# Chemistry and determination of tectonomagmatic setting in mantle peridotites from iron-copper area of the Heydarabad

**Houshang Pourkaseb *, Alireza Zarasvandi and Mansour Adelpour**
Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

## Abstract
The Heydarabad ophiolitic mélange is hosted in the Sistan suture zone, which marks the boundary between the Lut and the Afghan continental blocks and comprises of mantle peridotites and crustal sequence. The studied mantle peridotites are dominated by harzburgite and clinopyroxene-rich harzburgite that formed in mid-ocean ridge (MOR) setting. These mantle peridotites, due to the effect of hydrothermal solutions, have been altered. Moreover, iron-copper mineralization developed by the influence of hydrothermal fluids moving through the fractures and the faults. The textures and structures of mineralization formed as open space filling, disseminated, vein-veinlet and replacement. Two important stages could be recognized for the mineralization in this area. The first stage includes processes, which caused the development of sulphide mineralization in the mantle peridotites. The second stage is related to oxide fluids, which led to magnetite mineralization. Based on detailed electron microprobe study, olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel are the essential rock forming-minerals of the rocks under study. Most of the olivines from the mantle peridotites are serpentinized but some, with forsterite composition, are fresh. The composition of the ortho- and clinopyroxenes is enstatite and diopside respectively and the spinels are classified as Al-rich Cr-spinel type.
**Key words:** Heydarabad, Sistan suture zone, mantle peridotites, iron-copper mineralization

* h.pourkaseb@scu.ac.ir

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و ششم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۸۹-۱۱۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۱۰

# بررسی شیمی و شناخت جایگاه تکتونوماگمایی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای محدودهٔ آهن و مس حیدرآباد

**هوشنگ پورکاسب *، علیرضا زراسوندی و منصور عادل‌پور**
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

## چکیده

آمیزهٔ افیولیتی حیدرآباد در زمین‌درز سیستان، در مرز میان بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان جای گرفته است. این آمیزه دربردارندهٔ پریدوتیت‌های گوشته‌ای و توالی پوسته‌ای است. پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشتر شامل هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن هستند و در جایگاه پشته میان‌اقیانوسی پدید آمده‌اند. این پریدوتیت‌ها تحت‌تأثیر محلول‌های گرمابی قرار گرفته و دگرسان شده‌اند. در این منطقه، کانه‌زایی آهن و مس در پی رفتار سیال‌های گرمابی روی داده است که در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها در حرکت بوده‌اند. ساخت و بافت مادهٔ معدنی به‌صورت پرکنندهٔ فضای خالی، دانه پراکنده، رگه‌رگچه و جانشینی است. دو فاز مهم برای رخداد کانه‌زایی در این محدوده شناخته شد. فاز نخست فرایندهای را دربر می‌گیرد که کانه‌زایی سولفیدی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را به‌دنبال داشته‌اند. فاز دوم، فرایند ورود سیال‌های اکسیدی است که کانه‌زایی مگنتیت را پدید آورده است. برپایهٔ بررسی‌های ریزکاو الکترونی، کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های گوشته‌ای‌اند. بیشتر الیوین‌های پریدوتیت‌های گوشته سرپانتینی شده‌اند؛ اما الیوین‌های سالم از نوع فورستریت‌اند. همچنین، ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اسپینل‌ها از نوع آلومینیم کروم‌دارند.

**واژه‌های کلیدی:** حیدرآباد، زمین‌درز سیستان، پریدوتیت‌های گوشته‌ای، کانه‌زایی آهن و مس

## مقدمه

برپایهٔ بررسی‌های انجام‌شده، مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگونی (مانند: پشته‌های میان‌اقیانوسی، مراکز گسترش پشت‌کمان و محیط‌های گسترش پهنه‌های کششی بالای منطقه فرورانش) پدید می‌آیند (Dare *et al.*, 2007). بررسی واحدهای گوناگون سنگیِ گوشتهٔ بالایی در مجموعه‌های

* h.pourkaseb@scu.ac.ir
Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

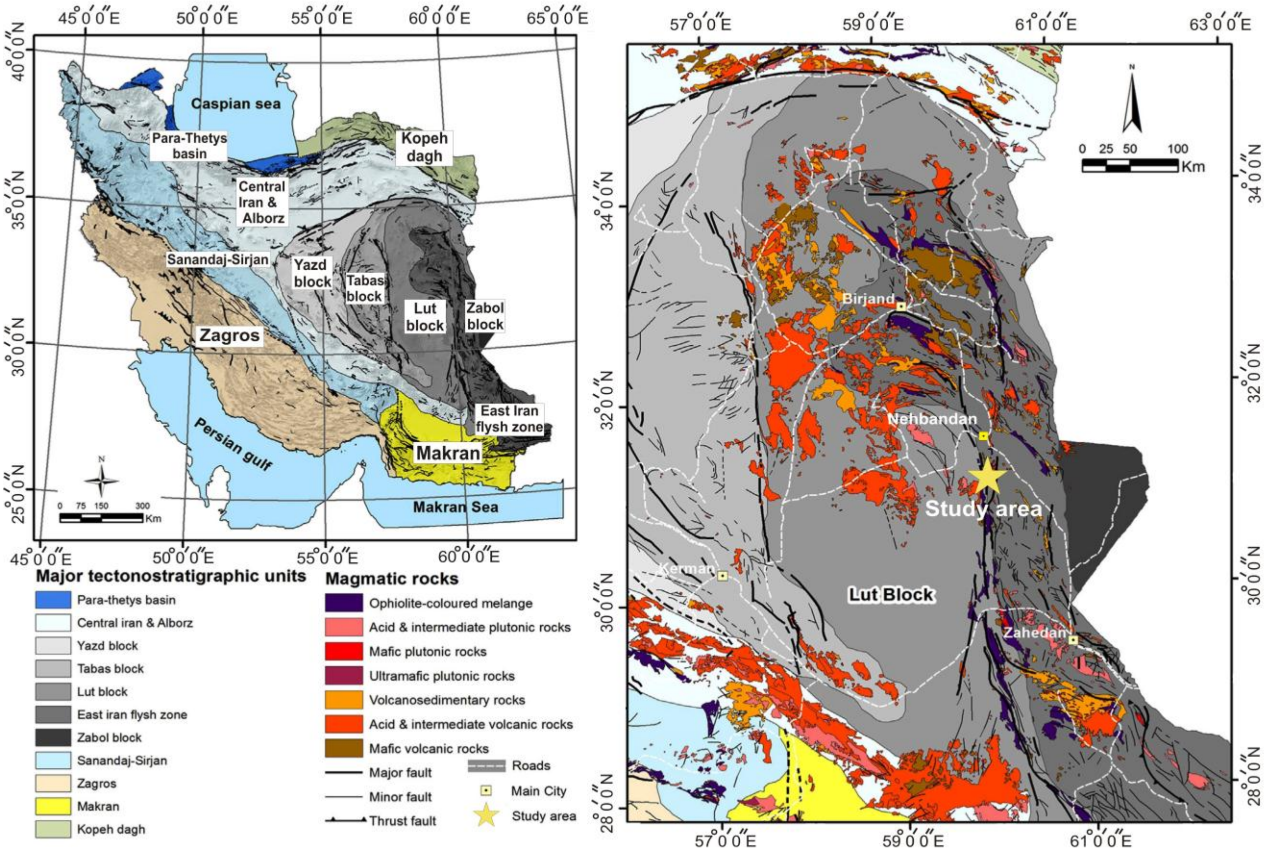
افیـولیتی، بـرای ارزیـابی فراینـدهای تأثیرگـذار در پیـدایش مجموعـۀ افیـولیتی و شـناخت جایگـاه زمـینسـاختی آنهـا اهمیـت بسـیاری دارد (Ahmad *et al.*, 2005; Caran *et al.*, 2010). بـا وجـود پیچیـدگی فـراوان، ویژگـیهـای زمـینشناسـی ایـن سـنگهـا، دادههـای کـانیشـناختی و سـنگشـناختی پریـدوتیتهـای گوشـتهای در شـناخت جایگـاه زمـینسـاختی مجموعـههـای افیـولیتی اهمیـت ویـژهای دارنـد (Gonzalez-Jimenez *et al.*, 2011).

مجموعـههـای افیـولیتی در گـروه مجموعـه سنگهای مافیک و الترامافیک ردهبندی میشوند و از دیدگاه برخی اندوختهها (مانند: کرومیت، مس، آهن، سرب و روی) شایان توجهانـد (Mudd *et al.*, 2013)؛ بـا ایـن حـال، نبـود دادههـای دقیـق بـرای ترکیـبهـای سـولفیدی، روشـننبـودن جایگـاه سنگشناسی واحـدهای سـنگی میزبـان کـانیهـای سـولفیدی و پیچیـدگی بسـیارِ سـنگشناسـی در پهنههای افیولیتی موجب شده است که بررسیهـای علمی و اکتشـافی هدفمنـد روی فازهـای سـولفیدی سابقه کمی داشته باشد. این کانسارها نخست بـرای استخراج فلزات پایه بهرهبرداری میشدند (Mudd *et al.*, 2013). بهطور کلی، این نکته پذیرفته شده است که خاستگاه این فلزها در پهنههای واکنشی گرمابی، در پایینترین بخش دایکهـای ورقـهای، در پوسـتۀ اقیانوسی جای دارد (Patten *et al.*, 2017). امـروزه نیـز نشـانههـایی از آن در مغـزههـای حفـاری ژرفِ پوستۀ اقیانوسـی ردیـابی مـیشـود (Patten etal., 2015). این نوع کانهزایی در پهنههای اپیدوتیشـدۀ درون افیولیـتهـا را بـهنـام کانسـارهای مافیـک- الترامافیـک دانسـته و بهـرهبـرداری کـردهانـد (Anenburg *et al.*, 2015). برای نمونه، افیولیتهای ترودوس در قبرس از این دسته هستند (Vikentyev *et al.*, 2017). افـزونبـراین، کانسـارهای درون افیولیتهای اسـماعیل- عمـان (Alabaster *et al.*, 1979) و ایران که میزبان بخش مهمی از کانسارهای سولفیدیاند نیز از این گروه بهشمار میروند. برپایۀ گسترش چشمگیر مجموعههای افیـولیتی در ایـران، رخدادهای متنوعی از کانهزایی آهـن و فلـزات پایـه (مانند: مس) در زمانهای گوناگون بهویـژه کرتاسـه روی دادهانـد (Mousivand *et al.*, 2018). کانسـار نـوده (Maghfouri *et al*, 2016)، کانسـارهای شـیخعـالی و احمـدآباد (Rastad *et al.*, 2002)، زورآبـاد خـوی (Aftabi *et al.*, 2006)، زاغدره و رمشـک (Mousivand *et al.*, 2013)، گزیـک و خلـیلان (Mousivand *et al.*, 2013) و مسـگران (Agharezaei and Hezarkhani, 2016) از ایـن کانهزاییها هستند.

در این پژوهش، با بررسی ویژگیهـای صـحرایی، سـنگنگـاری، بررسـیهـای میکروسـکوپی، شـیمی کـانیهـا و زمـینشـیمی سـنگهـای پریـدوتیت گوشتهای در افیولیتهای حیـدرآباد کـه کانـهزایـی مس و آهن دارند، خاستگاه و پهنۀ زمینساختی این واحدها و چگونگی کانـهزایـی آهـن و مـس در آنهـا بررسی میشود.

## زمینشناسی منطقه

منطقـه حیـدرآباد در افیولیـتهـای نهبنـدان، در بخـش میـانی پهنـۀ زمـیندرز سیسـتان جـای دارد (شـکل ۱). زمـیندرز سیسـتان بـا رونـد شـمالی- جنـوبی، بـا درازای بیشـتر از ۷۰۰ کیلـومتر، در خـاور ایـران، میـان بلـوک لـوت در بـاختر و بلـوک افغـان در خـاور قـرار دارد (Kurzawa *et al.*, 2017).



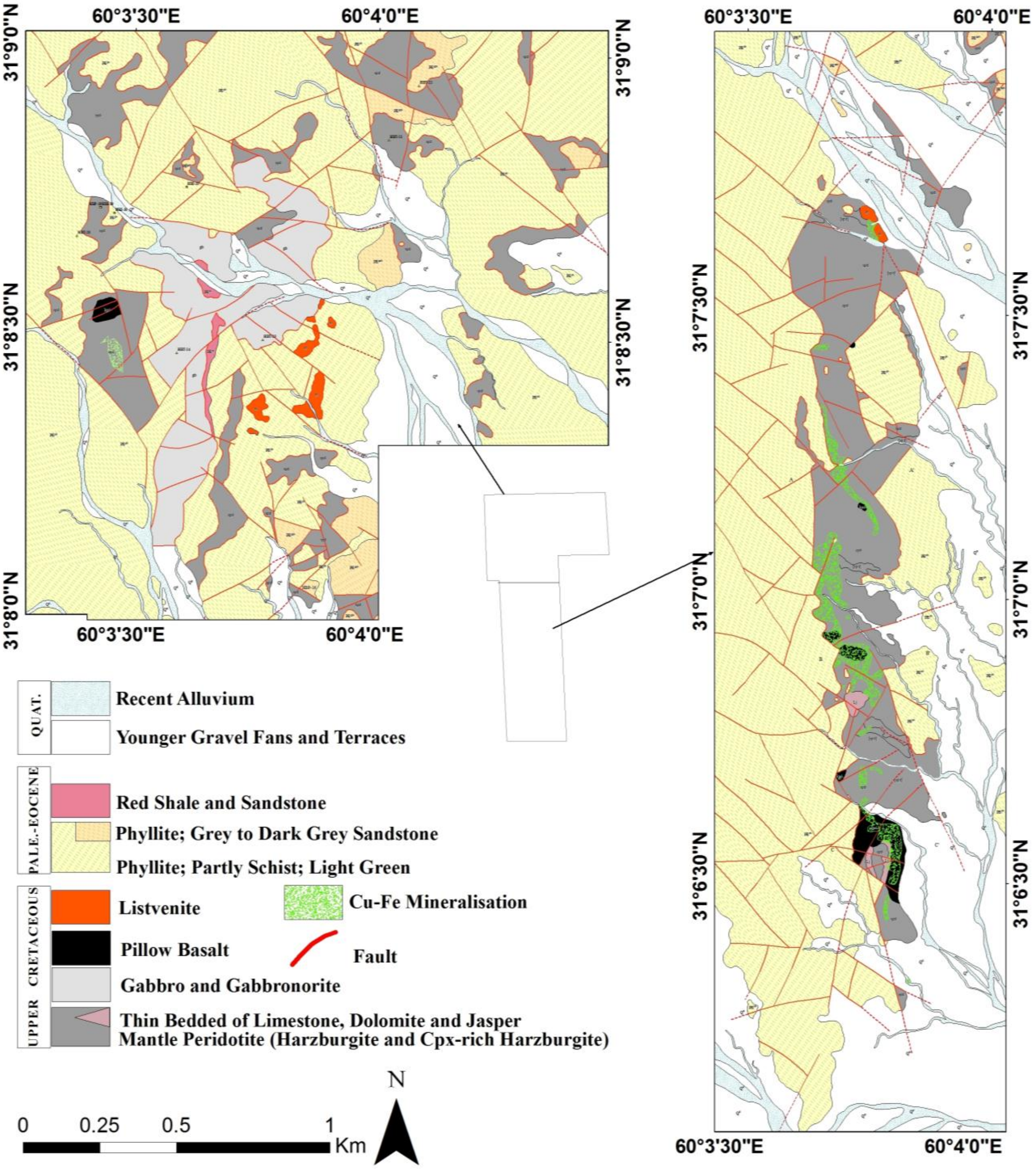

شکل ۱- پهنه‌های اصلی رسوبی- ساختاری ایران (Berberian and King, 1981) و جایگاه محدودهٔ حیدرآباد

این زمین‌درز که در پی برخورد بلوک‌های لوت و افغان و بسته‌شدن اقیانوس تتیس در زمان کرتاسه تا ائوسن پدید آمده است (Bayet-Goll *et al.*, 2016) و از مهم‌ترین شاخه‌های نئوتتیس به‌شمار می‌آید. این زمین‌درز که مراحل پیدایش را از پوستهٔ اقیانوسی تا قاره‌ای گذرانده است، به‌صورت یک حوضهٔ بجامانده در پی برخورد بلوک‌های لوت و افغان است (Brocker *et al.*, 2013). در راستای این زمین‌درز، مجموعه‌های افیولیتی گوناگونی به‌صورت ناپیوسته با روند شمالی- جنوبی، از بیرجند تا زاهدان، رخنمون دارند. مهم‌ترین آنها عبارتند از: ۱) افیولیت‌های بیرجند؛ ۲) افیولیت‌های نهبندان؛ ۳) افیولیت‌های چهل‌کوره.

برپایهٔ بررسی‌ها (Tirrul *et al.*, 1983)، زمین‌درز سیستان دو واحد اصلی دارد: ۱) کمپلکس نه- رتوک؛ ۲) حوضهٔ سفیدابه یا اقیانوس کهن سیستان.

این تکامل زمین‌ساختی با جایگیری آمیزه‌های افیولیتی و افیولیت‌های کرتاسه آغاز شده و سپس با ته‌نشست فلیش‌های کرتاسه پسین- ائوسن ادامه پیدا کرده است (Fotoohi-Rad *et al.*, 2009). مجموعهٔ نه- رتوک که گسترهٔ بررسی‌شدهٔ حیدرآباد نیز در آن جای گرفته است، یک منشور برافزایشی است که از اطراف با حوضهٔ سفیدابه همپوشانی دارد (Mohammadi *et al.*, 2016). مجموعه نه- رتوک دربردارندهٔ توالی بخش گوشته‌ای (سرپانتینیت، هارزبورژیت سرپانتینی شده، هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن) و بخش پوسته‌ای (Saccani *et al.*, 2010) (توده‌های الترامافیک، گابرونوریت، گابروهای توده‌ای و لایه‌ای، به همراه دایک‌های پلاژیوگرانیت و بازالت-بازالت‌های اسپیلیتی) است (Zarrinkoub *et al.*, 2012).

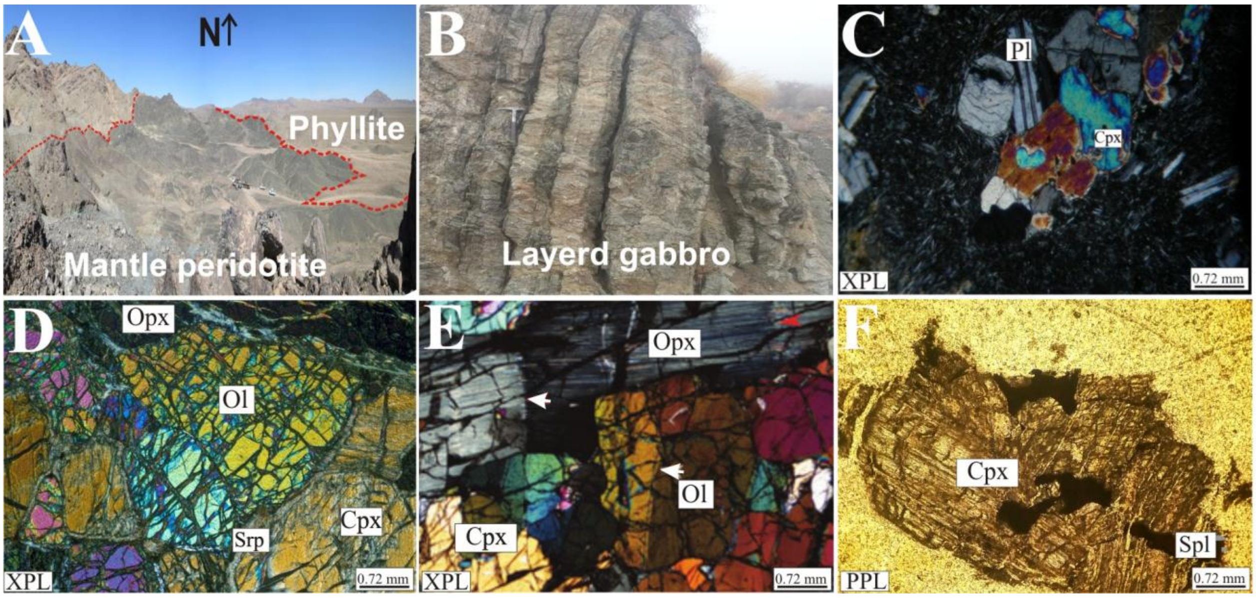
واحـــدهای ســـنگی اصـــلی ایـــن منطقـــه دربردارنـــدۀ واحـــدهای آمیـــزۀ افیـــولیتی بـــه ســـن کرتاســـه پســـین (هارزبورژیـــت، لرزولیـــت، گـــابرو، گابرونوریـــت، دایـــک‌هـــای صـــفحه‌ای، گـــدازه بالشـــی و لیســـتونیت)، فیلیـــت‌هـــای منســـوب بـــه پالئوســـن-ائوســـن و مقـــدار کمـــی شیســـت و ماسه‌سنگ با دگرگونی ضعیف‌اند (شکل ۲).




شکل ۲- نقشۀ زمین‌شناسی تهیه‌شده از محدودۀ حیدرآباد (مقیاس ۱:۵۰۰۰)

پریدوتیت گوشته‌ای تکتونیزه (تکتونایت)، فراوان‌ترین واحد سنگی است و به‌صورت گسله در کنار فیلیت‌ها جای گرفته است (شکل ۳- A). پریدوتیت گوشته‌ای بیشتر بخش‌های مرتفع منطقه را دربر می‌گیرند. این سنگ‌ها در پهنه‌های گسلی لیستونیتی شده‌اند و فرایند سرپانتینی‌شدن را با درجات گوناگونی نشان می‌دهند. در این مجموعه، گابروها به دو صورت گابروهای ایزوتروپ و گابروهای لایه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳- B). در این محدوده، گابرو و گابرونوریت چندین رخنمون دارند. گدازه‌های بالشیِ آمیزهٔ افیولیتی بررسی‌شده بافت آفیریک، ویتروفیری تا پورفیری و اینترگرانولار دارند (شکل ۳- C). میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز کلینوپیروکسن در خمیره‌ای از شیشه اکسیده‌شده نمایان شده‌اند. این میکرولیت‌ها نشانهٔ تبلور سریع آنها در کف دریا هستند (Kohansal *et al.*, 2016). رسوب‌های پلاژیکِ (آهک و چرت رادیولاریت‌دار) روی گدازه‌های بالشی به‌خوبی نشان‌دهندهٔ آتشفشان دریایی و فوران‌های آرام در ژرفای دریا هستند. در آمیزهٔ افیولیتی محدوده حیدرآباد، پریدوتیت گوشته‌ای نزدیک به ۷۰ درصد از رخنمون افیولیتی را دربر گرفته و از هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن ساخته شده است. رفتار درزه‌ها و رخداد فرسایش کروی به‌همراه هوازدگی، ساخت‌های قلوه‌ای در این هارزبورژیت‌ها را به‌دنبال داشته است.

این سنگ‌ها در مقیاس نمونهٔ دستی، دانه‌ای هستند و کانی‌های کمابیش درشت الیوین و پیروکسن دارند (نزدیک به ۳ میلیمتر) که به سنگ، رنگ سبز تیره تا سبز مایل به سیاه داده‌اند. بافت‌های مشبک، پروتوگرانولار، پورفیروکلاستیک، هم‌پس و انتقالی از بافت‌هایِ تکتونایت‌های بررسی‌شده هستند. بافت پروتوگرانولار (شکل ۳- D) کهن‌ترین بافت پریدوتیت‌های تکتونایتی به‌شمار می‌رود (Khalili and Pahlevaninjad, 2010). بافت مشبک در نمونه‌های بررسی‌شده پیامد تجزیه و دگرسانی الیوین به سرپانتین است (Ghaseminejad and Torabi, 2014). بیشتر الیوین‌ها در پی دگرسانی با سرپانتین جایگزین شده‌اند و باعث پیدایش کانه‌های کدر (مانند: تیتانومگنتیت) شده‌اند. همراهی این کانی‌ها با سرپانتین در حاشیه و به‌صورت رگه‌های نامنظم و متقاطع در الیوین، بافت مشبک یا توری را در الیوین پدید آورده است. ارتوپیروکسن و الیوین‌های درشت نشانه‌هایی از دگریختی شکل‌پذیر (مانند: نوار شکنجی) را نشان می‌دهند (شکل ۳- E) که چه‌بسا پیامد شرایط گوشته‌ای و رخداد دگریختی کشسان دما بالا باشند (Kamenetsky *et al.*, 2006). کروم‌اسپینل و کرومیت کانی‌های نخستین سنگ‌های الترامافیک هستند و به‌علت مقاومت بالای آنها دربرابر فرایندهای دگرسانی گرمابی و دگرگونی کمابیش سالم می‌مانند (Nasir *et al.*, 2007). کروم‌اسپینل بیشتر به شکل‌های کاملاً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود که هم به‌صورت میان‌بلوری و هم به‌صورت میانبار درون بلورهای الیوین و پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳- F). به‌طور خلاصه در تکتونایت گوشته‌ای، میزان الیوین برابربا ۶۵ تا ۸۵ درصدحجمی و اندازهٔ آن ۲ تا ۵ میلیمتر است. همچنین، ارتوپیروکسن (بیشتر انستاتیت با ماکل مکانیکی) با فراوانی ۱۰ تا ۳۰ درصدحجمی و به اندازهٔ معمولاً کمتر از ۲ میلیمتر و گاه پورفیروکلاست‌هایی تا نزدیک به ۶ میلیمتر دیده می‌شود. کلینوپیروکسن (دیوپسید) نیز فراوانی کمتر از ۱ تا ۵ درصدحجمی دارد و اندازهٔ آن نزدیک به ۲ میلیمتر است.




شکل ۳- A) تصویر پانوراما از آمیزۀ افیولیتی که از اطراف با فیلیت فراگرفته شده است (دید رو به شمال)؛ B) نمایی از گابروی لایه‌ای در افیولیت حیدرآباد؛ C) بافت پورفیروی در بازالت بالشی؛ D) بافت پروتوگرانولار در هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن؛ E) بافت هم‌بُعد در هارزبورژیت که در آن ارتوپیروکسن با ماکل مکانیکی، الیوین‌های کینک‌باند‌دار را فراگرفته است؛ F) کروم‌اسپینل نیمه‌شکل‌دار درون پیروکسن (Ol: الیوین؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Spl: اسپینل؛ Srp: سرپانتین؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است)

## روش انجام پژوهش

افزون‌بر بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات گوناگون از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک برای تهیه مقطع‌های نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیۀ سنگ‌کل و شیمی کانی‌ها انجام شد. بررسی‌های آزمایشگاهی دربردارندۀ بررسی‌های سنگ‌نگاشتی مقطع‌های نازک میکروسکوپی و صیقلی برای شناخت بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آنهاست. ازاین‌رو، سنگ‌کل شمار ۱۱ نمونه از پریدوتیت‌های گوشته‌ای با کمترین دگرسانی برای ارزیابی اکسیدهای اصلی به روش XRF و دستگاه اسپکترومتر Advant-XP ARL تجزیه شدند. همچنین، تجزیه عنصرهای اصلی، کمیاب و عنصرهای خاکی نادر (REE) به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS)، با طیف‌سنج حرارتی سری X-I در مؤسسه تحقیقات ذخایر معدنی و علوم‌زمین (CNR) در شهر پادوای ایتالیا انجام شد. افزون‌براین، هشت مقطع نازک صیقلی برای بررسی نقطه‌ای کانی‌های اسپینل، الیوین و پیروکسن به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) فرستاده شدند. تجزیه این کانی‌ها با روش EPMA و دستگاه ریزکاو الکترونی مدل Cameca SX100 (با ولتاژ شتاب‌دهندۀ ۱۵kV، شدت جریان ۲۰mA، مدت زمان شمارش ۱۵ تا ۲۰ ثانیه و قطر باریکۀ الکترونی متمرکز ۱ تا ۳ میکرون) انجام شد.

## داده‌های زمین‌شیمایی

### ۱- شیمی کانی‌ها

**کرم‌اسپینل:** پژوهش‌ها نشان می‌دهند کرم‌اسپینل شاخص پتروژنتیک حساسی برای بررسی ترکیب

شیمیایی ماگمای مادر به‌شمار می‌رود؛ زیرا این کانی دربرابر تغییرات شیمیایی پس از جایگیری ماگما مقاومت بالایی از خود نشان می‌دهد (Senda *et al*., 2016) و ازاین‌رو، برای بررسی سنگ‌های قدیمی دگرسان مناسب است. ازآنجایی‌که تبلور کرم‌اسپینل در محیط‌های ماگمایی همزمان با الیوین روی می‌دهد و ضریب توزیع‌پذیری بالای برخی عنصرها (مانند: Fe، Mg و Al) میان ماگما و اسپینل از ویژگی‌های مهم ترکیبی آن است، شیمی این کانی برای بررسی ترکیب مایع اولیه کارآمد است (Maurel and Maurel, 1982). برپایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ریزکاو الکترونی (جدول ۱) اسپینل‌های بررسی‌شده از نوع آلومینیم-کروم‌دارند. در مقایسه با هارزبورژیت‌ها، پیکوتیت در هارزبورژیت‌های سرشار از کلینوپیروکسن، میزان بالاتری $TiO_2$ (۰/۰۴ تا ۰/۱ درصدوزنی) و $Al_2O_3$ (۴۷/۵ تا ۵۰ درصدوزنی) و میزان کمتری $Cr_2O_3$ (۱۶/۵ تا ۱۹ درصدوزنی) دارد. در کروم‌اسپینل، میزان Mg# $[100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ در هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن به‌ترتیب برابربا ۶۲/۴ تا ۶۶ درصدوزنی و ۶۴/۳ تا ۶۷/۳ درصدوزنی است. همچنین، در این کانی، میزان Cr# $[100\times Cr/(Cr+Al)]$ در هارزبورژیت برابر با ۳۱/۳ تا ۳۴/۵ درصدوزنی و در هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن ۱۸/۱ تا ۲۱ درصدوزنی است.

جدول ۱- داده‌های تجزیهٔ ریزکاو الکترونی برای اسپینل (برپایهٔ درصدوزنی) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای حیدرآباد، به‌همراه فرمول ساختاری و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده آنها برپایهٔ ۳۲ اتم اکسیژن (Cr#: $100\times Cr/(Cr+Al)$؛ Mg#: $100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})$)

| **Rock Type** | Harzburgite | | | | | | Cpx-rich harzburgite | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Points No.** | S62-pt6 | S62-pt5 | S62-pt4 | S62-pt3 | S62-pt2 | S62-pt1 | S78-pt6 | S78-pt5 | S78-pt4 | S78-pt3 | S78-pt2 | S78-pt1 |
| **$SiO_2$** | 0.03 | 0.07 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.20 | 0.06 | 0.04 |
| **$TiO_2$** | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.04 | 0.10 | 0.09 | 0.07 |
| **$Al_2O_3$** | 37.18 | 40.12 | 39.93 | 40.98 | 37.98 | 39.75 | 48.96 | 49.31 | 48.86 | 47.58 | 48.87 | 50.16 |
| **$Cr_2O_3$** | 29.01 | 28.11 | 27.84 | 27.85 | 29.89 | 27.34 | 18.16 | 18.22 | 17.64 | 18.94 | 18.23 | 16.62 |
| **$Fe_2O_3$** | 0.89 | 0.49 | 1.13 | 0.57 | 0.94 | 1.41 | 0.71 | 0.83 | 1.12 | 1.13 | 1.09 | 0.88 |
| **FeO** | 15.84 | 14.68 | 14.82 | 14.71 | 14.86 | 13.97 | 15.51 | 15.15 | 15.02 | 14.96 | 13.97 | 15.14 |
| **MnO** | 0.22 | 0.21 | 0.19 | 0.23 | 0.22 | 0.14 | 0.21 | 0.18 | 0.19 | 0.02 | 0.10 | 0.21 |
| **MgO** | 14.76 | 15.26 | 15.14 | 15.17 | 15.21 | 15.23 | 15.71 | 15.82 | 15.91 | 16.71 | 16.19 | 15.72 |
| **CaO** | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| **NiO** | 0.23 | 0.05 | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.32 | 0.39 | 0.31 | 0.21 | 0.24 | 0.37 |
| **Total** | 98.20 | 99.03 | 99.28 | 99.80 | 99.35 | 98.09 | 99.70 | 100.01 | 99.12 | 99.86 | 98.84 | 99.23 |
| **Si** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 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 |
| **Al** | 1.28 | 1.35 | 1.34 | 1.37 | 1.29 | 1.35 | 1.59 | 1.59 | 1.59 | 1.54 | 1.58 | 1.62 |
| **Cr** | 0.67 | 0.63 | 0.63 | 0.62 | 0.68 | 0.62 | 0.39 | 0.39 | 0.38 | 0.41 | 0.40 | 0.36 |
| **$Fe^{3+}$** | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| **$Fe^{2+}$** | 0.39 | 0.35 | 0.35 | 0.35 | 0.36 | 0.34 | 0.36 | 0.35 | 0.35 | 0.34 | 0.32 | 0.35 |
| **Mn** | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| **Mg** | 0.64 | 0.65 | 0.64 | 0.64 | 0.65 | 0.65 | 0.64 | 0.65 | 0.65 | 0.68 | 0.66 | 0.64 |
| **Ca** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| **Ni** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| **Total** | 3.02 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.01 | 3.00 | 3.01 | 3.01 | 3.01 | 3.01 | 3.01 | 3.01 |
| **Cr#** | 34.36 | 31.97 | 31.87 | 31.31 | 34.55 | 31.57 | 19.93 | 19.86 | 19.50 | 21.08 | 20.02 | 18.19 |
| **Mg#** | 62.42 | 64.95 | 64.55 | 64.77 | 64.60 | 66.03 | 64.36 | 65.05 | 65.38 | 66.57 | 67.38 | 64.92 |
| **$Al_2O_3/Cr_2O_3$** | 1.28 | 1.43 | 1.43 | 1.47 | 1.27 | 1.45 | 2.70 | 2.71 | 2.77 | 2.51 | 2.68 | 3.02 |
| **FeO/MgO** | 1.07 | 0.96 | 0.98 | 0.97 | 0.98 | 0.92 | 0.99 | 0.96 | 0.94 | 0.90 | 0.86 | 0.96 |

**الیــوین:** بـا آگـاهی از ترکیـب شـیمیایی الیـوین و اسـپینل ویژگـی‌هـای زمـین‌سـاختی و مباحـث مربـوط به سـنگ‌زایـی ماگمـا بررسـی مـی‌شـود (Arai, 1994). ایـن کـانی از فـراوان‌تـرین کـانی‌هـایِ پریـدوتیت‌هـای گوشـته‌ای در محـدودهٔ بررسـی‌شـده اسـت. ترکیـب ایـن کـانی در ایـن سـنگ‌هـا بـه‌گونـهٔ چشـمگیری یکنواخـت اسـت و در محـدودهٔ فورسـتریت (Fo) جـای مـی‌گیـرد (Deer *et al.*, 1992). میـزان فورسـتریت در پریـدوتیت گوشـته‌ای برپایـهٔ داده‌هـای بـه‌دسـت‌آمـده از تجزیـه ریزکـاو الکترونـی از $Fo_{90.0}$ تـا $Fo_{90.9}$ و Mg# از ۹۰/۲ تـا ۹۱ تغییـر مـی‌کنـد (جدول ۲).

جدول ۲- داده‌های تجزیهٔ ریزکـاو الکترونـی بـرای الیـوین (برپایـهٔ درصـدوزنی) در پریـدوتیت‌هـای گوشـته‌ای حیـدرآباد، بـه‌همـراه فرمـول ساختاری و سازنده‌های پایانی به‌دست‌آمده آنها برپایهٔ ۴ اتم اکسیژن (Fo: فورستریت؛ Fa: فایالیت؛ $Mg\#=100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})$)

| Rock Type | Harzburgite | | | | | Cpx-rich harzburgite | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Points No.** | O2-pt1 | O2-pt2 | O2-pt3 | O1-pt1 | O1-pt2 | O6-pt1 | O6-pt2 | O3-pt3 | O5-pt1 | O5-pt2 |
| **$SiO_2$** | 40.69 | 40.53 | 40.68 | 40.38 | 40.67 | 41.49 | 41.31 | 41.47 | 41.45 | 41.48 |
| **$TiO_2$** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.00 |
| **$Al_2O_3$** | 0.03 | 0.06 | 0.10 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.00 |
| **$Cr_2O_3$** | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.05 |
| **FeO** | 9.21 | 9.26 | 8.93 | 9.58 | 8.75 | 10.16 | 10.23 | 10.08 | 10.01 | 10.29 |
| **MnO** | 0.16 | 0.13 | 0.14 | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.18 | 0.10 | 0.07 | 0.22 |
| **MgO** | 49.06 | 49.61 | 49.91 | 49.32 | 49.47 | 49.22 | 49.03 | 49.24 | 49.26 | 49.07 |
| **CaO** | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| **NiO** | 0.45 | 0.35 | 0.38 | 0.32 | 0.29 | 0.45 | 0.46 | 0.38 | 0.31 | 0.48 |
| **$Na_2O$** | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.06 |
| **Total** | 99.67 | 99.94 | 100.16 | 99.73 | 99.35 | 101.57 | 101.32 | 101.40 | 101.20 | 101.66 |
| **Si** | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.94 |
| **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 | 0.00 | 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 | 1.00 |
| **Fe2+** | 0.18 | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.18 |
| **Mn** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| **Mg** | 1.68 | 1.69 | 1.70 | 1.69 | 1.70 | 1.69 | 1.70 | 1.69 | 1.70 | 1.69 |
| **Ca** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| **Ni** | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| **Na** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| **Total** | 2.81 | 2.82 | 2.82 | 2.81 | 2.81 | 2.82 | 2.82 | 2.81 | 2.81 | 3.82 |
| **Fo** | 90.32 | 90.41 | 90.75 | 90.07 | 90.90 | 90.07 | 90.90 | 90.07 | 90.90 | 90.07 |
| **Fa** | 9.68 | 9.59 | 9.25 | 9.93 | 9.10 | 9.93 | 9.10 | 9.93 | 9.10 | 9.93 |
| **Mg#** | 90.47 | 90.53 | 90.88 | 90.17 | 90.97 | 90.17 | 90.97 | 90.17 | 90.97 | 90.17 |

**پیروکســـن:** فرمـول سـاختاری ارتوپیروکسـن‌هـا و کلینوپیروکسـن‌هـا برپایـهٔ ۴ کـاتیون بـه‌ازای ۶ اتـم اکسـیژن بـه‌دسـت آمـده اسـت (جـدول ۳). در نمونـه هارزبورژیـت گوشـته‌ای، پورفیروکلاسـت‌هـای متوسـط تـا درشـت‌بلـور ارتوپیروکسـن، ۸۸/۸ تـا ۹۰/۷ درصـدمولی انسـتاتیت، ۷/۷ تـا ۹/۷ درصـدمولی فروسـیلیت و ۱/۳ تـا ۱/۷ درصـدمولی ولاسـتونیت دارند ($En_{88.8–90.7}Fs_{7.7–9.7}Wo_{1.3–1.7}$).

در هارزبورژیت‌های سرشار از کلینوپیروکسـن، ایـن مقـدارها برابربـا $En_{85.3–87.3}Fs_{5.1–10.8}Wo_{2.5–7.5}$ هسـتند. مقـدار Mg# ارتوپیروکسـن‌هـایِ هارزبورژیـت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن به‌ترتیب برابر بـا ۹۰/۳ تا ۹۲/۴ و ۸۹/۱ تا ۹۰/۸ است (جدول ۳). برپایهٔ جدول ۳، در هارزبورژیت‌های سرشار از کلینوپیروکسن،

میزان انستاتیت برابربا ۴۳/۶ تا ۴۸/۳ درصدمولی، فروسیلیت برابربا ۶/۷ تا ۸/۹ درصدمولی و ولاستونیت برابربا ۴۴/۲ تا ۴۹/۶ درصدمولی هستند ($En_{43.6-48.3}Fs_{6.7-8.9}Wo_{44.2-49.6}$). میزان $Al_2O_3$ برابربا ۲/۳ تا ۴/۸ درصدوزنی است. مقدار #Mg کلینوپیروکسن از ۹۱/۴ تا ۹۳/۱ در نوسان است. میزان $TiO_2$ و $Na_2O$ نیز بسیار اندک است و به‌ترتیب از ۰/۱۱ تا ۰/۳۲ و ۰/۰۱ تا ۰/۲۱ تغییر می‌کند.

جدول ۳- داده‌های تجزیهٔ ریزکاو الکترونی برای پیروکسن (برپایهٔ درصدوزنی) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای حیدرآباد، به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به‌دست‌آمده آنها برپایه ۶ اتم اکسیژن (Wo: ولاستونیت؛ En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ ($Mg\#=100*Mg/(Mg + Fe^{2+})$)

| Rock Type | harzburgite | | | | Cpx-rich harzburgite | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Points No.** | O6-pt1 | O6-pt2 | O6-pt3 | 06-pt4 | O3-pt1 | O3-pt2 | O3-pt3 | O3-pt4 | C4-pt1 | C4-pt2 | C4-pt3 | C4-pt4 | C4-pt5 |
| **$SiO_2$** | 55.89 | 55.85 | 56.31 | 56.19 | 53.21 | 51.34 | 54.25 | 54.29 | 51.32 | 52.29 | 55.71 | 52.60 | 53.21 |
| **$TiO_2$** | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.32 | 0.30 | 0.10 | 0.03 | 0.30 | 0.32 | 0.00 | 0.21 | 0.11 |
| **$Al_2O_3$** | 3.74 | 3.02 | 3.27 | 2.91 | 4.31 | 4.79 | 5.18 | 5.09 | 4.82 | 4.28 | 2.34 | 3.01 | 3.91 |
| **$Cr_2O_3$** | 0.64 | 0.68 | 0.62 | 0.61 | 0.91 | 0.93 | 0.84 | 0.79 | 0.30 | 0.92 | 0.40 | 0.98 | 0.20 |
| **FeO** | 5.92 | 6.21 | 6.35 | 5.88 | 2.08 | 2.79 | 6.05 | 6.52 | 2.81 | 2.09 | 2.41 | 2.21 | 2.87 |
| **MnO** | 0.19 | 0.16 | 0.17 | 0.18 | 0.15 | 0.09 | 0.17 | 0.08 | 0.08 | 0.13 | 0.21 | 0.12 | 0.18 |
| **MgO** | 32.98 | 33.68 | 33.69 | 33.58 | 16.69 | 16.74 | 31.61 | 32.01 | 16.83 | 15.64 | 18.40 | 16.74 | 17.24 |
| **CaO** | 0.76 | 0.82 | 0.67 | 0.91 | 23.54 | 21.68 | 1.94 | 1.13 | 22.36 | 24.76 | 23.40 | 24.87 | 22.92 |
| **$Na_2O$** | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.22 | 0.32 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.21 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| **$K_2O$** | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| **Total** | 100.18 | 100.47 | 101.10 | 100.33 | 101.43 | 98.98 | 100.17 | 99.97 | 98.85 | 100.64 | 102.89 | 100.75 | 100.66 |
| **Si** | 1.85 | 1.84 | 1.84 | 1.85 | 1.87 | 1.84 | 1.80 | 1.80 | 2.46 | 2.49 | 2.57 | 2.50 | 2.50 |
| **Ti** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| **Al** | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.11 | 0.18 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.27 | 0.24 | 0.13 | 0.17 | 0.22 |
| **Cr** | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.01 |
| **$Fe^{3+}$** | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.11 |
| **$Fe^{2+}$** | 0.17 | 0.14 | 0.18 | 0.16 | 0.10 | 0.10 | 0.19 | 0.19 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.11 |
| **Mn** | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| **Mg** | 1.72 | 1.72 | 1.72 | 1.73 | 0.86 | 1.00 | 1.59 | 1.66 | 1.20 | 1.11 | 1.26 | 1.19 | 1.21 |
| **Ca** | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.05 | 1.15 | 1.26 | 1.15 | 1.27 | 1.15 |
| **Na** | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 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 |
| **Total** | 3.95 | 3.87 | 3.92 | 3.91 | 3.13 | 3.29 | 3.89 | 3.92 | 5.33 | 5.33 | 5.32 | 5.35 | 5.33 |
| **Wo** | 1.60 | 1.48 | 1.29 | 1.66 | 6.50 | 6.66 | 3.82 | 2.53 | 44.52 | 49.63 | 44.21 | 48.10 | 44.48 |
| **En** | 88.81 | 90.75 | 88.98 | 89.75 | 83.11 | 84.15 | 85.38 | 87.35 | 46.62 | 43.62 | 48.37 | 45.05 | 46.55 |
| **Fs** | 9.59 | 7.77 | 9.73 | 8.58 | 10.39 | 9.19 | 10.80 | 10.12 | 8.86 | 6.75 | 7.42 | 6.86 | 8.97 |
| **Mg#** | 90.97 | 92.41 | 90.38 | 91.66 | 89.26 | 90.81 | 89.12 | 89.86 | 91.44 | 93.03 | 93.16 | 93.10 | 91.46 |
| **total** | 0.19 | 0.15 | 0.19 | 0.17 | 0.11 | 0.11 | 0.20 | 0.19 | 0.23 | 0.17 | 0.19 | 0.18 | 0.23 |

## ۲- زمین‌شیمی سنگ‌کل

میزان L.O.I در نمونه‌های پریدوتیت کمابیش بالاست؛ به‌گونه‌ای‌که در نمونه‌های هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن به‌ترتیب از ۴ تا ۷/۶ درصدوزنی و ۴/۴ تا ۶/۵ درصدوزنی تغییر می‌کند (جدول ۴). این پدیده در پریدوتیت‌های گوشته‌ای پیامد فرایند سرپانتینی‌شدن است (Malvoisin, 2015) و در پی گذر سیال‌ها از شکستگی‌های درون پریدوتیت‌ها روی داده است. میزان #Mg در پریدوتیت‌های گوشته‌ای شاخصی برای بررسی درجهٔ ذوب‌بخشی یا میزان تهی‌شدگی گوشته به‌شمار می‌رود (Davodi *et al.*, 2014). ازآنجایی‌که هارزبورژیت و هارزبورژیت‌های سرشار از کلینوپیروکسن میزان بالایی #Mg دارند، پس دچار

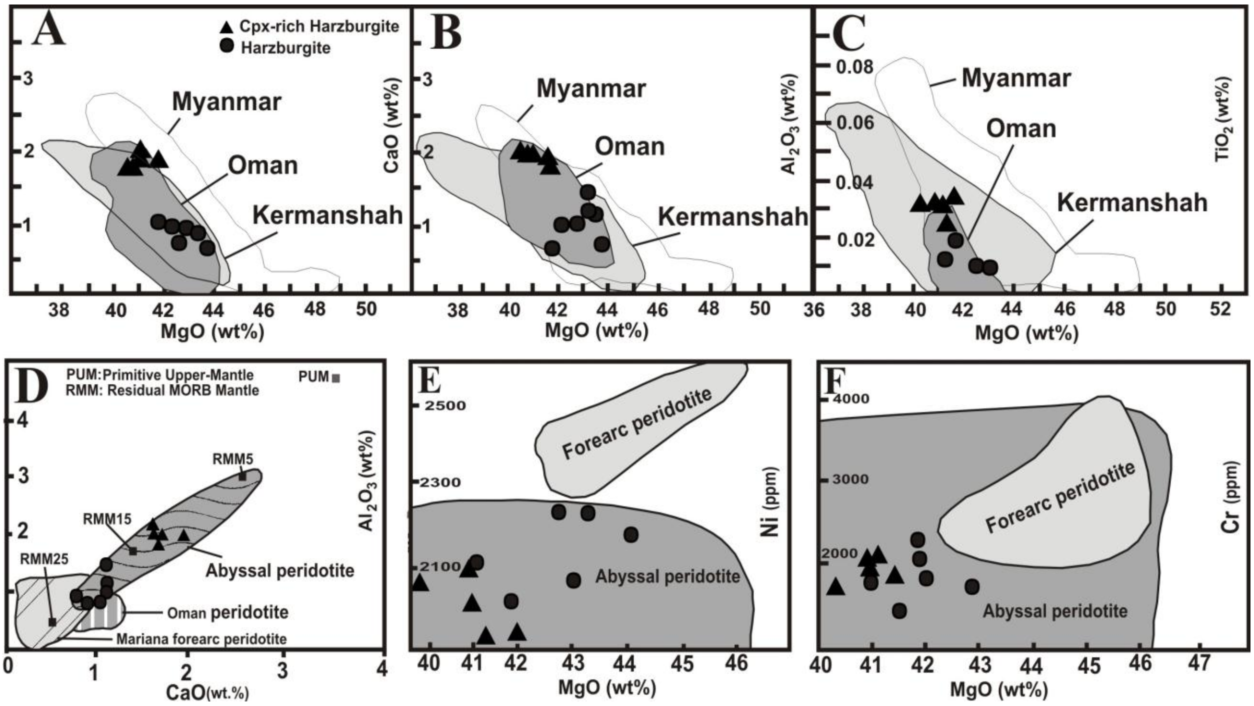
درجهٔ بالایی از ذوب‌بخشی شده‌اند (Hartmann and Wedepohl, 1993). برپایهٔ تجزیهٔ سنگ‌کل در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای، میزان MgO با میزان $Al_2O_3$، CaO و $TiO_2$ ارتباط منفی نشان می‌دهد.

ازاین‌رو، برای بررسی بیشتر با پریدوتیت‌های کرمانشاه (Allahyari *et al.*, 2010)، عمان (Godard *et al.*, 2000) و میانمار (Liu *et al.*, 2016) مقایسه شده است (شکل‌های ۴-A، ۴- B و ۴- C).

جدول ۴- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و عنصرهای خاکی نادر در پریدوتیت‌های گوشته‌ای حیدرآباد

| Rock Type | Harzburgite | | | | | | Cpx-rich harzburgite | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sample No. | B4-62.5 | B4-43.5 | B5-71.3 | B5-60.3 | B6-78.2 | B6-60 | B1-40 | B1-20.4 | B3-28.3 | B5-24.6 | B6-5.8 |
| XRF analyses (wt.%) | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ | 41.95 | 43.01 | 43.04 | 42.21 | 41.74 | 42.85 | 43.09 | 43.17 | 42.86 | 42.77 | 42.97 |
| $TiO_2$ | n.d. | 0.02 | 0.01 | n.d. | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.0` | 0.03 | 0.03 |
| $Al_2O_3$ | 0.94 | 1.26 | 1.17 | 1.11 | 0.95 | 1.58 | 1.88 | 2.01 | 2.16 | 2.03 | 2.02 |
| FeO | 6.51 | 5.57 | 7.81 | 7.49 | 7.29 | 6.82 | 6.13 | 6.79 | 6.29 | 7.59 | 6.71 |
| MnO | 0.13 | 0.11 | 0.14 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 |
| MgO | 43.29 | 41.63 | 42.72 | 42.26 | 41.14 | 42.51 | 41.72 | 41.28 | 40.36 | 41.03 | 41.09 |
| CaO | 0.85 | 1.07 | 1.08 | 0.71 | 1.01 | 1.08 | 1.72 | 2.03 | 1.65 | 1.67 | 1.76 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.07 | 0.05 |
| $K_2O$ | n.d. | 0.06 | 0.01 | n.d. | n.d. | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| $P_2O_5$ | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| L.O.I. | 6.00 | 7.21 | 4.01 | 6.07 | 7.59 | 5.01 | 5.31 | 4.40 | 6.54 | 4.71 | 5.24 |
| Total | 99.68 | 99.97 | 100.03 | 100.01 | 99.88 | 100.06 | 100.06 | 99.92 | 100.07 | 100.06 | 100.02 |
| ICP-MS analyses (ppm) | | | | | | | | | | | |
| Zn | 34 | 38 | 44 | 47 | 36 | 38 | 39 | 46 | 43 | 46 | 43 |
| Cu | 7 | 12 | 19 | 11 | 9 | 6 | 11 | 13 | 10 | 9 | 11 |
| Sc | 4 | 5 | 7 | 5 | 6 | 5 | 6 | 5 | 6 | 7 | 6 |
| Ni | 2162 | 1998 | 2224 | 2223 | 2093 | 2051 | 1915 | 1898 | 2034 | 2081 | 1982 |
| Co | 109 | 110 | 114 | 113 | 108 | 112 | 111 | 115 | 107 | 105 | 109 |
| Cr | 1683 | 1302 | 2411 | 2081 | 1803 | 1784 | 1791 | 2119 | 1627 | 2050 | 1896 |
| V | 41 | 51 | 50 | 22 | 41 | 42 | 50 | 52 | 55 | 57 | 53 |
| Rb | 0.251 | 1.721 | 2.742 | 0.341 | 0.271 | 0.252 | 0.826 | 0.668 | 0.52 | 0.589 | 1.531 |
| Sr | 4.29 | 1.05 | 6.76 | 0.67 | 1.84 | 1.29 | 3.97 | 6.39 | 2.89 | 2.41 | 3.42 |
| Y | 0.7 | 1.19 | 0.971 | 0.561 | 0.701 | 0.889 | 1.89 | 1.93 | 2.06 | 1.89 | 1.68 |
| Zr | 0.189 | 0.394 | 0.597 | 0.219 | 0.326 | 0.237 | 0.524 | 0.451 | 0.458 | 0.47 | 0.715 |
| La | 0.031 | 0.053 | 0.101 | 0.035 | 0.029 | 0.027 | 0.041 | 0.048 | 0.075 | 0.18 | 0.175 |
| Ce | 0.037 | 0.076 | 0.301 | 0.035 | 0.039 | 0.036 | 0.157 | 0.201 | 0.061 | 0.279 | 0.096 |
| Pr | 0.004 | 0.012 | 0.025 | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.021 | 0.023 | 0.011 | 0.036 | 0.015 |
| Nd | 0.021 | 0.039 | 0.089 | 0.016 | 0.018 | 0.02 | 0.112 | 0.114 | 0.092 | 0.159 | 0.079 |
| Sm | 0.006 | 0.007 | 0.018 | 0.007 | 0.006 | 0.008 | 0.045 | 0.043 | 0.048 | 0.047 | 0.059 |
| Eu | 0.004 | 0.007 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.021 | 0.023 | 0.024 | 0.023 | 0.017 |
| Gd | 0.023 | 0.029 | 0.031 | 0.01 | 0.015 | 0.021 | 0.107 | 0.126 | 0.115 | 0.096 | 0.089 |
| Tb | 0.003 | 0.01 | 0.007 | 0.003 | 0.004 | 0.006 | 0.026 | 0.031 | 0.028 | 0.024 | 0.023 |
| Dy | 0.035 | 0.079 | 0.072 | 0.021 | 0.036 | 0.045 | 0.223 | 0.231 | 0.245 | 0.2 | 0.201 |
| Ho | 0.013 | 0.023 | 0.02 | 0.007 | 0.01 | 0.016 | 0.054 | 0.057 | 0.058 | 0.049 | 0.048 |
| Er | 0.051 | 0.076 | 0.075 | 0.031 | 0.047 | 0.054 | 0.178 | 0.194 | 0.193 | 0.167 | 0.161 |
| Tm | 0.01 | 0.014 | 0.013 | 0.007 | 0.009 | 0.011 | 0.029 | 0.033 | 0.031 | 0.029 | 0.028 |
| Yb | 0.071 | 0.105 | 0.111 | 0.047 | 0.069 | 0.08 | 0.208 | 0.223 | 0.227 | 0.221 | 0.227 |
| Lu | 0.013 | 0.017 | 0.016 | 0.01 | 0.011 | 0.013 | 0.033 | 0.035 | 0.036 | 0.031 | 0.032 |
| Nb | 0.21 | 0.969 | 0.524 | 0.258 | 0.169 | 0.316 | 0.385 | 0.181 | 0.234 | 0.321 | 0.7 |
| Hf | 0.005 | 0.019 | 0.015 | 0.005 | 0.007 | 0.003 | 0.024 | 0.026 | 0.021 | 0.02 | 0.025 |
| Ta | 0.012 | 0.137 | 0.055 | 0.03 | 0.025 | 0.022 | 0.049 | 0.031 | 0.029 | 0.032 | 0.107 |
| Th | 0.003 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.005 | 0.007 | 0.015 | 0.017 | 0.001 | 0.028 | 0.003 |
| U | 0.002 | 0.008 | 0.029 | 0.008 | 0.003 | 0.007 | 0.013 | 0.012 | 0.005 | 0.019 | 0.017 |
| $La_n/Sm_n$ | 3.34 | 4.89 | 3.62 | 3.23 | 3.12 | 2.18 | 0.59 | 0.72 | 1.01 | 2.47 | 1.91 |
| $Sm_n/Yb_n$ | 0.09 | 0.07 | 0.17 | 0.16 | 0.09 | 0.11 | 0.23 | 0.21 | 0.23 | 0.23 | 0.28 |
| $La_n/Yb_n$ | 0.30 | 0.35 | 0.63 | 0.52 | 0.29 | 0.24 | 0.14 | 0.15 | 0.23 | 0.57 | 0.54 |
| Nb/Y | 0.30 | 0.81 | 0.54 | 0.46 | 0.24 | 0.36 | 0.20 | 0.09 | 0.11 | 0.17 | 0.42 |

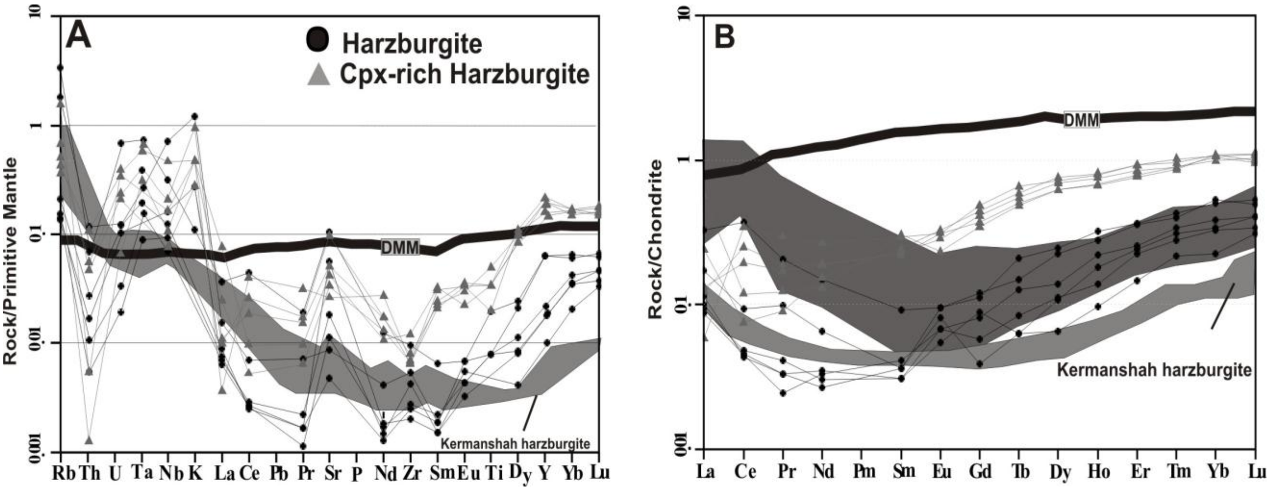
تغییر $Al_2O_3$ دربرابر CaO در پریدوتیت‌های گوشته‌ای بررسی‌شده با رسم محدوده‌هایی برای پریدوتیت‌های پدیدآمده در کوهزایی، افیولیتی و ژرف (آبیسال) آورده شده است (Bodinier and Godard, 2003). همان‌گونه‌که دیده می‌شود، نمونه‌های بررسی‌شده از روند پریدوتیت‌های ژرف پیروی می‌کنند (شکل ۴- D). تغییرات عنصرهای واسطه (V، Sc، Cr، Ni و Co) دربرابر MgO نیز نشان‌دهندهٔ جایگیری پریدوتیت‌های گوشته‌ای بررسی‌شده در محدوده پریدوتیت‌های ژرف هستند. برای نمونه، نمودار MgO دربرابر Ni (شکل ۴- E) و نمودار MgO دربرابر Cr (شکل ۴- F) نشان داده شده‌اند.




شکل ۴- ترکیب سنگ‌کل پریدوتیت‌های گوشته‌ای محدوده آهن و مس حیدرآباد در: A) نمودار MgO دربرابر CaO؛ B) نمودار MgO دربرابر $Al_2O_3$؛ C) نمودار MgO دربرابر $TiO_2$ (پریدوتیت‌های محدوده بررسی‌شده با پریدوتیت‌های گوشته‌ای کرمانشاه (Allahyari *et al.*, 2010)، عمان (Godard *et al.*, 2000) و میانمار (Liu *et al.*, 2016) مقایسه شده‌اند)؛ D) نمودار $Al_2O_3$ دربرابر CaO پریدوتیت‌های گوشته‌ای (مقدار ترکیب گوشتهٔ اولیه (PUM) و گوشته مورب بجامانده (RMM) پس از ۵ تا ۲۵ درصد ذوب‌بخشی هستند (برگرفته از: Bodinierand و Godard، ۲۰۰۳)؛ E) نمودار MgO دربرابر Ni؛ F) نمودار MgO دربرابر Cr (محدوده پریدوتیت‌های ژرف (Niu, 2004) و محدوده پریدوتیت‌های جلوی قوس (Parkinson and Pearce, 1998) برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی نمونه های بررسی‌شده آورده شده است)

الگوی عنصرهای ناسازگار بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه در شکل ۵- A نشان داده شده است. برپایهٔ الگوهای رسم‌شده، نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای، دربرابر ترکیب گوشتهٔ اولیه، از عنصرهای Nb و Ta غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از سوی دیگر، عنصرهای HFSE و REE دربرابر ترکیب گوشته مورب تهی‌شده (DMM: Depleted MORB Mantle; Workman and Hart, 2005) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با وجود این، هارزبورژیت‌ها در مقایسه با هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن تهی‌شدگی بیشتری نسبت به عنصرهای HFSE، MREE و HREE

نشـان مـی‌دهنـد. بـه‌طـور دقیـق‌تـر، میـزان تمرکـز HREE بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت (Ho، Er، Tm، Yb، Lu) در هارزبورژیـت و هارزبورژیـت سرشـار از کلینوپیروکسـن بـه‌ترتیـب برابـر بـا ۰/۲۶ تـا ۰/۵۲ و ۰/۹۳ تـا ۱/۳۴ اسـت (شـکل ۵- B). تقریبـاً همـهٔ نمونـه‌هـای پریـدوتیت گوشـته‌ای از LREE دربرابر MREE غنـی‌شـدگی نشـان مـی‌دهنـد (۰/۶ تـا ۴/۸۸). عنصـرهای Th و U در هارزبورژیـت و هارژبورژیـت‌هـای سرشـار از کلینوپیروکسـن تجزیه‌شـده دربرابـر ترکیـب گوشـتهٔ مـورب تهـی‌شـده، به‌ترتیب تهـی‌شـدگی و غنـی‌شـدگی نشـان مـی‌دهنـد (شکل ۵- A).




شکل ۵- A) الگوی عنصرهای ناسازگار بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه؛ B) الگوی عنصـرهای خـاکی نـادر (REE) بهنجارشـده بـه ترکیب کندریت در هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن در آمیزهٔ افیولیتی محـدودهٔ آهـن و مـس حیـدرآباد (پریـدوتیت‌هـایِ افیولیت کرمانشاه (Allahyari *et al.*, 2010) و گوشته مورب تهی‌شده یا DMM (Workman and Hart, 2005) برای مقایسه آورده شده‌اند)

## بحث

### ۱- کانه‌زایی و پاراژنز کانیایی

در پریـدوتیت‌هـای گوشـته‌ای منطقـهٔ حیـدرآباد کانـه‌زایـی آهـن و مـس در پـی رفتـار سـیال‌هـای گرمـابی روی داده است کـه در راسـتای شکسـتگی‌هـا و گسـل‌هـا در حرکـت بـوده‌انـد (شـکل ۶- A). کانه‌زایـی در ایـن محـدوده بیشـتر بـه‌صورت پرکننـده فضـای خـالی، دانـه‌پراکنـده، جانشـینی، رگـه-رگچـه و پهنـه‌هـای گوسـان اسـت (شـکل ۶-B و C). فعالیـت سـیال‌هـای گرمـابی کانـه‌سـاز در پریـدوتیت‌هـای گوشـته‌ای، رخـداد دگرسـانی‌هـای گونـاگونی در سـنگ‌هـای درونگیـر مـادهٔ معـدنی را بـه‌دنبـال داشـته است. دگرسانی کلریتـی گسـترده‌تـرین نـوع دگرسـانی اسـت کـه همـراه بـا کانـه‌زایـی آهـن و مـس دیـده مـی‌شـود (شـکل ۶- C). برپایـهٔ بررسـی‌هـای انجـام‌شـده، رویـداد ایـن دگرسـانی پیامـد حضـور کـانی‌هـای الیـوین، پیروکسـن و آمفیبـول بـوده اسـت. دگرگونی کلینوپیروکسـن‌هـا تـا رخسـارهٔ شیسـت‌سبز، پدیدآمدن کلریـت و اپیـدوت پیرامـون ایـن کـانی و یـا به‌صـورت میانبـار و پرکننـده رگـه‌هـا را بـه‌دنبـال دارد (Shirdashtzadeh *et al.*, 2017). در محـدودهٔ بررسـی‌شـده پریـدوتیت‌هـای سـرپانتینی شـده و سـنگ‌هـای مافیـک شـدیداً دگرسـان‌شـده، مجموعـهٔ کانیـایِ کـوارتز+ ژاسـپر+ کربنـات+ کلریـت+ آلبیـت+ اپیـدوت دیـده مـی‌شـود. ایـن مجموعـهٔ کانیـایی نشـان‌دهنـدهٔ دگرگـونی رخسـارهٔ شیسـت‌سـبز کـف

اقیانوس است (Puga *et al.*, 2017). مجموعه کانیایی و توالی پاراژنتیک به‌دست‌آمده در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند کانه‌زایی در این محدوده دربردارندهٔ کانه‌های سولفیدی و اکسیدی است (شکل ۶). در مرحله نخست، کانه‌های سولفیدی (مانند: پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، بورنیت و پیروتیت) ته‌نشست کرده‌اند. سپس در مرحله دوم، کانه‌زایی آهن به‌صورت مگنتیت و اسپیکولاریت روی داده و کانه‌زایی سرشار از مگنتیت را پدید آورده است. در این کانه‌زایی، مگنتیت کانه‌های سولفیدیِ پدیدآمده در مرحله نخست را قطع کرده است (شکل ۶- D). همچنین، در این مرحله، اسپیکولاریت در پی فراوانی فوگاسیتهٔ اکسیژن ($fO_2$) همراه با مگنتیت پدید آمده است؛ اما پیدایش کانی‌هایی مانند بورنیت، پیامد کاهش فوگاسیتهٔ گوگرد ($fS2$) بوده است. برپایهٔ بررسی‌هایی مانند Camprubi و همکاران (۲۰۰۶)، در کانی‌سازی همراه سولفیدی و اکسیدی، عامل کانی‌سازی، تغییرات فوگاسیتهٔ اکسیژن و گوگرد در محیط است. در این محدوده، پیریت گسترده‌ترین و فراوان‌ترین کانی سولفیدی است و به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار در اندازه‌های گوناگون (از چند میکرون تا ۱۲ میلیمتر) به‌خوبی دیده می‌شود. پیریت‌ها منطقه‌بندی دارند و این پدیده نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها در چندین مرحله است.

بافت‌های دیده‌شده در پیریت‌های بررسی‌شده عبارتند از:

۱) بافت فرامبوییدال (Framboidal texture) (شکل ۲- E) که بافتی اولیه است و دربردارندهٔ گردهمایی پیریت‌های ریزدانه است. در این بافت، پیریت‌ها به‌صورت خوشه‌ای و تمشک‌مانند در کنار هم جای گرفته و تبلور پیدا کرده‌اند (Wright *et al.*, 2016)؛

۲) بافت الحاق سه‌گانه (Triple junction texture) (شکل ۲- F) که با زوایای ۱۲۰ درجه در میان بلورهای پیریت دیده می‌شود (Orang *et al.*, 2013)؛

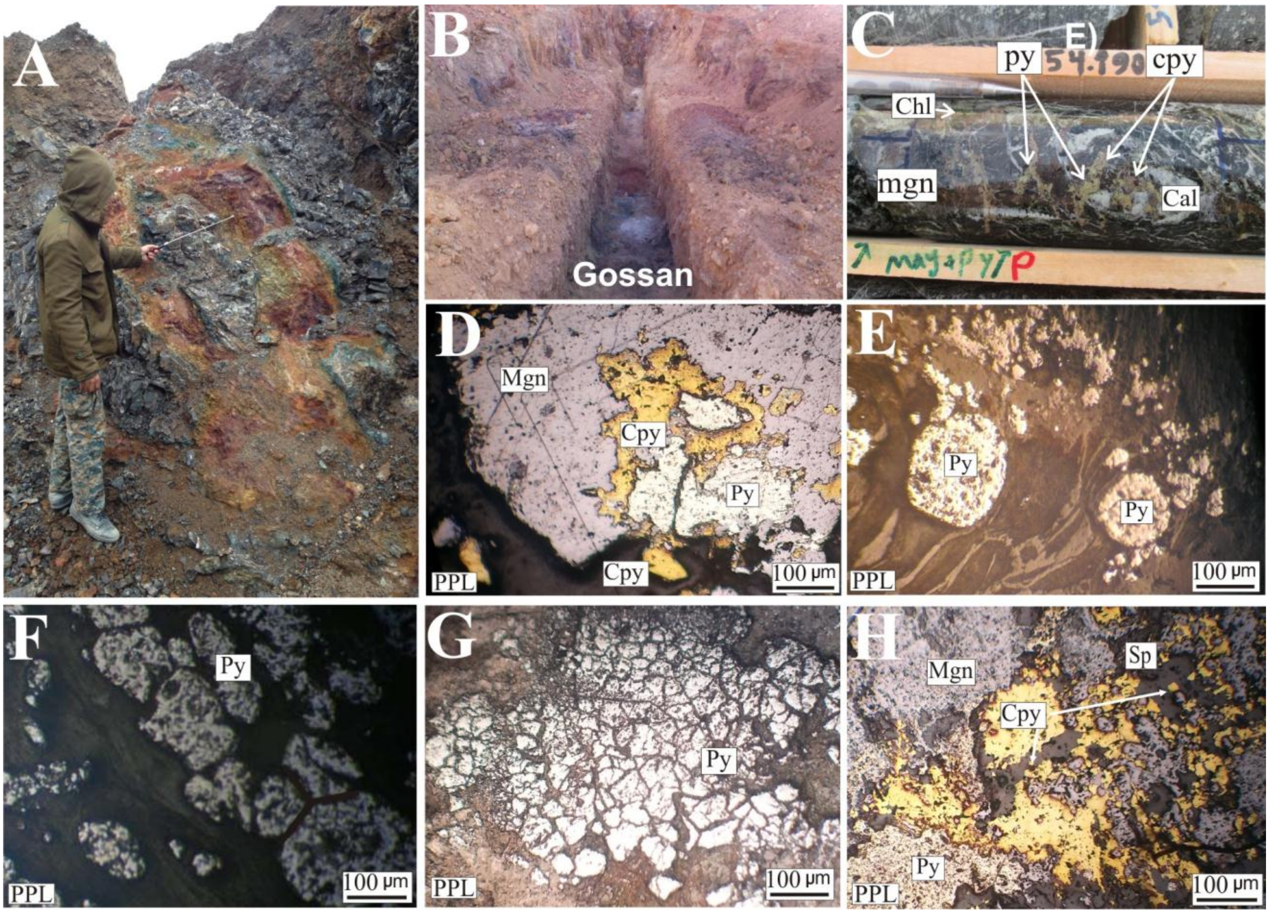
۳) پیریت‌های شکل‌دار که در واقع همان پیریت‌های گروه نخست هستند که به‌علت داشتن فضای کافی برای رشد، شکل‌دار شده‌اند (Barati and Gholi Pour, 2013)؛

۴) بافت کاتاکلاستیک (شکل ۲- G) که پس از پیدایش پیریت‌ها و به‌دنبال اعمال تنش‌های گوناگون و مقاومت خود پیریت‌ها دربرابر تنش پدید آمده است (Maanijou *et al.*, 2016). پیریت از اطراف با مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت و اسپیکولاریت و کانه‌های باطله دربر گرفته شده است. روابط بافتی، مانند پرکردن فضای خالی پیریت با کالکوپیریت، نشان‌دهندهٔ پیدایش این کانی پس از ته‌نشست پیریت هستند. کالکوپیریت از درون شکستگی‌ها و کناره‌ها با کالکوسیت و کوولیت جایگزین شده است. اسفالریت فراوانی کمی نسبت به پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت دارد. گاه تکه‌هایی از کالکوپیریت درون اسفالریت دیده می‌شوند (شکل ۲- H) که به این پدیده بیماری کالکوپیریت (Chalcopyrite disease) می‌گویند (Julian *et al.*, 2014).

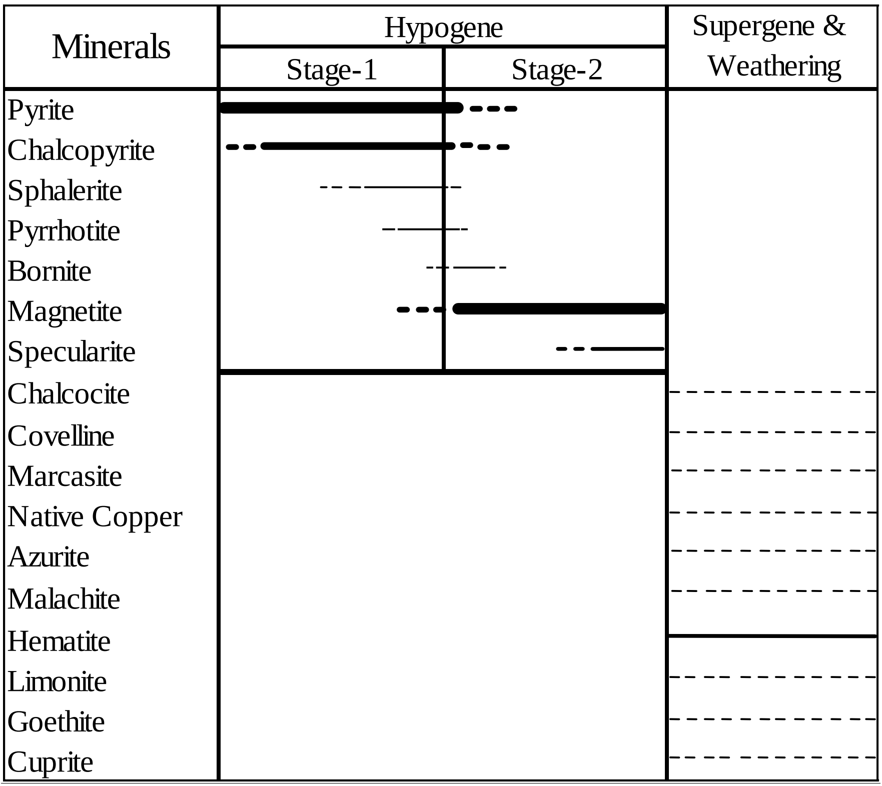
با توجه به مقطع‌های بررسی‌شده، کانهٔ مگنتیت، کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت را قطع کرده است. وجود مقدار فراوان

پیروتیت چـه‌بسا پیامـد فوگاسـیتهٔ کـم اکسیژن و گـوگرد در سـیال کانـه‌ساز اسـت (Marcoux *et al.*, 2008).

مارکاســـیت بـــه‌صـــورت بلورهـــای ســـوزنی، تجمعـات ریزدانـه و گـاه بلورهـای بـی‌شـکل تـا نیمـه‌شـکل‌دار درون پیریـت دیـد مـی‌شـود. پـس از پیریـت، مگنتیـت فـراوان‌تـرین مـادهٔ معـدنی در محـدودهٔ بررسـی‌شـده اسـت. ایـن کـانی بـه‌صـورت شـکل‌دار تـا نیمـه‌شـکل‌دار و صـفحه‌ای‌شـکل در مقطـع‌هـای بررسـی‌شـده، دیـده شـد. همچنـین، اسپیکولاریت در مقطع‌هـای بررسـی‌شـده بـه‌صـورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، بـا تیغـه‌هـای نـازک دیـده شـد. علـت حضـور ایـن کـانی همـراه بـا مگنتیـت چـه‌بسـا پیامـد افـزایش فوگاسـیتهٔ اکسـیژن ($fO_2$) در منطقــه باشــد. بــا نفــوذ ســیال‌هــای جــوی، کانـه‌زایی روی‌داده در مرحلـه نخسـت و دوم، دچـار سیال‌های جـوی شـده اسـت و بـا کانـه‌هـای ثانویـه (ماننــد: مالاکیــت، آزوریــت، کوولیــت، کالکوســیت، کوپریت، هماتیـت و گوتیـت) جـایگزین شـده اسـت (شکل ۷).




شکل ۶- A) نمایی از کانه‌زایی آهن و مس در محدوده حیدرآباد؛ B) ترانشه حفر شده در بخش گوسان؛ C) کانه‌زایـی پیریـت، کالکوپیریـت و مگنتیت به‌صورت رگه-رگچه همراه با دگرسانی کلسیتی و کلریتی؛ D) کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت که با مگنتیـت فراگرفتـه شـده اسـت؛ E) پیریت فرامبوییدال؛ F) بافت الحاق سه‌گانه پیریت که در پی تبلور دوباره پدید آمده است؛ G) پیریت با بافت کاتاکلاستیک که در پی دگرریختی شکننده، شکسته و خرد شده است؛ H) تکه‌هایی از کالکوپیریت درون اسفالریت (بیماری کالکوپیریت) (Chl: کلریت؛ Cal: کلسیت؛ Py: پیریـت؛ Cpy: کالکوپیریت؛ Mgn: مگنتیت؛ Sp: اسفالریت؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است)

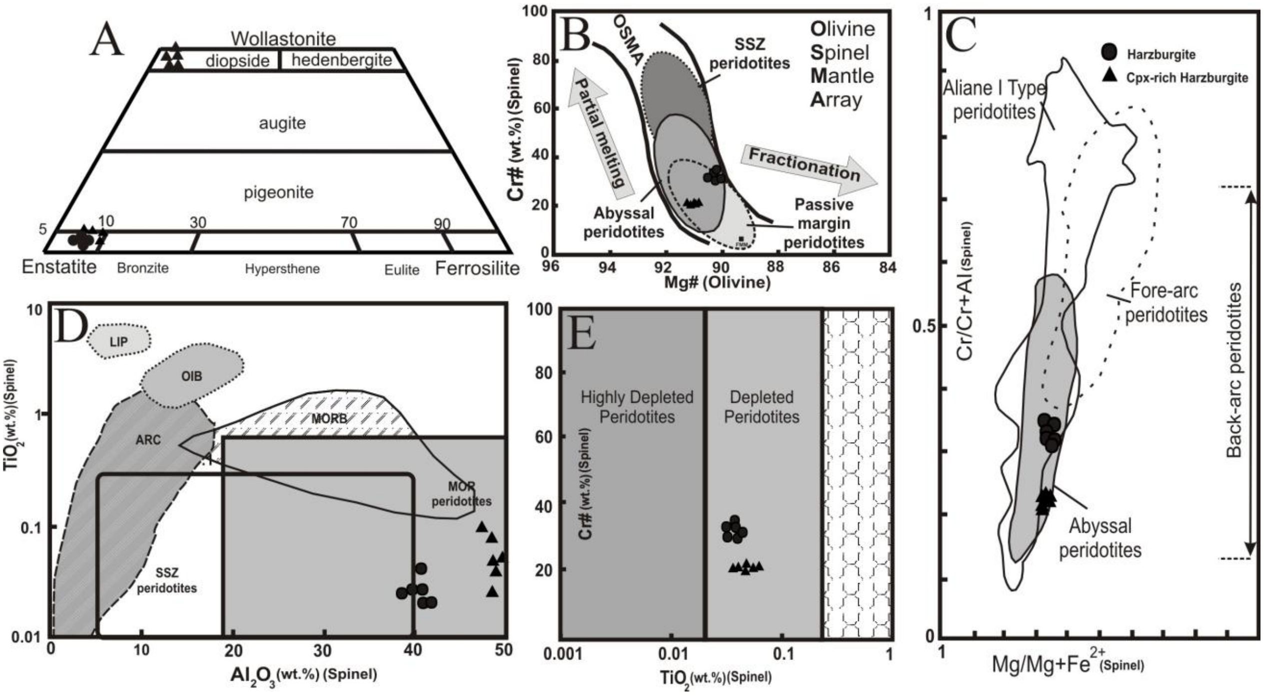



شکل ۷- توالی پاراژنتیک کانی‌ها در محدودهٔ حیدرآباد

## ۲- بررسی خاستگاه پریدوتیت‌ها

در نمودار Fs-En-Wo (Deer *et al.*, 1992)، ترکیب ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها به‌ترتیب در گسترهٔ انستاتیت و دیوپسید جای گرفته است (شکل ۸- A). برپایهٔ بررسی‌های Kornprobst و همکاران (۱۹۸۱) روی مقدار Cr و Na در واحد ساختاری پیروکسن‌هایِ پریدویت‌های گوشته‌ای، همهٔ پریدوتیت‌های بررسی‌شده نیز در محیط اقیانوسی پدید آمده‌اند. کانی اسپینل از فازهای سازندهٔ پریدوتیت‌های گوشته‌ای است که مقاومت بالایی دربرابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد (González-Jiménez *et al.*, 2011). ازاین‌رو، ترکیب شیمیایی اسپینل برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی جهانی پریدوتیت‌های گوشته‌ای کارآمد است (Pearce *et al.*, 2000). از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، افیولیت‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی (مانند: محیط پشتهٔ میان‌اقیانوسی یا MOR و بالای پهنه فرورانش یا SSZ) پدید می‌آیند. هارزبورژیت‌های بررسی‌شده الیوین‌های سرشار از Mg ($Fo_{90.0}$ تا $Fo_{90.9}$)، اسپینل‌های کروم‌دار و ارتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار دارند. همهٔ این ویژگی‌ها نشانهٔ پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) است (Dick and Bullen, 1984). کروم‌اسپینل‌های پراکنده در پریدوتیت‌های گوشته‌ای خاستگاه بازماندی دارند (Zhou and Robinson, 1997). در شکل ۸- B، Cr# اسپینل دربرابر Mg# الیوین رسم شده است. برپایهٔ این شکل، نمونه‌ها در محدودهٔ روند OSMA جای می‌گیرند و این نشان می‌دهد تحول پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشتر پیامد ذوب‌بخشی و خروج مذاب بوده است. همچنین، برپایهٔ شکل ۸- C، نمونه‌های محدوده بررسی‌شده در محدودهٔ

ترکیبـی پریـدوتیت‌هـای ژرف هسـتند (Lian *et al.*, 2016). میـزان $Fe^{+3}$ در کـروم‌اسـپینل‌هـای درون ایـن پریـدوتیت‌هـا بسـیار کـم (میـانگین ۰/۰۲ درصـدوزنی) اسـت. ایـن نکتـه نشـان‌دهنـدۀ تبلـور مـذاب در فوگاسـیتۀ کـم اکسـیژن اسـت (Fisk and Bence, 1980).



شکل ۸- A) ترکیب پیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی رده‌بنـدی پیروکسـن‌هـا (Deer *et al.*, 1992)؛ B) نمـودار #Mg الیـوین‌هـای همزیسـت بـه کرم‌اسپینل‌ها دربرابر #Cr اسپینل‌ها، روند گوشته ای الیوین-اسپینل (OSMA) و قلمرو مربوط به پریـدوتیت‌هـای گوشـته‌ای در جایگـاه هـای گوناگون زمین‌ساختی برپایۀ ترکیب شـیمیایی الیـوین و اسـپینل (Lian *et al.*, 2016)؛ C) نمـودار #Cr دربرابـر #Mg در کـروم-اسـپینل هـای برجاماندۀ گوشته‌ای؛ D) تغییر ترکیب کروم‌اسپینل‌ها در نمودار $TiO_2$ دربرابر $Al_2O_3$؛ E) خاستگاه تهی‌شده پریدوتیت‌ها در نمـودار #Cr دربرابـر $TiO_2$ (Kepezhinskas *et al.*, 1995)

عنصرهای Al، Ti و Cr در کرم‌اسپینل، تحت‌تأثیـر تعـادل دوبـاره فراینـدهای تبلـور نهـایی ماگمـا قـرار نمی‌گیرند (Kamenetsky *et al.*, 2001)؛ زیـرا Ti و Cr در سیلیکات‌ها فراوانـی چنـدانی ندارنـد. عنصـر Al نیـز سرعت انتشار کمی دارد و مقدار آن بـه خاسـتگاه اولیـه وابسـته اسـت. مقـدار Ti برپایـۀ جایگـاه زمـین‌سـاختی خاستگاه تغییر می‌کنـد. ایـن نکتـه وابسـتگی Ti را بـه ژرفای سنگ‌های الترامافیـک نشـان مـی‌دهـد. ازایـن‌رو، برای شناسایی خاسـتگاه ماگمـا و نیـز شـناخت جایگـاه زمین‌ساختی کمپلکس‌های الترابازیک ترکیب شـیمیایی کرم‌اسپینل به‌کار برده مـی‌شـود (Kamenetsky *et al.*, 2001). برای نمونه، برای جـدایش گـروه‌هـای ماگمـایی گوناگون، موقعیت زمین‌سـاختی و خاسـتگاه گوشـته‌ای، مقدار $TiO_2$ و $Al_2O_3$ در اسپینل‌هـای ماگمـایی بـه‌کـار برده می‌شود (Kamenetsky *et al.*, 2001). مقدار $TiO_2$ و $Al_2O_3$ در کرم‌اسپینل‌ها نشان می‌دهد پریدوتیت‌هـای بررسی‌شده در محدودۀ MOR جای می‌گیرند (شکل ۸- D). بالابودن مقدار Al و کـم‌بـودن Ti در اسـپینل‌هـا از ویژگی‌های اسپینل‌های MOR است (Kamenetsky *et al.*, 2001). عدد کرم‌اسـپینل در پریـدوتیت‌هـا معیـاری خـوبی بـرای ارزیـابی و شـناخت خاسـتگاه و درجـۀ تهی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای است (Arai, 1994). #Cr

در پریدوتیت‌های ژرف، شاخص خوبی از درجهٔ ذوب‌بخشی اسپینل‌پریدوتیت‌های جداشده از گوشته است (Dick and Bullen, 1984). افزایش مقدار Cr# اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهندهٔ افزایش درجهٔ ذوب‌بخشی است (Arai, 1994). نمودار Cr# دربرابر $TiO_2$ (Kepezhinskas *et al.*, 1995) نشان‌دهندهٔ تهی‌شدگی این سنگ‌ها است (شکل ۸- E).

وابستگی درصد ذوب در گوشته و Cr# اسپینل برپایهٔ معادلهٔ پیشنهادیِ Hellebrand و همکاران (۲۰۰۱) به‌دست آورده می‌شود (F%=10×Ln(Cr#Spl)+24). در این رابطه F مقدار ذوب (برپایهٔ درصد) و Cr# برابربا Cr/Cr+Al است. در کروم‌اسپینل‌های برجامانده در پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزان Cr# از ۱۲/۳ تا ۱۳/۳ درصدوزنی در هارزبورژیت و ۶/۹ تا ۸/۴ درصدوزنی در هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن تغییر می‌کند. به عبارتی، نمونه‌های هارزبورژیت نسبت به هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن دچار درجات بالاتری از ذوب شده‌اند.

## نتیجه‌گیری

مجموعه آمیزهٔ افیولیتی حیدرآباد دربردارندهٔ واحدهای سنگی پریدوتیت (که در بخش‌هایی سرپانتینی و لیستونیتی شده)، لرزولیت، گابرو، گابرونوریت، دایک‌های صفحه‌ای و گدازه بالشی است که به‌صورت گسله در کنار هم جای گرفته‌اند. پریدوتیت گوشته‌ای این محدوده بیشتر هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن هستند که دچار سیال‌های گرمابی شده‌اند. فعالیت سیال‌های گرمابی کانه‌ساز در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، رخداد دگرسانی‌های گوناگون در سنگ‌های درونگیر مادهٔ معدنی را به‌دنبال داشته است. مهم‌ترین آنها دگرسانی‌های کلریتی و کلسیتی هستند. در منطقه حیدرآباد کانه‌زایی آهن و مس در پی رفتار سیال‌های گرمابی روی داده است که در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها در حرکت بوده‌اند. کانه‌زایی در پریدوتیت‌های با کانه‌زایی بیشتر به‌صورت پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، جانشینی، رگه‌رگچه و پهنه‌های گوسان است. برپایهٔ بررسی شیمی کانی‌ها، در هارزبورژیت و هارزبورژیت سرشار از کلینوپیروکسن بررسی‌شده، الیوین از نوع فورستریت، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید هستند. پریدوتیت‌های حیدرآباد الیوین‌های سرشار از Mg، کروم‌اسپینل‌ها و ارتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار دارند. برپایهٔ شیمی اسپینل و الیوین، این سنگ‌ها در محدودهٔ ترکیبی پریدوتیت‌های ژرف جای می‌گیرند. همچنین، عدد منیزیم بالا درکانی‌های یادشده و درصد فورستریت بالا در الیوین‌ها، نشان‌دهندهٔ خاستگاه زمین‌ساختی این سنگ‌هاست. ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها از کروم سرشار هستند و این نکته نشان‌دهندهٔ ذوب‌بخشی محدود پریدوتیت‌هاست. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و شیمی کانی وابستگی این سنگ‌ها با محیط اقیانوسی را نشان می‌دهند. ترکیب اسپینل در پریدوتیت‌های بررسی‌شده، نشان می‌دهد این کانی از نوع آلومینیم بالا با عدد منیزیم برابربا ۶۲/۴ تا ۶۷ و عدد کروم برابربا ۱۸/۱ تا ۳۴/۵ است. ازاین‌رو، این اسپینل‌ها از گروه اسپینل‌های پدیدآمده در پریدوتیت‌های ژرف به‌شمار می‌روند. بررسی میزان گسترش نشان می‌دهد پریدوتیت‌های بررسی‌شده از دیدگاه زمین‌ساختی همانند پریدوتیت‌های نوع MOR یا پشته‌های میان‌اقیانوسی با نرخ گسترش کم هستند.

## منابع


Ale-taha-Kuhbanani, B. (1994) Petrological and geochemical investigations on volcanic rocks in east of Zarand, Kerman. M. Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Aftabi, A., Ghodrati, Z. and MacLean, W. H. (2006) Metamorphic textures and geochemistry of the Cyprus-type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 27(4): 523-533.

Agharezaei, M. and Hezarkhani, A. (2016) Delineation of Geochemical Anomalies Based on Cu by the Boxplot as an Exploratory Data Analysis (EDA) Method and Concentration-Volume (C-V) Fractal Modeling in Mesgaran Mining Area, Eastern Iran. Open Journal of Geology 6(10): 1269-1278.

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 NWeoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Research 138(3-4): 225-234.

Alabaster, T., Pearce, J. A., Mallick, D. and Elboushi, I. (1980) The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite. Paper presented at the Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 751–757.

Allahyari, K. H., Emilio 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(2): 71-90

Anenburg, M., Katzir, Y., Rhede, D., Jöns, N. and Bach, W. (2015) Rare earth element evolution and migration in plagiogranites: a record preserved in epidote and allanite of the Troodos ophiolite. Contributions to Mineralogy and Petrology 169(3): 1-16.

Arai, S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. Chemical geology 113(2): 191-204 .

Barati, M. and Gholi Pour, M. (2013) Mineralogy, geochemistry and origin of Zafar Abad iron ore deposit in Kordestan using rare and rare elements of Kantian Magnetite. Journal of Economic Geology 2(5): 235-254 (in Persian).

Bayet-Goll, A., Monaco, P., Jalili, F. and Mahmudy-Gharaie, M. H. (2016) Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. Cretaceous Research 60(1): 28-51.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18 (2): 210-265.

Bodinier, J. L. and Godard, M. (2003) Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: The mantle and core (Ed. Carlson, R. W.) 103-170. Elsevier Science, Amsterdam.

Brocker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z. (2013) New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos 170-171(1): 17-34.

Camprubi, A., Chomiak, B. A., Canals, A. and Norman, D. I. (2006) Fluid sources for the La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec district, Mexico): Volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions. Chemical Geology 231(3): 252-284.

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.

Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I. and Styles, M. T. (2009) Tectonic discrimination of peridotites using fO2-Cr-no. and Ga-Ti-FeIII systematics in chrome-spinel. Chemical Geology 261(2): 199-216.

Davodi, Z., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2014) Geochemistry and petrogenesis of Neyriz ophiolitic complex (southwest of Iran). Iranian Journal of Petrology 19(1): 53-66 (in Persian).

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, Hong Kong.

Dick, H. J. and Bullen, T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 86(1): 54-76.

Ebrahimi, R., Delavari, M. and Dolati, A. (2017) Geochemistry of mantle peridotites from the Sistan zone (west of Zahedan and north of Sahl Abad), eastern Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 3(1): 1-24.

Fisk, M. R. and Bence, A. E. (1980) Experimental crystallization of chrome spinel in FAMUS basalt. Earth and Planetary Science Letter 48(1): 111-123.

Fotoohi-Rad, G., Droop, G. and Burgess, R. (2009) Early Cretaceous exhumation of high pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Geological Journal 44(1): 104-116.

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.

Godard, M., Jousselin, D. and Bodinier, J. L. (2000) Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 180(1): 133-148.

González-Jiménez, J. M., Proenza, J. A., Camprubí, A., Centeno-García, E., González-Partida, E., Griffin, W. L. and Pearson, N. J. (2011) Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico. Proceedings of the Eleventh Biennial SGA Meeting, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

Hartmann, G. and Wedepohl, K. H. (1993) The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex, northern Italy: residues from melt extraction. Geochimica et Coamochimica 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(1): 677-681.

Julian, A., Lockington, A., Nigel, J. C. and Cristiana L. C. (2014) Trace and minor elements in sphalerite from metamorphosed sulphide deposits. Mineralogy and Petrology 108(6): 873-890.

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(1): 655-671 .

Kamenetsky, V. S., Elburg, M., Arculus, R. and Thomas, R. (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. Chemical Geology 233(3): 346-357.

Kepezhinskas, P. K., Taylor, R. and Tanaka, H. (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(1): 1505-1527.

Khalili, K. and Pahlevaninjad, R. (2010) Tectonite peridotites studies of Khoy ophiolite. Iranian Journal of Petrology 1(2): 31-42 (in Persian).

Kohansal, R., Ghorbani, M., Pourmafi, S. M. and Omrani, J. (2016) Petrology and petrogenesis of pillow lavas of Forumad area, Northeast Iran. Geosciences 26(101):147-158.

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(3): 241-254 .

Kurzawa, T., Bröcker, M., Rad, G. F., Berndt, J. and Lisker, F. (2017) Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation. Journal of Asian Earth Sciences 147(1): 332-344.

Lian, D., Yang, J., Robinson, P. T., Liu, F., Xiong, F., Zhang, L. and Wu, W. (2016) Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt ,Tibet: implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of the peridotites. Journal of Geology 124(4): 353-376.

Liu, C.-Z., Zhang, C., Xu, Y., Wang, J.-G., Chen, Y., Guo, S. and Sein, K. (2016) Petrology and geochemistry of mantle peridotites from the Kalaymyo and Myitkyina ophiolites (Myanmar): implications for tectonic settings. Lithos 264(7): 495-508.

Maanijou, M., Vafaei Zad, M. and Aliani, F. (2016) Fluid inclusion and sulfur stable isotope evidence for the origin of the Ahangran Pb-Ag deposit. Journal of Economic Geology 7(2): 343-367.

Maghfouri, S., Rastada, E., Mousivand, F., Linc, Y. and Zaw, K. (2016) Geology, ore facies and sulphur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi- type volcanogenic massive sulphide deposit, Southwest Sabzevar basin, Iran. Asian Earth Sciences 125(1): 1-21.

Malvoisin, B. (2015) Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinization is not isochemical. Earth and Planetary Science Letters 430(1): 75-85.

Marcoux, E., Belkabir, A., Gibson, H. L., Lentz, D. and Ruffet, G. (2008) Draa Sfar, Morocco: A Visean (331 Ma) pyrrhotite rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. Ore Geology Reviews 33(3-4): 307-328.

Maurel, C. and Maurel, P. (1982) Etude expérimentale dela distribution de laluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications petrogenetiques: teneur en chrome des spineless. Bulletin de Minéralogie 105(1): 197-202.

Mohammadi, A., Burg, J. P., Bouilhol, P. and Ruh, J. (2016) U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. Lithos 248(4): 293-308.

Mousivand, F., Rastad, E. and Piter, J. (2013) Time spatial and spatial extent of massive volcanic sulfide deposits of VMS in Iran and their geodynamic position. 31st Earth Sciences Conference, Tehran, Iran.

Mousivand, F., Rastad, E., Peter, J. M. and Maghfouri, S. (2018) Metallogeny of volcanogenic massive sulfide deposits of Iran. Ore Geology Reviews 95(1): 974-1007.

Mudd, G. M., Weng, Z. and Jowitt, S. M. (2013) A Detailed Assessment 1022 of Global Cu Resource Trends and Endowments. Economic Geology 108(1): 1163-1183.

Naseri Esfandagheh, A., Biabangard, H. and Bagheri, S. (2016) Petrography abd geochemistry of the metabasites and metaperidotites of the Deh-Salm and Galugah metamorphic complexes, East of the Lut Block. Scientific Quarterly Journal 25(2): 363-374.

Nasir, S., Al Sayigh, A. R., Al Harthy, A., Al-Khirbash, S., Al-Jaaidi, O., Musllam, A., Al-Mishwat, A. and Al-Bu'saidi, S. (2007) Mineralogical and geochemical characterization of listwaenite from the Semail Ophiolite, Oman. Chemie der Erde-Geochemistry 67(3):213-228.

Niu, Y. (2004) Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. Petrology 45(12): 2423-2458.

Orang, K., Mohajjel, M., Mousivand, F. and Rastad, E. (2013) Structure in the Chah Gaz Zn-Pb-Cu Massive Sulfide Deposit, South of Shahr-e-Babak. Scientific Quarterly Journal 22(86): 103-202.

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. Petrology 39(1): 1577-1618.

Patten, C. G., Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H. and Harris M. (2015) Mobility of Au and related elements during the hydrothermal alteration of the oceanic crust: implications for the sources of metals in VMS deposits. Mineralium Deposita 51(2): 1-22.

Patten, C. G. C., Pitcairn, I. K. and Teagle, D. A. H. (2017) Hydrothermal mobilisation of Au and other metals in supra-subduction oceanic crust: insights from the Troodos ophiolite. Ore Geology Reviews 86(1): 487-508.

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.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Fanning, M., Nieto, J., Rodríguez Martínez-Conde, J., Díaz Puga, M., Lozano, J., Bianchini, G., Natali, C. and Beccaluva, L. (2017) The Betic Ophiolites and the Mesozoic Evolution of the Western Tethys. Geosciences 7(2): 1- 31.

Rastad, E., Miralipour, A. and Momenzadeh, M. (2002) Sheikh-Ali copper deposit, a Cyprus-type VMS deposit in Southeast Iran. Journal of Sciences 13(1): 51-63

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117(1-4): 209-228.

Senda, R., Shimizu, K. and Suzuki, K. (2016) Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite. Chemical Geology 439(2): 110-119.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R. (2017) Petrography and mineral chemistry of amphibolitic fragments in the south of Nain Ophiolite skarns, Central Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 26(5): 153-164 (in Persian).

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society, London, UK.

Tirrul, R., Bell, I., Griffis, R. and Camp, V. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94(1): 134-150.

Vikentyev, I. V., Belogub, K. E. V., Vasily, A. N. and Moloshag, P. (2017) Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore Geology Reviews 85(1): 30-63.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185-187.

Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters 231(5): 53-72.

Wright, J., Lentz, D. R., Rossiter, S. and Garland, P. (2016) Analysis of Au-Ag Mineralization in the Caribou Base-Metal VMS Deposit, New Brunswick; Examination of Micro-Scale Inter- and Intra-Sulphide Distribution and Its Relation to Geometallurgy. Minerals 6(4): 1-25.

Yazdani, M., Jahangiri, A. and Moazen, M. (2015) Investigations on olivine and spinel mineral chemistry and tectonic setting of peridotites from northwest Piranshahr ophiolite, NW Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22(4): 557-570.

Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154(1): 392-405.

Zhou, M. F. and Robinson, P. T. (1997) Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. Economic Geology 92(2): 259-262.