ترتیب $Wo_{48.16-50.29}En_{47.65-44.40}Fs_{4.19-5.32}$ و $Wo_{41.19-47.66}En_{46.55-52.38}Fs_{2.90-5.98}$ است. مقدار Mg# کلینوپیروکسن‌ها برابر با ۹۰ تا ۹۵ درصد است. عدد منیزیم بالا در این کلینوپیروکسن‌ها

(۰/۰ - ۰/۰۶ درصدوزنی) و TiO_2 (۰/۰ درصدوزنی) کمی دارند که نشان دهنده خاستگاه تهی شده برای هارزبورژیت‌ها است (Najafzadeh and Ahmadipour, 2014). مقدار بسیار کم TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها چه‌بسا نشان دهنده رخداد بیش از یک بار ذوب‌بخشی اولیه باشد. به عبارت دیگر، ذوب‌بخشی دوباره در پریدوتیتی که پیشتر یک بار دچار تهی‌شدگی شده است، تهی‌شدگی شدید Ti در هارزبورژیت‌های سرشار از کلینوپیروکسن را به‌دنبال دارد (Pearce and Norry, 1979).

نشان‌دهنده تهی‌شدگی بیشتر سنگ است (Dick and Bullen, 1984). با توجه به ویژگی کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده و بررسی‌های بیشتر در ادامه نوشتار، گمان می‌رود درجه بالای ذوب‌بخشی و واکنش پریدوتیت‌های بررسی‌شده با مذاب‌های دیرگداز (مانند: بونینیت‌ها) چه‌بسا مهم‌ترین علت بالابودن عدد منیزیم در کلینوپیروکسن‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین است. همچنین، کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده مقدار Na_2O (۰/۰ - ۱/۲۵ درصدوزنی)، K_2O

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن (برپایه درصدوزنی) در هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین، به‌همراه فرمول ساختاری (برپایه a.p.f.u.) به‌دست‌آمده برپایه ۴ کاتیون و ۶ آنیون (Wo: ولاستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛

Aug: اوزیت؛ $(100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})) = Mg\#$)

Sample No.	1- 8	1- 19	1- 20	1- 21	1- 22	1- 26	1- 27	1- 28	1- 28- 1	1- 29	1- 31
SiO₂	53.50	53.31	53.68	54.18	54.16	55.05	52.84	52.93	51.38	51.57	53.08
TiO₂	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	2.65	3.66	3.28	2.97	3.27	1.50	3.40	3.58	5.47	6.09	6.09
Cr₂O₃	1.06	1.22	1.15	1.05	1.23	0.59	0.97	0.10	1.26	1.27	1.22
FeO_t	2.84	2.44	2.32	3.92	2.7	1.81	2.73	2.19	2.53	2.87	2.99
MnO	0.10	0.06	0.33	0.05	0.07	0.06	0.09	0.06	0.05	0.10	0.03
MgO	18.95	16.53	16.95	16.40	17.57	18.41	17.05	18.17	16.46	14.73	14.15
CaO	21.16	22.72	23.01	23.71	21.66	23.22	21.82	21.65	23.15	15.98	22.30
Na₂O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.14	0.03	0.47	0.34	1.25
K₂O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06
NiO	0.07	0.40	0.33	0.33	0.24	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
Total	100.35	100.402	100.85	100.84	100.94	100.73	99.13	99.71	100.85	100.56	99.86
Si	1.93	1.94	1.94	1.87	1.95	1.98	1.94	1.92	1.85	2.02	1.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02
Al^{IV}	0.07	0.06	0.06	0.12	0.05	0.02	0.06	0.08	0.15	0.00	0.10
Al^{VI}	0.04	0.10	0.08	0.00	0.09	0.04	0.08	0.08	0.08	0.28	0.16
Cr	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00	0.04	0.04	0.03
T Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.09	0.07	0.07	0.11	0.08	0.05	0.08	0.07	0.07	0.09	0.06
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.02	0.90	0.91	0.98	0.94	0.99	0.93	0.98	0.88	0.86	0.76
Ca	0.82	0.89	0.89	0.88	0.84	0.89	0.86	0.84	0.89	0.67	0.86
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.09
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	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	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	92	93	93	90	92	95	92	93	93	91	93
Wo	42.47	47.66	47.28	44.56	44.87	46.17	45.70	44.47	48.16	41.19	50.29
En	52.92	48.25	48.46	46.55	50.65	50.93	49.69	51.93	47.65	52.83	44.40
Fs	4.61	4.10	4.26	5.90	4.48	2.90	4.61	3.61	4.19	5.98	5.32
Cpx Name	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Di	Aug	Di

5.46 هستند (شکل ۴-C). دامنه ترکیبی اکسیدهای TiO_2 ، Cr_2O_3 و Al_2O_3 به ترتیب برابر با ۰/۰ - ۰/۰۱ و ۰/۶۱ - ۰/۸۹ و ۱/۵ - ۶/۰۹ درصدوزنی است. مقدار $Mg\#$ نیز برابر با ۹۱ تا ۹۲ درصد است و از این‌رو، از ارتوپیروکسن‌های با عدد منیزیم بالا به شمار می‌آیند.

ارتوپیروکسن: داده‌های تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری به دست آمده برای ارتوپیروکسن‌های پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین (جدول ۳) نشان می‌دهد همه این ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت با ترکیب $Wo_{3.43}-En_{86.4-89.54}-Fs_{5.72-8.81}$

جدول ۳- داده‌های به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی ارتوپیروکسن (بر پایه درصدوزنی) در هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین، به همراه فرمول ساختاری (بر پایه a.p.f.u) به دست آمده بر پایه ۴ کاتیون و ۶ آنیون (Wo: ولاستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ $Mg\# = (100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+}))$)

Sample No.	1- 6	1- 7	1- 15	1- 16	1- 20	1- 21	1- 23	1- 23- 1	1- 24	1- 24- 1	1- 25
SiO₂	55.69	56.01	54.64	54.65	54.35	56.49	56.01	55.49	57.02	54.89	54.81
TiO₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al₂O₃	2.10	2.33	2.78	2.62	2.22	2.19	2.02	2.69	2.02	3.19	2.76
Cr₂O₃	0.87	0.89	0.61	0.62	0.82	0.88	0.86	0.84	0.68	0.82	0.72
FeO_t	5.86	5.12	3.97	3.81	5.60	5.19	5.76	5.52	5.50	5.61	5.67
MnO	0.13	0.13	0.09	0.08	0.10	0.13	0.14	0.13	0.13	0.10	0.15
MgO	32.95	33.23	35.02	34.06	32.59	33.76	33.29	33.23	33.43	33.54	34.01
CaO	2.54	3.02	1.88	2.67	2.61	2.09	2.43	2.73	1.81	2.55	2.06
Na₂O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00
K₂O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
NiO	0.10	0.07	0.04	0.04	0.07	0.09	0.10	0.15	0.08	0.10	0.03
Total	100.28	100.82	99.23	98.56	100.41	100.85	100.63	100.85	100.69	100.84	100.32
Si	1.92	1.92	1.87	1.90	1.91	1.93	1.93	1.90	1.96	1.88	1.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{IV}	0.08	0.08	0.11	0.10	0.09	0.07	0.07	0.10	0.04	0.12	0.11
Al^{VI}	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
T Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.17	0.15	0.11	0.11	0.17	0.15	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16
Mn	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.70	1.70	1.79	1.76	1.71	1.72	1.71	1.70	1.71	1.71	1.74
Ca	0.09	0.11	0.07	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.89	0.09	0.08
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
Ni	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	91	92	92	91	91	92	91	91	91	91	92
Wo	4.79	5.66	3.46	5.03	4.98	3.93	4.55	5.12	3.43	4.75	3.82
En	86.40	86.66	89.54	89.25	86.53	88.27	86.81	86.62	88.23	86.94	87.75
Fs	8.81	7.68	7.00	5.72	8.49	7.81	8.63	8.27	8.34	8.31	8.43
Opx Name	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En

این منطقه هستند. این کانی پلی‌مورف‌های گوناگونی دارد. تجزیه نقطه‌ای سرپانتین‌ها، مقدار

سرپانتین: کانی‌های گروه سرپانتین از سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده

منطقه هم‌پوشی بستایت جای می‌گیرند (شکل ۴- D). به باور Dungan (۱۹۷۹)، بستایت نوعی لیزاردیت به شمار می‌رود. غنی‌شدگی از سیلیس در ارتباط با کاهش مقدار آلومینیم دیده‌شده در نمونه‌ها، در هنگام تغییر لیزاردیت به آنتی‌گوربت روی می‌دهد (Lafay et al., 2013).

Al_2O_3 را برابر با $1/10 - 42/10$ درصدوزنی و SiO_2 را برابر با $36/75 - 41/90$ درصدوزنی نشان می‌دهد (جدول ۴). برپایه نمودار SiO_2 در برابر MgO که برپایه داده‌های تجزیه نقطه‌ای کانی‌های گروه سرپانتین رسم شده است (Dungan, 1979)، سرپانتین‌های بررسی‌شده بیشتر در محدوده

جدول ۴- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی سرپانتین (برپایه درصدوزنی) در هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد- هرسین

Sample No.	1- 9	1- 11	1- 17	1- 18	1- 32	1- 33	1- 38	1- 39	1- 47	1- 49
SiO_2	40.92	37.72	40.64	40.97	38.69	36.75	41.08	41.90	39.86	38.57
TiO_2	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	0.61	0.10	1.26	1.31	10.31	10.42	0.44	0.49	0.01	0.13
Cr_2O_3	0.00	0.05	0.62	0.02	1.00	1.16	0.00	0.01	0.03	0.02
FeO_t	3.71	3.58	6.88	5.75	7.09	8.26	5.45	5.39	5.91	6.29
MnO	0.05	0.05	0.11	0.11	0.23	0.27	0.08	0.09	0.09	0.09
MgO	40.40	43.43	3.40	8.20	30.72	30.11	39.57	39.25	40.04	40.59
CaO	0.05	0.05	0.11	0.18	1.07	1.33	0.07	0.07	0.09	0.05
Na_2O	0.09	0.15	0.00	0.00	0.16	0.12	0.00	0.03	0.01	0.05
K_2O	0.01	0.05	0.01	0.02	0.59	0.17	0.02	0.03	0.03	0.02
NiO	0.24	0.10	0.04	0.00	0.08	0.10	0.21	0.21	0.14	0.19
Total	86.11	85.28	87.08	86.62	89.94	88.73	86.92	87.39	86.21	86.00

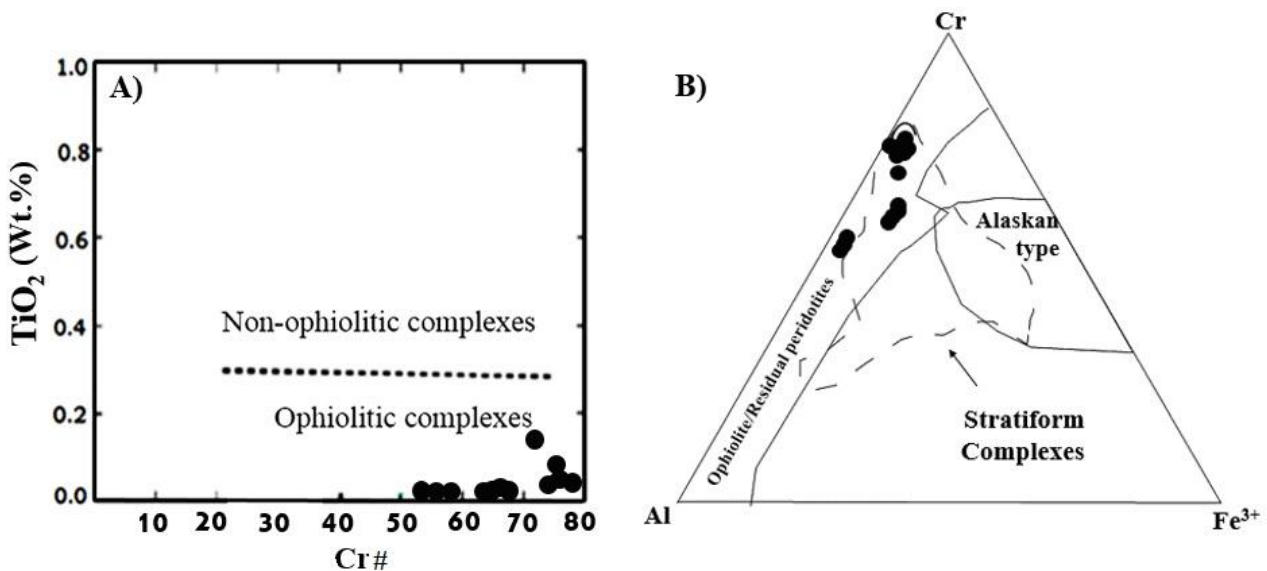
نشان دهنده پریدوتیت‌های کمتر تهی‌شده هستند؛ اما اسپینل‌های با عدد کروم بالا پریدوتیت‌های تهی‌شده‌تر را نشان می‌دهند (Arai, 1994a). به باور Farahat (۲۰۰۸)، هسته‌های کروم اسپینل با مقدار $TiO_2 < 0/2 wt. \%$ ، از ویژگی‌های سنگ‌های افیولیتی است؛ زیرا هنگام ذوب‌بخشی گوشته بالایی، Ti به‌شدت وارد گدازه می‌شود (Jan and Windley, 1990). از این‌رو، در نمودار $Cr\#$ در برابر TiO_2 (Bonavia et al., 1993)، کروم اسپینل‌های درون پریدوتیت‌های منطقه ماهیت افیولیتی نشان می‌دهند (شکل ۵- A). همچنین، بررسی کروم اسپینل‌ها در نمودار سه‌تایی $Cr-Al-Fe^{3+}$ (Proenza et al., 2007) نشان می‌دهد پریدوتیت‌ها از نوع افیولیتی و هستند و سرشت پسماندی دارند (شکل ۵- B).

کروم اسپینل: ترکیب کلی اسپینل‌های درون پریدوتیت‌های نورآباد- هرسین نشان می‌دهد کانی‌های یادشده از نوع کروم اسپینل هستند و مقدار عدد کروم ($Cr\#$) و عدد منیزیم ($Mg\#$) در آنها به ترتیب برابر با ۵۷ تا ۷۹/۷۴ و ۶۱/۲۳ تا ۸۹/۱۱ درصد است (جدول ۵). میزان تغییر مقدار Al_2O_3 و Cr_2O_3 نیز به ترتیب برابر با $10/25 - 23/85$ و $0.45 - 60/17$ درصدوزنی است. Dick و Bullen (۱۹۸۴) اسپینل‌های سرشار از کروم و فقیر از آلومینیم را ته‌مانده و تفاله فرایندهای ذوب‌بخشی گوشته در شرایط ذوب بالا و یا محصول تبلوربخشی دانسته‌اند. غنی‌شدن کروم اسپینل‌ها از Cr و Mg و کم‌بودن Fe^{3+} و Ti در آنها نیز بازتاب سرشت اولیه این کانی‌هاست (Farahat, 2008). اسپینل‌های با عدد کروم کم

جدول ۵- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی اسپینل (برپایه درصدوزنی) در هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-

هرسین، به‌همراه فرمول ساختاری (برپایه a.p.f.u) به‌دست‌آمده برپایه ۳۲ اتم اکسیژن

Sample No.	1- 1	1- 2	1- 3	1- 12	1- 12- 1	1- 13	1- 13- 1	1- 14	1- 15	1- 16	1- 40	1- 41	1- 42	1- 43
SiO ₂	0.23	1.14	0.38	0.00	0.02	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.07
TiO ₂	0.11	0.16	0.06	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	11.38	11.91	10.25	23.85	10.48	22.85	11.38	23.05	23.34	23.85	15.36	15.76	15.14	10.21
Cr ₂ O ₃	58.55	53.42	60.17	45.53	59.09	45.73	58.26	45.38	45.00	45.86	48.19	48.41	48.01	59.55
FeO	16.12	14.55	17.04	16.53	15.87	16.63	17.74	16.61	16.34	16.01	10.06	10.41	10.37	19.93
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	11.10	13.85	12.47	14.19	13.38	13.88	11.73	13.99	13.88	14.77	18.38	18.73	18.51	9.58
CaO	0.22	0.28	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.69	1.21	0.10	0.00	0.11	0.00	0.24	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03
K ₂ O	1.35	0.37	0.00	0.01	0.04	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.02	0.04	0.04	0.09	0.03	0.11	0.04	0.08	0.09	0.11	0.16	0.20	0.16	0.00
Total	98.09	96.97	100.51	100.35	99.11	99.24	99.59	99.15	98.69	100.64	92.22	93.53	92.23	99.48
Si	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	3.59	3.78	3.14	6.82	3.22	6.62	3.51	6.68	6.78	6.77	4.73	4.77	4.65	3.21
Cr	12.39	11.38	12.36	8.73	12.17	8.89	12.06	8.81	8.77	8.73	9.94	9.83	9.90	12.57
Fe ³⁺	0.03	0.76	0.47	0.45	0.59	0.49	0.41	0.51	0.44	0.51	1.31	1.37	1.41	0.20
Fe ²⁺	3.63	2.53	3.23	2.90	2.87	2.94	3.48	2.91	2.93	2.73	0.92	0.89	0.88	4.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	4.43	5.56	4.83	5.13	5.19	5.09	4.58	5.12	5.01	5.30	7.15	7.17	7.19	3.81
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00
Total	23.99	24.01	24.00	24.00	24.01	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.03	24.03	24.03	24.00
Cr#	77.53	75.04	79.74	56.14	79.08	57.30	77.00	57.00	57.00	56.32	67.78	67.32	68.01	80.00
Mg#	61.23	69.72	75.76	64	64.42	63.38	77.44	63.78	63.53	66.03	88.63	88.91	89.11	48.27



شکل ۵- (A) نمودار Cr# در برابر درصدوزنی TiO₂ (Bonavia et al., 1993) برای کروم اسپینل‌های درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای نورآباد-هرسین؛ (B) ترکیب کروم اسپینل‌ها در نمودار سه‌تایی Cr-Al-Fe³⁺ (Proenza et al., 2007)

بحث

۱- محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌های نورآباد-هرسین از آنجایی که پریدوتیت‌ها عموماً سرپانتینیته شده‌اند، بیشتر از ترکیب و شیمی کانی‌ها برای شناخت خاستگاه این سنگ‌ها بهره گرفته می‌شود. از این‌رو، برپایه ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند اسپینل و پیروکسن، سرشت و شرایط پیدایش پریدوتیت‌های گوشته شناخته می‌شود (Zhou *et al.*, 1996; Reynolds *et al.*, 1991). بیشتر مجموعه‌های الترامافیک نورآباد-هرسین را هارزبورژیت‌هایی دربر گرفته‌اند که در صحرا، نشانه‌های دگرریختی‌های دمای بالا (مانند: جهت‌یافتگی پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها) در آنها به‌روشنی دیده می‌شود. این ویژگی نشان‌دهنده وابستگی آنها به گوشته بالایی و تجربه شرایط دما و فشار بالاست و چه‌بسا رخداد فرایندهای دگرریختی دمای بالای گوشته‌ای را نشان می‌دهد (Juteau and Maury, 2009). پریدوتیت‌های کمپلکس نورآباد-هرسین الیوین‌های سرشار از Mg (Fo_{90.31-93.11})، اسپینل‌های کروم‌دار (Cr# = ۵۷-۷۷/۵۳) و ارتوپروکسن‌های آلومینیم‌دار دارند که همگی از ویژگی‌های شناخته‌شده پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) به‌شمار می‌روند (Dick and Bullen, 1984).

گمان می‌رود الیوین‌ها فاکتورهای خوبی برای شناخت درجات نسبی تبلوربخشی باشند (Elthon *et al.*, 1992). با آگاهی از ترکیب شیمیایی الیوین، ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماگما بررسی می‌شوند (Yazdani *et al.*, 2015). در نمودار تغییرات درصد فورستریت در برابر درصدوزنی

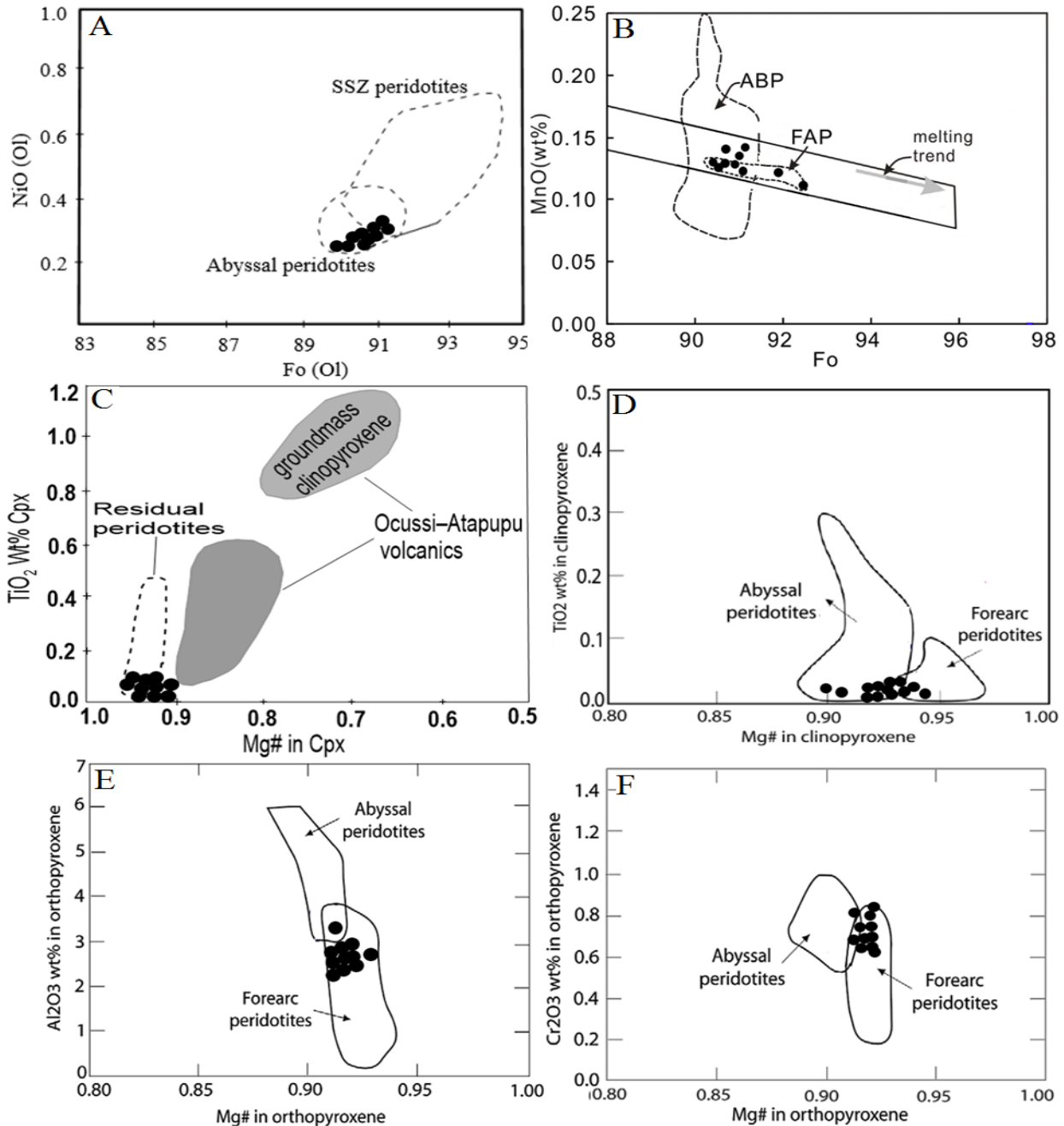
NiO و MnO، بیشتر نمونه‌های الیوین در سنگ‌های الترامافیک بررسی شده، افزون بر اینکه در گستره پریدوتیت‌های آبیسال (اقیانوسی) تا پیش‌کمانی جای می‌گیرند، آرایه گوشته‌ای نیز نشان می‌دهند (شکل‌های ۶-A و ۶-B). درکل، در پیروکسن‌های درون پریدوتیت‌های پهنه‌های فرافروانش، مقدار عنصرهای Na، Al و Ti کمتر و میزان Mg# و Cr# بالاتر از پریدوتیت‌های ژرف است. برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی هارزبورژیت‌های افیولیت نورآباد-هرسین، از بررسی ارتباط عنصرهای یادشده با Mg# در پیروکسن‌ها بهره گرفته شده است. شاخص‌های زمین‌شیمیایی پیروکسن، مانند میانگین بالای Mg# و میزان متوسط تا کم TiO₂ (Ishikawa *et al.*, 2007)، نشان می‌دهند کلینوپروکسن‌های درون پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در محدوده ترکیبی پریدوتیت‌های بازماندی (تفاله‌ای) جای می‌گیرند که دچار درجات گوناگونی از ذوب شده‌اند (شکل ۶-C).

همچنین، در نمودارهای Mg# در برابر Al₂O₃، TiO₂ و Cr₂O₃، برای شناسایی پهنه پیدایش پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین، پیروکسن‌های همزیست با اسپینل‌ها، ویژگی‌های متفاوت با پریدوتیت‌های آبیسال دارند و در محدوده ترکیبی پیش‌کمانی جانمایی می‌شوند (شکل‌های ۶-D، ۶-E و ۶-F).

برپایه نتایج به‌دست آمده از بررسی نمودارها، پهنه پیدایش هارزبورژیت‌های سرپانتینیته شده افیولیت نورآباد-هرسین با محیط پیش‌کمانی همخوانی دارند. اگرچه پهنه‌های پیش‌کمانی چه‌بسا هم دربردارنده

برداشت می‌شود، همخوانی با پریدوتیت‌های SSZ به‌طور معمول غالب‌تر است (Pearce *et al.*, 2000).

پریدوتیت‌های SSZ و هم پریدوتیت‌های آبیسال هستند، اما در این حالت و چنانچه از نمودارهای یادشده

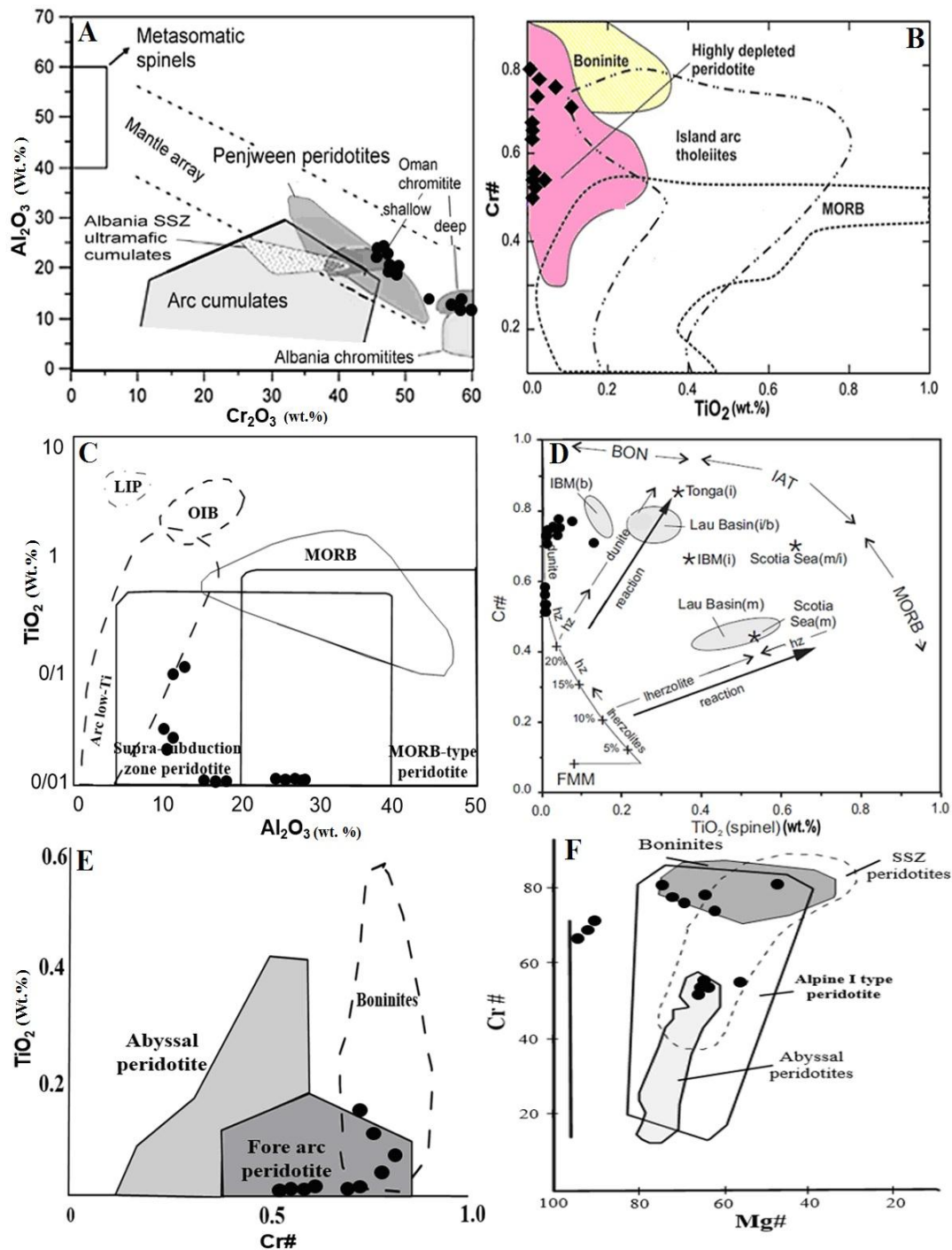


شکل ۶- A) نمودار درصد فورستریت در برابر درصدوزنی NiO کانی الیوین (محدوده پریدوتیت‌های آبیسال و SSZ برگرفته از Sobolev و همکاران (۲۰۰۵) و Ishii و همکاران (۱۹۹۲) است؛ B) نمودار درصد فورستریت در برابر درصدوزنی MnO کانی الیوین (ABP: پریدوتیت‌های آبیسال؛ FAP: پریدوتیت‌های پیش‌کمانی؛ محدوده پریدوتیت‌های آبیسال و Forearc برگرفته از Pagé و همکاران (۲۰۰۸) است؛ C) تغییرات $Mg\#$ در برابر درصدوزنی TiO_2 در کلینوپیکروکسن‌ها (Ishikawa *et al.*, 2007)؛ D) نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر درصدوزنی TiO_2 در کلینوپیکروکسن‌ها (Ishikawa *et al.*, 2007)؛ E) نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر درصدوزنی Al_2O_3 در ارتوپیکروکسن‌ها (Ishikawa *et al.*, 2007) (محدوده پریدوتیت‌های آبیسال برگرفته از Johnson و همکاران (۱۹۹۰) و پریدوتیت‌های Forearc از Ishii و همکاران (۱۹۹۲) است)

بازة ۳۸ تا ۸۰) نسبت به پریدوتیت‌های نوع آبیسال شناخته می‌شوند. این نکته نشان دهنده اهمیت درجه ذوب‌بخشی بالا در پریدوتیت‌های نوع فرافروانش در برابر پریدوتیت‌های نوع آبیسال است (Arai, 1994b). البته همپوشانی چشمگیری میان اسپینل‌های نوع آبیسال و فرافروانش در گستره Cr# از ۳۸ تا ۵۸ دیده می‌شود (شکل ۷- C) و شمار چشمگیری از اسپینل‌های نمونه‌های نورآباد-هرسین در این محدوده جای می‌گیرند. در اسپینل‌های پریدوتیت‌های بررسی‌شده، Cr# بازه گسترده‌ای از ۵۶/۳۲ تا ۷۹/۷۴ نشان می‌دهد. این بازه، پریدوتیت‌های آبیسال و بخشی از پریدوتیت‌های نوع فرافروانش را نیز دربر می‌گیرد. به باور Morishita و همکاران (۲۰۱۰)، اسپینل‌های پریدوتیت‌های با عدد کروم متوسط چه‌بسا نشان‌دهنده مجرای ذوبی برای ماگماهای نوع تحولی هستند. از این‌رو، بازه گسترده تغییر مقدار کروم اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های منطقه (شکل ۷- C) شاید پیامد تغییر ترکیب مذاب در یک پهنه وابسته به فرورانش باشد. همچنین، مقدار بالای Cr در کروم اسپینل‌ها ($Cr\# > 70$) ویژگی ماگماهای بونینیتی یا ماگماهای توله‌ایتی با Mg بالاست (شکل ۷- D) که در پهنه بالای منطقه فرافروانش (Suprasubduction) پدید می‌آیند (Arai et al., 2006). در نمودار Cr# در برابر TiO_2 (شکل ۷- E) و Cr# در برابر Mg# (شکل ۷- F)، نمونه‌های منطقه افزون‌بر داشتن ویژگی پریدوتیت آلیپی در محدوده همپوشانی میان پریدوتیت‌های فرافروانش و بونینیت نیز جای گرفته‌اند.

برپایه بررسی‌های Kamenetsky و همکاران (۲۰۰۱)، کروم اسپینل‌ها با میزان کم Cr# و Al_2O_3 بالا و میزان کم TiO_2 نشان‌دهنده اسپینل‌هایی هستند که از پسماندی با ترکیب MORB متبلور شده‌اند؛ اما اسپینل‌های با میزان بالای Cr# نشان‌دهنده تبلور از گدازه‌های بونینیتی هستند که خود گویای پیدایش در پهنه زمین‌ساختی فرورانشی به‌شمار می‌روند. از این‌رو، در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (Kepezhinskis et al., 1995)، کروم اسپینل‌های درون پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در محدوده آرایه گوشته‌ای جای می‌گیرند و بیشترین همخوانی را با کرومیت‌های عمان و پریدوتیت‌های پنجوین (با سرشت افیولیتی، تهی‌شده و پسماندی) نشان می‌دهند (شکل ۷- A).

عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری خوبی برای بررسی درجه تهی‌شدگی یک خاستگاه گوشته‌ای است. Cr# در پریدوتیت‌های ژرف، شاخص خوبی برای بررسی درجه ذوب‌بخشی اسپینل-پریدوتیت‌های جداشده از گوشته به‌شمار می‌رود. افزایش مقدار Cr# اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب‌بخشی است (Dick and Bullen, 1984). از این‌رو، در نمودار TiO_2 در برابر Cr#، نمونه‌ها در گستره بسیار تهی‌شده جای می‌گیرند (شکل ۷- B). مقدارهای کم TiO_2 و غنی‌شدگی از Cr در اسپینل‌های بررسی‌شده همانند اسپینل درون هارزبورژیت‌های پیش‌کمانی هستند (Moradpour et al., 2017). پریدوتیت‌های فرافروانشی معمولاً با اسپینل‌های با مقدارهای کمابیش بالای Cr# (با



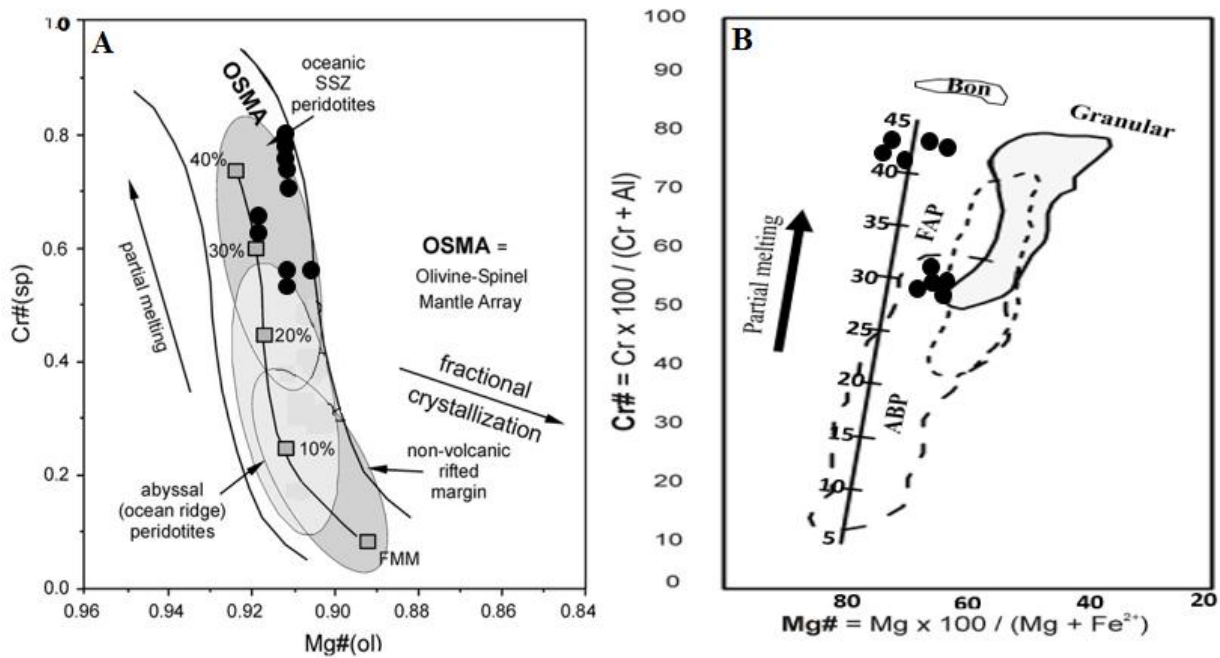
شکل ۷- ترکیب کروم‌اسپینل‌های درون هارزبورژیت‌های نورآباد-هرسین در: (A) نمودار درصدوزنی Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (Kepezhinskis *et al.*, 1995) برای شناسایی خاستگاه اسپینل‌ها (محدوده کرومیتیت‌های عمان برگرفته از Rollinson (۲۰۰۸) و پنجوین از Aswad و همکاران (۲۰۱۱) است؛ (B) نمودار درصدوزنی TiO_2 در برابر $Cr\#$ (محدوده‌ها برگرفته از Morgan و همکاران (۲۰۰۸)، Suhr و همکاران (۲۰۰۳) و Kelemen و همکاران (۱۹۹۷) هستند؛ (C) نمودار درصدوزنی Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Kamenetsky *et al.*, 2001)؛ (D) نمودار درصدوزنی TiO_2 در برابر $Cr\#$ (Pearce *et al.*, 2000)؛ (E) نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ در برابر درصدوزنی TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)؛ (F) نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ (محدوده Boninites برگرفته از Arai (۱۹۹۲)، آیسال پریدوتیت از Dick و Bullen (۱۹۸۴)، پیش‌کمانی از Monnier و همکاران (۱۹۹۵)، پریدوتیت فرفروانش یا SSZ از Choi و همکاران (۲۰۰۸) است)

۲- بررسی تهی‌شدگی گوشته و درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت‌ها

معمولاً درجه ذوب‌بخشی در پریدوتیت‌ها از ۵ درصد کمتر و تا نزدیک به ۳۰ درصد است (McDonough and Frey, 1989). با افزایش درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های تهی‌شده (یا به گفته دیگر سنگ‌های پریدوتیتی مادر در گوشته بالایی)، مقدار مودال الیوین به آرامی افزایش، مقدار کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و مقدار ارتوپیروکسن نیز نخست به آرامی، اما پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابند (Ishii *et al.*, 1992). این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر، در درجه ذوب‌بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد رخ می‌دهند (Jaques and Green, 1980). در هنگام رویداد پدیده ذوب‌بخشی، نه تنها نسبت فازهای تفاله کم و زیاد می‌شود، بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای نمونه، نسبت Mg/Fe در الیوین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابند؛ اما مقدار Na، Al و Ti پیروکسن‌ها کم می‌شود (Jaques and Green, 1980). این نکته نشان‌دهنده آنست که عنصرهای ماگمادوست (مانند: Fe، Al، Ti و آکالی‌ها) تمایل دارند به مذاب وارد شوند؛ اما عنصرهای دیرگداز (مانند: Cr و Mg) تمایل دارند در تفاله به جای بمانند. از این رو، ترکیب مودی و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای چه‌بسا درجه ذوب‌بخشی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها را نشان می‌دهند. ویژگی‌های سنگ‌نگاری (مانند: نبود پلاژیوکلاز و گارنت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای) نشان‌دهنده اینست که سنگ‌های گوشته‌ای در رخساره

اسپینل - لرزولیت متعادل شده‌اند. از این رو، برپایه ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های درون پریدوتیت‌های بسیار دیرگداز (مانند: دونیت و هارزبورژیت) برآورد اولیه‌ای از میزان ذوب‌بخشی به دست آورده می‌شود (Jaques and Green, 1980). معمولاً چندین متغیر ترکیبی (مانند: Cr# اسپینل و میزان Fo الیوین) برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها هنگام خروج مذاب از آنها به کار برده می‌شوند (Dick and Bullen, 1984).

برپایه نمودارهای Mg# الیوین در برابر Cr# اسپینل (Arai, 1994a) و نمودار Mg# در برابر Cr# اسپینل (Pearce *et al.*, 2000)، سنگ‌های بررسی شده پریدوتیت‌هایی با ترکیب الیوین و اسپینل گوشته‌ای و سرشت فرافروانش هستند که دچار ذوب‌بخشی نزدیک به ۲۵-۴۰ درصدی شده‌اند (شکل‌های A-۸ و B-۸). در پوسته اقیانوسی با گسترش بسیار گُند، پریدوتیت‌ها تغییرپذیری بسیار در درجه ذوب‌بخشی نشان می‌دهند (Hellebrand *et al.*, 2001). عموماً تغییرپذیری درجه ذوب‌بخشی با افزایش میزان گسترش کاهش می‌یابد. برپایه مقدار میانگین Ca و Al در MORB، نزدیک به ۱۰ درصد ذوب (متناسب با میزان گسترش گُند در یک انتهای طیف) و ذوب نزدیک به ۲۲ درصد (متناسب با میزان گسترش تُند در انتهای دیگر طیف)، تغییرات کلی میزان گسترش است (Niu and Batiza, Kamenetsky *et al.*, 2001). میزان ذوب به دست آمده برای پریدوتیت‌های بررسی شده نزدیک به ۳۰ تا ۴۵ درصد است و گویای میزان گسترش تُند برای منطقه بررسی شده است.



شکل ۸- A) نمودار Mg# یوین‌های همزیست با کروم‌اسپینل‌ها در برابر Cr# اسپینل‌ها (Arai, 1994a)؛ B) نمودار Mg# در برابر Cr# اسپینل‌ها در نمونه‌های هارزبورژیتی بررسی شده (ترکیب پریدوتیت آبیسال (ABP) برگرفته از Prinz و همکاران (۱۹۷۶) و پریدوتیت Forearc برگرفته از Ishii و همکاران (۱۹۹۲) است؛ Bon: بونینیت؛ FAP: پریدوتیت‌های پیش‌کمانی؛ ABP: پریدوتیت‌های آبیسال؛ FMM: گوشته مورب تهی‌شده؛ OSMA: آرایه گوشته‌ای یوین- اسپینل)

این معادله میانگین دمای تعادل کانی‌های ارتوپرووکسن - کلینوپرووکسن همزیست را نزدیک به 60 ± 1100 درجه سانتیگراد نشان می‌دهد. در روش پیشنهادی Fabries (۱۹۷۹) نیز که بر پایه تبادله Fe^{2+} و Fe^{3+} ، Mg و Cr استوار است، عامل فشار تأثیری ندارد و دما بر پایه معادله زیر به دست می‌آید:

$$T_c = ((4250 \times Y_{Spl}^{Cr} + 1343) / (\ln K_{D2} + 1.825 \times Y_{Spl}^{Cr} \times 0.571)) - 273$$

$$KD_1 = (X_{Ol}^{Mg} \times X_{Spl}^{Fe^{2+}}) / (X_{Spl}^{Mg} \times X_{Ol}^{Fe^{2+}})$$

$$KD_2 = \ln K_{D1} - 4 \times Y_{Spl}^{Fe^{3+}}$$

دماهای به دست آمده به روش‌های دماسنجی یادشده در جدول ۶ آورده شده‌اند. نتایج اختلاف دمایی میان دمای تعادل به دست آمده از دماسنج یوین- اسپینل و جفت کانی پرووکسن چه‌بسا نشان می‌دهند کانی‌های یوین و اسپینل پریدوتیت‌ها در دمای کمتری نسبت به پرووکسن‌های همزیست خود به تعادل رسیده‌اند. بر پایه

۳- برآورد دما و فشار

برآورد فشار و دما هنگام تبلور کانی‌ها در پریدوتیت‌ها با به‌کارگیری داده‌های به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و کاربرد دماسنجی بر پایه ترکیب جفت کانی کلینوپرووکسن - ارتوپرووکسن (Wood and Banno, 1973) و یوین- اسپینل (Fabries, 1979) در نرم‌افزار رایانه‌ای PTMAFIC (Soto and Soto, 1995) انجام شد. داده‌های به دست آمده در جدول ۶ آورده شده‌اند. فرمول دماسنجی پیشنهادی Wood و Banno (۱۹۷۳) به صورت زیر است:

$$T_c = (-10202 / (\ln K) - 7.65 X_{Fe}^{Opx} + 3.88 (X_{Fe}^{Opx})^2 - 4.6) - 273.15$$

$$K = \frac{\alpha_{Mg_2Si_2O_6}^{Cpx} / \alpha_{Mg_2Si_2O_6}^{Opx}}{C_{PxCpx} / (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})_{Opx}} = (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})_{Cpx} / (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})_{Opx}$$

در این معادله، میزان فعالیت $Mg_2Si_2O_6$ در پرووکسن بر پایه رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\alpha_{Mg_2Si_2O_6} = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M2}$$

مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین از روش پیشنهادی
Nimis و Taylor (۲۰۰۰) و برپایه مقدار کروم
کلینوپیروکسن بهره گرفته شد. این روش تحت تأثیر دما
و ترکیب کلینوپیروکسن است و فشار را با اختلاف
 $\pm 2/5$ کیلو بار و برپایه رابطه زیر به دست می آورد:

$$P(\text{Kbar}) = -(K)126.9 * \ln[a^{\text{Cpx}}_{\text{CaCrTs}}] + 15483 * \\ \ln(\text{Cr}^{\text{Cpx}}/T(K) + (K)/71.38 + 107.8)(\text{Na} + K) \\ a^{\text{Cpx}}_{\text{CaCrTs}} = \text{Cr} - 0.81\text{Cr}\#$$

میانگین فشار به دست آمده با این روش برای
پریدوتیت های گوشته ای بررسی شده نزدیک به
 $\pm 2/5$ تا ± 24 کیلو بار است.

بررسی های Arai و Abe (۱۹۹۴) و Kelemen و همکاران (۱۹۹۲) روی عامل مؤثر در پیدایش این اختلاف دمایی و تغییر ترکیب این الیوین ها، الیوین های به تعادل رسیده در دمای کم در کنار پیروکسن های به تعادل رسیده در دمای بسیار بالاتر در سنگ های پریدوتیتی، الیوین های تغییر ترکیب یافته اولیه در دمای ساب سولیدوس نیستند، بلکه الیوین های نوظهوری (replacive olivines) هستند که هنگام واکنش مذاب صعود کننده فقیر از سیلیس با سنگ پریدوتیتی در برگیرنده این کانی ها در آن پدید آمده اند. برای به دست آوردن فشار حاکم بر پریدوتیت های

جدول ۶- ارزیابی دما و فشار پریدوتیت های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین برپایه ترکیب شیمیایی الیوین، کروم اسپینل، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن

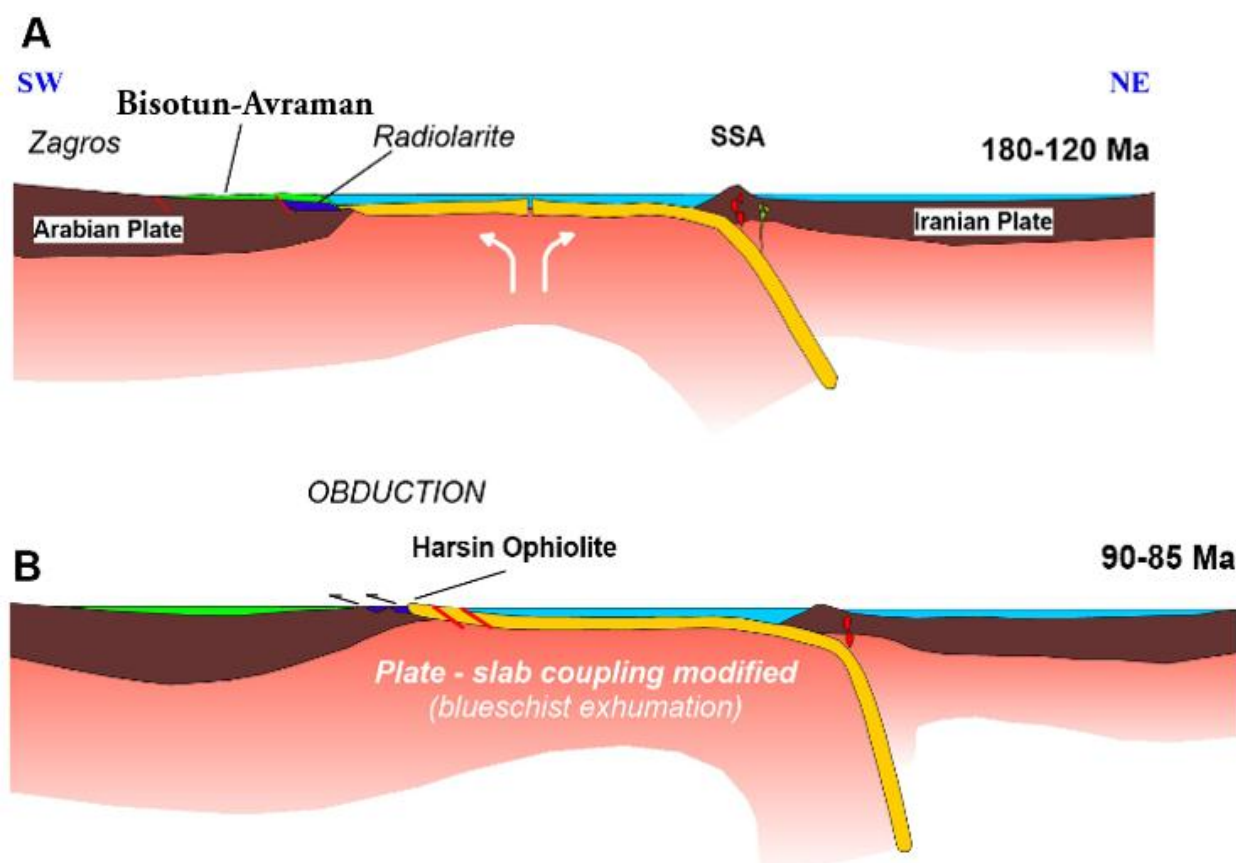
Representative Sample		Geothermometers (°C)		Pressure (Kbar)
		Olivine- Spinel (Fabries, 1979)	Clinopyroxene - Orthopyroxene (Wood and Banoo, 1973)	Cr content in Clinopyroxene (Nimis and Taylor, 2000)
1- 1(O- S)	1- 6 (C- Or)	916	1095	25
1- 3(O- S)	1- 15(C- Or)	878	1150	28
1- 36(O- S)	1- 21(C- Or)	872	1016	16
1- 50(O- S)	1- 24(C- Or)	1060	1135	28

Or: Orthopyroxene; C: Clinopyroxene; O: Olivine; S: Spinel

فرورانش در زمان ژوراسیک و کرتاسه، پهنه ماگمایی
سنندج- سیرجان پدید می آید (شکل ۹- A). همزمان
با این رویداد در مرز قاره ای صفحه عربی و در شرایط
کششی و هورست- گرابنی، مجموعه رادیولاریت-
آهک های بیستون از ژوراسیک تا کرتاسه نهشته
می شوند. از ۸۵ تا ۱۱۰ میلیون سال پیش و همزمان
با شکسته شدن صفحه فرورونده نئوتتیس، افیولیت های
زاگرس و نیز افیولیت های هرسین در مرز غیرفعال قاره
عربی فرارنده می شوند (شکل ۹- B).

الگوی ژئودینامیکی

برای پیشنهاد الگوی ژئودینامیکی در این مقاله
بسیاری از الگوهای پیشنهادی در بررسی های پیشین
بررسی شدند (Moinvaziri et al., 2014; Whitechurch et al., 2013; Azizi et al., 2011). در
بررسی های انجام شده، آغاز باز شدن نئوتتیس را آغاز
پرمین دانسته اند. اقیانوس نئوتتیس در پرمین تا
ژوراسیک آغازین به بیشینه گستردگی خود می رسد و
در ژوراسیک فرورانش را آغاز می کند. در هنگام



شکل ۹- الگوی ژئودینامیکی پیشنهادی برای افیولیت‌های کرتاسه نورآباد-هرسین. (A) آغاز فرورانش و پیدایش کمان ماگمایی سنندج-سیرجان و رادیولاریت-آهک بیستون اورامان؛ (B) فرارانش افیولیت‌های هرسین در لبه صفحه عربی (SSA: کمان ماگمایی سنندج-سیرجان؛ blueschist exhumation: جایگاه برونزد شیست‌های آبی؛ plate - slab coupling modified: جایگاه اتصال صفحه قاره‌ای و لبه اقیانوسی فرورو که جایگیری مجموعه افیولیتی روی مرز قاره‌ای را به دنبال دارد)

برداشت

می‌شوند. مقدار $Cr\#$ اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های بررسی‌شده، بازه گسترده‌ای از ۱۷ تا ۶۷ را فرا می‌گیرد که این بازه، پریدوتیت‌های آبی‌سال و بخشی از پریدوتیت‌های فرافروانش را دربر می‌گیرد و همپوشانی کاملی با مقدار $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت‌های پهنه‌های پیش‌کمانی دارد. از سوی دیگر، در پیروکسن‌های بررسی‌شده مقدار عنصرهای فرعی کم و مقدار $Cr\#$ بالاست. مقدار بالای عدد کروم در کلینوپیروکسن‌ها چه بسا پیامد فعل و انفعالات با مذب‌های دیرگداز (مانند: بونینیت‌ها) و یا تعادل ساب‌سالیدوس در دمای کم است. بررسی شیمی کانی‌ها نشان‌دهنده سنگ‌نگاری متفاوت

ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهند توالی گوشته‌ای افیولیت نورآباد-هرسین، تحولی چند مرحله‌ای را پشت سر گذاشته است؛ به گونه‌ای که در مرحله نخست، در یک پهنه پشته میان اقیانوسی پدید آمده است و سپس به پهنه وابسته به فرورانش منتقل شده و دچار سیال‌های برخاسته از پوسته فرورونده شده است. پریدوتیت‌های پدیدآمده در پهنه‌های SSZ با حضور کروم اسپینل‌هایی با عدد کروم $Cr\#$ بسیار بالاتر از آنچه در پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی دیده می‌شود، از یکدیگر شناخته

آنهاست و از پریدوتیت‌های آبیسال تا پریدوتیت‌های مرتبط با پهنه‌های فرافروانش متغیر است. هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های درون پریدوتیت‌هایی که محیط پیدایش آنها وابسته به پهنه‌های بالایی پهنه فرورانش و یا کمان‌های آتشفشانی است، از اندازه‌هایی با نرخ ذوب‌بخشی بیشتر از ۲۰٪ و در شرایط ذوب آبدار گوشته اولیه پدید می‌آیند؛ به‌گونه‌ای که این درجه ذوب‌بخشی بالا نسبت Cr/Al در اسپینل آنها را افزایش می‌دهد (Tamura and Arai, 2006). مقدار بالای نسبت Cr/Al در اسپینل‌های منطقه نورآباد-هرسین و نرخ ذوب‌بخشی بیشتر از ۲۵٪ برای پریدوتیت‌های منطقه، گواه دیگری بر وابستگی زمین‌ساختی این پریدوتیت‌ها به پهنه‌های کمانی به‌شمار می‌آید. ویژگی‌های بافتی (مانند: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در بلورهای ارتوپیروکسن و اسپینل‌های فراگرفته‌شده) و کانی‌شناسی هارزبورژیت‌های نورآباد-هرسین نشان‌دهنده رویداد واکنش‌گدازه-سنگ هستند. این شواهد نشان می‌دهند در پیدایش پریدوتیت‌های منطقه، افزون‌بر واکنش‌گدازه-سنگ، درجات گوناگون ذوب‌بخشی گوشته نیز عاملی تأثیرگذار بوده است. یافته‌های به‌دست‌آمده درباره پهنه زمین‌ساختی ماگمایی کمانی، به‌همراه جای‌گرفتن نمونه‌های کروم‌اسپینل در محدوده بونینیت و نزدیکی با پریدوتیت‌های پنجوین و عمان (کمان، SSZ) نشان می‌دهند پریدوتیت‌های نورآباد-هرسین از ماگماهای بونینیتی پیش‌کمانی (مانند: توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی) در موقعیت SSZ پدید آمده‌اند. از دیدگاه شیمیایی، بونینیت‌ها به دو گروه وابسته به پیش‌کمان و وابسته به پشت‌کمان رده‌بندی می‌شوند؛ اما این‌گونه‌گدازه‌ها در محیط‌های

پیش‌کمانی فراوانی بیشتری نسبت به پهنه پشت‌کمانی دارند. شیمی کانی اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده اینست که بونینیت‌های وابسته به پیش‌کمان مسؤل پیدایش کانی کرومیت با Cr# و Mg# بالا و مقدار کم Ti و Al در افیولیت نورآباد-هرسین بوده‌اند. برپایه یافته‌ها و نشانه‌های گوناگون در مقیاس‌های متفاوت، مانند گسترده‌گی هارزبورژیت‌ها و وجود بافت‌ها و ساخت‌های پدیدآمده در پی دگرریختی دما بالای مربوط به محیط گوشته‌ای (مانند کشیدگی و خمیدگی در بلورها، تبلور دوباره، خاموشی موجی و کینک باند)، داده‌های مربوط به شیمی کانی (که پریدوتیت‌های بجامانده مربوط به محیط‌های اقیانوسی را نشان می‌دهند) و برپایه جایگاه ژئودینامیکی منطقه کرمانشاه و گرایش زمین‌شیمیایی این کانی‌ها به پهنه‌های پیش‌کمانی، گمان می‌رود پریدوتیت‌های نورآباد-هرسین از درجه بالای ذوب‌بخشی یک گوشته تهی‌شده و زیر اقیانوسی در یک پهنه فرافروانش-پیش‌کمانی پدید آمده‌اند و ویژگی‌هایی همانند پریدوتیت‌های پدیدآمده از تفاله گوشته‌ای دارند. مقدار بالای Cr# و مقدار بسیار کم TiO₂ در کانی اسپینل نیز نشان‌دهنده پهنه بالای منطقه فرورانش هستند و ارتباط زایشی نزدیکی را با محیط کمان و ماگماهای با ترکیب بونینیتی و در شرایط فوگاسیته اکسیژن کم نشان می‌دهند. دماسنجی این سنگ‌ها نیز نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای اسپینل-پریدوتیت برای آنهاست. کاربرد دما فشارسنج جفت کانی ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن، میانگین دمای تعادل دوباره ۱۱۰۰ ± ۶۰ درجه سانتیگراد در فشار ۲ ± ۲۴ کیلوپار را نشان می‌دهد.

منابع

- Abdi, A., Mahmudy Gharai, M. H. and Bádenas, B. (2014) Internal wave deposits in Jurassic Kermanshah pelagic carbonates and radiolarites (Kermanshah area, West Iran). *Sedimentary Geology* 314: 47-59.
- Agard, P., Omrani, L., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94: 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148: 692-725.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A. (2005) Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 138(3-4): 225-234.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F. (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: 71-90.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O. (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 79: 312-328.
- Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56: 173-184.
- Arai, S. (1994a) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation. *Chemical Geology* 113: 191-204.
- Arai, S. (1994b) Compositional variation of olivine chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59(4): 279-293.
- Arai, S. and Abe, N. (1994) Possible presence of Podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc. *Mineralium Deposita* 29: 434-438.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T. (2006) Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society of London* 163: 869-879.
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. and Koyi, H. A. (2011) Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Geological Magazine* 148(5-6): 802-818.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H. (2011) Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics* 52: 304-320.
- Bodinier, J. L. and Godard, M. R. (2003) Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: *Treasure on Geochemistry: The Mantle and Core* (Ed., Carlson, W.) 103-170. Elsevier Ltd.
- Bonavia, F. F., Diella, V. and Ferrario, A. (1993) Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88: 198-202.

- Boudier, F. and Nicolas, A. (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters* 76: 84-92.
- Caran, S., Coban, H., Flower, M. F. J., Ottley, C. J. and Yilmaz, K. (2010) Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings. *Lithos* 114(3-4): 307-326.
- Choi, S. H., Shervais, J. W. and Mukasa, S. B. (2008) Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 156: 551-576.
- Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I. and Styles, M. T. (2009) Tectonic discrimination of peridotites using fO₂-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel. *Chemical Geology* 261(2): 199-216.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the rock forming minerals*. 2nd ed., Longman, London, UK.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2009) Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos* 113: 1-20.
- Dungan, M. A. (1979) A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *The Canadian Mineralogist* 17: 771-784.
- Elthon, D., Casey, J. F. and Komor, S. (1982) Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *Journal of Geophysical Research* 87: 8717- 8734.
- Fabries, J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 329-336.
- Farahat, E. S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde* 68: 193-205.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Ghaseminejad, F. and Torabi, G. (2014) Petrography and mineral chemistry of wehrlites in contact zone of gabbro intrusions and mantle peridotites of the Naein ophiolite. *Economic Geology* 6(2): 291-304.
- Hartmann, G. and Wedepohl, K. H. (1993) The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex, northern Italy: residues from melt extraction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(8): 1761-1782.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W. (2001) Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410: 677-681.
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A. and Ota, T. (2007) Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. *Gondwana Research* 11: 200-207.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R. (1992) Petrological Studies of Peridotites from Diapiric Serpentine Seamounts in the Izu-Mariana Fore-arc, Leg 125. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 125: 445-485.

- Jan, M. Q. and Windley, B. F. (1990) Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31: 67-71.
- Jaques, A. L. and Green, D. H. (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 73: 287-310.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95: 2661-2678.
- Juteau, T. and Maury, R. (2009) *La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogène*. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42: 655-671.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B. and Quick, J. E. (1992) Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature* 358: 635-641.
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H. J. B. (1997) A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 355: 283-318.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1995) Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of petrology* 36: 1505-1527.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist* 68: 277-279.
- Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B. and Nicollet, C. (2013) High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont Zone of the western Alps. *Chemical Geology* 343: 38-54.
- McDonough, W. F. and Frey, F. A. (1989). REE in upper mantle rocks. In: *Geochemistry and mineralogy of rare Earth elements*. (Eds. Lipin, B. and McKay, G. R.) 99-145. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan, US.
- Moinvaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H. (2014) Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj-Sirjan Zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences* 8(5): 1-12.
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R. and Cotten, J. (1995) Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia). *Geology* 23: 851-854.
- Moradpour, A., Zarei Sahamieh, R., Ahmadi Khalaji, A. and Sarikhani, R. (2017) Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys. *Journal of Geosciences* 62 (3): 165 -186.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39(1): 55-76.
- Morgan, Z., Liang, Y. and Kelemen, P. (2008) Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: Q07025.
- Morishita, T., Dilek, Y., Shallo, M., Tamura, A. and Arai, S. (2010) Insight into the uppermost mantle section of a maturing arc: The Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Lithos* 124: 215-226.

- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H. (2014) Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of Podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 60: 60-75.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 541-554.
- Niu, Y. and Batiza, R. (1991) An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting. *Journal of Geophysical Research* 96: 21753-21777.
- Niu, Y. (1997) Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of petrology* 38: 1047-1074.
- Nouri, F., Asahara, Y., Azizi, H. and Tsuboi, M. (2019) Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux. *Geological Magazine* 156 (5): 772-800.
- Pagé, P., Bédard, J. H., Schroetter, J. M. and Tremblay, A. (2008) Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines ophiolite complex. *Lithos* 100: 255-292.
- Page, N. J. (1968) Chemical differences among serpentine polymorphs. *American Mineralogist* 53: 201-205.
- Paladri, J. L. and Reed, M. (2004) Geochemical models of metasomatism in ultramafic system., serpent ionization, Radingit ization, and floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 1115-1133.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A. (1988) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forarc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology* 39: 1577-1618.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- 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: 36-53.
- 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.
- Prinz, M., Keil, K., Green, J. A., Reid, A. M., Bonatti, E. and Honnorez, J. (1976) Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fractures zones. *Journal of Geophysical Research* 81: 4087-4103.
- Proenza, J. A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo, F. and Garuti, G. (2007) Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. *The Canadian Mineralogist* 45: 631-648.
- Rahimzadeh, B., Masoudi, F., Moinvaziri, H. and Allahyari, K. (2013) Petrography, petrogenesis and geodynamic of Sawlava ophiolitic complex, NW of Iran. *Iranian Journal of Petrology* 4: 93-114 (in Persian).
- Rajabzadeh, M. A., Nazari Dehkordi, T. and Caran, S. (2013) Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of mantle peridotites with high-Cr chromitites in the Neyriz Ophiolite from the outer Zagros ophiolite belts, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 78: 1-15.

- Reynolds, R. L., Neil S. F. and Mark, R. H. (1991) Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson Oil Field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. *Geophysics* 56(5): 606-617.
- Rollinson, H. (2008) The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 156: 273-288.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and 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(1): 392-411.
- Shafai Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M. and Rahgoshay, M. (2013) Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher-Baft ophiolite, central Iran. *Lithos* 168-169: 33-47.
- Shafai Moghadam, H. and Stern, R. J. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148: 762-801.
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.
- Shahidi, M. and Nazari, H. (1997) Geological Map of Harsin, 1: 100 000 Scale. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W. and Sobolev, S. V. and Nikogosian, I. K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434: 590-597.
- Soto, J. I. and Soto, V. M. (1995) PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using IBM-compatible computer. *Computers and Geosciences* 21: 619-652.
- Stöcklin, J. (1968) Structural History and Tectonics of Iran: A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Snow, J. E., Sec, H. A. and Hofmann, A. W. (2003) Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(3): 1-34.
- Tahmasbi, Z., Kiani, M. and Ahmadi Khalaji, A. A. (2016) Petrology and geochemistry of diabasic dikes and andesitic-basaltic lavas in Noorabad-Harsin ophiolite, SE of Kermanshah, Iran. *Journal of Earth Science* 27: 935-944.
- Tamura, A. and Arai, S. (2006) Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos* 90: 43-56.
- Torkian, A., Daraeezadeh, Z. and Aliani, F. (2012) Application of geochemical data for determining tectonic setting of diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21(2): 331-342 (in Persian).
- Trommsdorff, V. and Evans, B. W. (1980) Titanian hydroxyl - clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 72: 229-242.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S. (2010) Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* 115: 223-236.
- Uysal, I., Ersoy, E. Y., Karsli, O., Dilek, Y., Sadiklar, M. B., Ottley, C. J., Tiepolo, M. and Meisel, T. (2012) Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan ophiolite in SW Turkey: constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. *Lithos* 132-133:50-69.

- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos* 182-183:11-32.
- Wood, B. J. and Banno, S. (1973) Garnet orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42: 109-124.
- Xu, Z., Han, B. F., Ren, R., Zhou, Y. Z., Zhang, L., Chen, J. F., Su, L., Li, X. H. and Liu, D. Y. (2012) Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process. *Lithos* 132-133: 141-161.
- Yazdani, M., Jahangiri, A. and Moazen, M. (2015) Investigations on olivine and spinel mineral chemistry and tectonic setting of peridotites from north west Piranshahr ophiolite, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22: 557-570 (in Persian).
- Zhou, M. F., Lightfoot, P. C., Keays, R. R., Moore, M. L. and Morrison, G. G. (1997) Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth sciences* 34: 1405-1419.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z. (1996) Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37: 3-21.