

# تحولات پتروژنی و محیط زمین‌ساختی هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید (خاور حاجی‌آباد، استان هرمزگان)

مهديه محمدی<sup>۱\*</sup>، حمید احمدی‌پور<sup>۲</sup> و عباس مرادیان<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

<sup>۲</sup>کارشناس، دانشگاه پیام نور استان کرمان، کرمان، ایران

<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۲۵

## چکیده

مجموعه اولترامافیک آب‌بید در شمال استان هرمزگان قرار دارد و جزئی از کمربند افیولیتی اسفندقه- حاجی‌آباد به شمار می‌رود. بیش از ۹۰ درصد حجم سنگ‌های موجود در این مجموعه را هارزبورژیت تشکیل داده و لرزولیت، دونیت، دایک‌های پیروکسیت و همچنین لایه‌ها و عدسی‌های کرومیت نیز در آن رخنمون دارند. هارزبورژیت‌ها به حالت توده‌ای دیده شده، لایه‌بندی آشکاری ندارند و بلورهایشان جهت یافته‌اند. بافت‌های موجود در هارزبورژیت‌های آب‌بید، همچون جهت یافتگی، کشیدگی و انحنا در بلورها، تبلور دوباره، وجود تیغه‌های جدایشی کلینوپروکسن در اورتوپروکسن و نسل‌های مختلف کانی‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در شرایط گوشته بالایی تشکیل و سپس در محیط پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. شواهد مربوط به شیمی کانی‌ها نشانگر آن است که هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید در محیطی همانند پریدوتیت‌های حوضه پشت کمان شکل گرفته و دچار حدود ۱۵ درصد ذوب بخشی شده‌اند. سپس تحت تأثیر متاسوماتیسم گوشته قرار گرفته‌اند و مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ کل آنها افزایش یافته است. دماسنجی الیون-اسپینل در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، دمای تعادل ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد و نشانگر حضور این سنگ‌ها در محدوده اسپینل پریدوتیت است. شواهد شیمیایی و موقعیت زمین‌ساختی هارزبورژیت‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف نشان می‌دهند که این سنگ‌ها به پریدوتیت‌های آبیال شباهت دارند و احتمالاً در یک محیط حوضه پشت کمان شکل گرفته‌اند. هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید می‌توانند بخشی از گوه گوشته‌ای بالای تیغه در حال فرورانش نوتتیس باشند که در زیر یک پوسته اقیانوسی جوان و متعلق به حوضه پشت کمان تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** مجموعه اولترامافیک آب‌بید، حاجی‌آباد، هارزبورژیت، افیولیت، استان هرمزگان.

\*نویسنده مسئول: مهديه محمدی

E-mail: m.ahata\_6024@yahoo.com

## ۱- پیش‌نویس

قرار دارند و تاکنون، بررسی‌های سنگ‌شناختی دقیقی روی آنها انجام نشده است. هدف از این مقاله، مطالعه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و روابط بافتی، شیمی کانی‌ها و شیمی سنگ کل هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید و در پایان، درک منشأ و محیط زمین‌ساختی آنهاست. از آنجایی که این سنگ‌ها، حجم اصلی مجموعه آب‌بید را ساخته‌اند، مطالعه آنها می‌تواند به شناخت بهتر وقایع پتروژنی گوشته بالایی در این بخش از ایران کمک کند.

## ۲- روش مطالعه

پس از انجام مطالعات و بررسی‌های دقیق میدانی و کتابخانه‌ای، نمونه‌برداری هدفمند از نمونه‌های هارزبورژیتی مجموعه اولترامافیک آب‌بید انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، ابتدا برای مشخص شدن ترکیب شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی، فرعی، خاکی کمیاب (REE))، ۱۱ نمونه سنگی هارزبورژیتی با کمترین دگرسانی انتخاب و به آزمایشگاه Actlabs کانادا با کد 4B2 - std options A1 فرستاده شد. این نمونه‌ها و استانداردها به روش Thermo ICAP 6500 ICP تجزیه شدند. خلطت عناصر فرعی و خاکی کمیاب (REE) به روش ICP MS و با کد 4lithores research مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. انجام تجزیه‌های الکترون میکروپروب در دانشگاه بریتیش کلمبیا، کانادا، در گروه زمین، اقیانوس و علوم جوی، با استفاده از یک دستگاه Cameca SX50 الکترونی روبشی میکروپروب انجام گرفت. همه تجزیه‌های میکروپروب در این مطالعه، در شرایط عملیاتی با ولتاژ 15 kV، شدت اشعه 20 nA، زمان جریان بیشینه 10 s و قطر نقطه ۵ μm سنجش شده‌اند.

## ۳- زمین‌شناسی مجموعه اولترامافیک آب‌بید

مجموعه اولترامافیک آب‌بید، بخشی از آمیزه افیولیتی ناحیه اسفندقه- حاجی‌آباد را تشکیل داده و در انتهای جنوب خاوری روراندگی زاگرس چین خورده و بخش جنوبی

مطالعات مختلف نشان می‌دهد که مجموعه‌های افیولیتی، در جایگاه‌های متفاوت ژئوتکتونیک تشکیل می‌شوند (Morishita et al., 2007; Dare et al., 2009) و داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های گوشته بالایی در این مجموعه‌ها، برای ارزیابی فرایندهای مؤثر در تشکیل آنها و تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند (Ahmad et al., 2005; Uysal et al., 2007; Caran et al., 2010; Gonzalez-Jimenez et al., 2001). هارزبورژیت‌ها، گسترده‌ترین واحد سنگی موجود در این مجموعه‌ها و در بسیاری موارد، میزبان واحدهای سنگی دیگر مانند دونیت، کرومیت و پیروکسیت هستند. این سنگ‌ها، شواهدی را در خود ثبت کرده‌اند که نشان می‌دهد به گوشته بالایی تعلق داشته و شرایط دما و فشار بالا را تحمل کرده‌اند. به صف‌شدگی و کشیدگی کانی‌ها، شواهد تبلور دوباره دمای بالا و وجود تغییر شکل‌های پلاستیک متناسب به دما و فشار بالا در این سنگ‌ها، می‌تواند نشان از فرایندهای دگرشکلی دمای بالای گوشته‌ای داشته باشد (Mercier and Nicolas, 1975). وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده فرایندهای گوشته‌ای، مانند ذوب بخشی، متاسوماتیسم و هم‌پیروکسن و تبلور الیون در طی ذوب بخشی، واکنش مذاب تحت اشباع از سیلیس با پریدوتیت (Kelemen et al., 1992) و همچنین تبلور پیروکسن‌ها به خرج الیون در طی واکنش‌های متاسوماتیکی (Lenoir et al., 2001; Dijkstra et al., 2003) است. در مجموعه‌های افیولیتی ایران، به ویژه در افیولیت‌های زاگرس و آمیزه‌های افیولیتی وابسته به آنها نیز، هارزبورژیت‌ها، بخش قابل ملاحظه‌ای را تشکیل می‌دهند و مطالعه همه جانبه این سنگ‌ها، از دید سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، می‌تواند نقش مهمی در بازسازی محیط تشکیل مجموعه‌های افیولیتی مورد نظر داشته باشد. یکی از این مجموعه‌های افیولیتی، آمیزه افیولیتی اسفندقه- حاجی‌آباد است که در شمال استان هرمزگان قرار دارد و مجموعه اولترامافیک آب‌بید، در آن جای گرفته است. هارزبورژیت‌های مورد مطالعه، در مجموعه اولترامافیک آب‌بید

آثار دگرشکلی مانند خمیدگی، کینگ‌باند، خاموشی موجی و همچنین تیغه‌های جدایشی کلتیروکسن و در برخی از آنها دربرداریهایی (ادخال) از بلورهای کروم‌اسپینل و الیون دیده می‌شود. وجود این دگرشکلی‌های دما و فشار بالا (Paschier and Thro, 1993) در کانی‌های مورد نظر نشان می‌دهد که محیط تشکیل این بلورها در ابتدا گوشته بالایی بوده است. اما دیده شدن تیغه‌های جدایشی کلتیروکسن درون این ارتتویروکسن‌ها نشان می‌دهد که این دو کانی در گوشته بالایی، به صورت یک بلور همگن (هموزن، محلول جامد) تشکیل شده‌اند. پس از اینکه سنگ‌های پریدوتیتی میزبان، بالا آمده و در محیط پوسته‌ای قرار گرفته‌اند، با کاهش دما، کلتیروکسن از درون ساختار ارتتویروکسن بیرون آمده و به صورت تیغه‌های جدایشی ظاهر شده است (شکل ۲). نسل دوم بلورهای ارتتویروکسن (Opx2) موجود در هارزبورژیت‌ها، به صورت دانه‌های کوچک، بی‌شکل و بدون تغییر شکلی دیده می‌شود که میان بلورهای الیون متبلور شده‌اند. قطر این بلورها از ۰/۳ تا ۲/۵ میلی‌متر تغییر می‌کند و مقدار کمی از هارزبورژیت‌ها را تشکیل می‌دهند (بیشینه ۵ درصد حجمی). این نسل از ارتتویروکسن‌ها یا در مرز بلورهای الیون نسل اول و یا به صورت میان‌دانه‌ای با نسل دوم بلورهای الیون دیده می‌شوند. ممکن است این بلورها در نتیجه واکنش مذاب سنگ و اشباع شدن مذاب مهاجر از ارتتویروکسن، در طی مراحل پایانی چرخش و یا نفوذ مذاب ایجاد شده باشند (Kelemen et al., 1995) (شکل ۲).

اسپینل، از دیگر کانی‌های موجود در هارزبورژیت‌های آب‌بید است. این کانی به رنگ‌های سرخ، قهوه‌ای و گاهی قهوه‌ای روشن دیده می‌شود، اندازه آن از ۰/۱ تا ۲/۵ میلی‌متر تغییر کرده و کمتر از دو درصد سنگ‌های مورد نظر را ساخته است. دو شکل متفاوت از اسپینل را در هارزبورژیت‌های منطقه می‌توان دید. شکل اول، اسپینل‌های (Sp1)، قهوه‌ای تیره تا سرخ و دانه‌درشت‌تر هستند، از شکل دار تا نیمه‌شکل‌دار تغییر می‌کنند و در مرز بلورهای الیون و ارتتویروکسن شکل گرفته‌اند. در برخی از این بلورها، دربرداریهایی از الیون دیده می‌شود (شکل ۲). شکل دیگر کروم‌اسپینل‌ها (Sp2)، به صورت کاملاً بی‌شکل و به صورت اشکال نامنظم (آمیبی شکل) و همچنین به صورت کانی‌های سیاه رنگ مرز میان بلورهای ارتتویروکسن و الیون‌های موجود در سنگ را پر کرده‌اند (شکل ۲). گاه جهت‌یافتگی جزئی در آنها دیده می‌شود (شکل ۲). کلتیروکسن به عنوان کانی فرعی و به صورت بلورهای کوچکی دیده می‌شود که آثار کمی از دگرشکلی نشان داده و میان کانی‌های الیون و ارتتویروکسن را پر کرده است (شکل ۲ و).

#### ۵- شیمی کانی‌ها

۵-۱ ارتتویروکسن: ترکیب شیمیایی برخی از ارتتویروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید در جدول ۱ نشان داده شده است. اینکه ارتتویروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، در بخش سنگ‌نگاری به دو شکل مختلف تفکیک شدند، اما ترکیب شیمیایی هر دو شکل یکسان است. کانی‌های مورد نظر، همه از نوع انستاتیت هستند و مقدار  $Mg\#$   $(Mg/(Mg+Fe)) * 100$  در آنها از ۹۰/۶۶ تا ۹۴/۰۳ در تغییر است. مقادیر  $TiO_2$  و  $Cr\#$   $(Cr/(Cr+Al)) * 100$  در ارتتویروکسن، به ترتیب میان صفر تا ۰/۱ درصد وزنی و ۶/۶۷ تا ۱۴/۲۹ تغییر می‌کند. میزان  $Al_2O_3$  در این کانی میان ۰/۲۳ تا ۰/۸۲،  $Cr_2O_3$  میان ۰/۰۳ تا ۰/۵۴ و  $FeO$  نیز میان ۶/۲۶ تا ۶/۹۴ درصد وزنی در نوسان است. در نمودار  $Mg\#$  در برابر  $Al_2O_3$  برای ارتتویروکسن‌های مجموعه آب‌بید (شکل ۴)، این کانی‌ها تقریباً در محدوده پیروکسن‌های فشار بالا (high pressure Field) قرار می‌گیرند.

الیون: نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های الیون موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، میزان فورستریت را در محدوده ۸۹ تا ۹۱/۸۸ درصد وزنی نشان می‌دهد (جدول ۴). میزان  $NiO$  در این الیون میان ۰/۱۲ تا ۰/۵۱ درصد وزنی است. مقادیر عناصر دیگر مانند  $Mn, Al, Ca$  و  $Ti$  نیز بسیار ناچیز و در محدوده صفر تا ۰/۱۵ درصد وزنی متغیر است (جدول ۴). در نمودار  $Fe$  در برابر  $MnO$ ، الیون‌های موجود در

پهنه سندیج سیرجان جای گرفته است. این آمیزه فیولیتی، بخشی از کمرند فیولیتی راندگی زاگرس و بخش‌های مرکزی کمرند فیولیتی تیبسی با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر را تشکیل می‌دهد که از قبرس تا عمان ادامه دارد و فیولیت‌های آلبی را به همالیا متصل می‌کند (Dilek and Delaloye, 1992; Hassanipak and Ghazi, 1999; Shafaii Moghadam et al., 2013) (شکل ۱). بنا بر تقسیم‌بندی Stocklin (1977) کمرند فیولیتی راندگی زاگرس، به دو گروه فیولیت‌های بیرونی شامل فیولیت‌های کرمانشاه، نریز و اسفندقه حاجی‌آباد و دیگری فیولیت‌های درونی شامل فیولیت‌های ناین دهشیر بافت تقسیم می‌شود. منطقه مورد مطالعه جزئی از فیولیت‌های بیرونی به شمار می‌رود (Shahabpour, 2005).

بیش از ۹۰ درصد از واحدهای اولترامافیک مجموعه آب‌بید را هارزبورژیت‌ها تشکیل داده‌اند (شکل ۲ الف). سنگ‌های مورد نظر، در سطح هوازده به رنگ زرد قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره و خاکستری دیده می‌شوند. این سنگ‌ها، به شکل توده‌ای و به حالت صخره‌ای درآمده‌اند و لایه‌بندی واضحی ندارند و میزبان توده‌ها و دایک‌های دوتی و رگه‌های پیروکسنی زیادی هستند. کانی‌های الیون موجود در این سنگ‌ها، به صورت مجموعه‌ای در هم قفل شده و به شکل زمینه سنگ دیده می‌شوند و بلورهای منفرد الیون را نمی‌توان در آنها دید؛ ولی بلورهای ارتتویروکسن (با قطر بیشینه یک سانتی‌متر) را می‌توان به دلیل درخشندگی سطوح صاف در زیر نور خورشید تشخیص داد. مقدار ارتتویروکسن، در این سنگ‌ها میان ۱۰ تا ۳۰ درصد در نوسان است و در برخی نقاط، جهت‌یافتگی واضحی نشان می‌دهد. کروم اسپینل در این سنگ‌ها بسیار کم است و به صورت بلورهای پراکنده‌ای دیده می‌شود که گاه کشیدگی یا جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند (شکل ۲ ب).

#### ۴- سنگ‌نگاری

هارزبورژیت‌های آب‌بید کانی‌شناسی ساده‌ای دارند، به طوری که ترکیب مودال آنها شامل ۶۵ تا ۸۵ درصد الیون، ۱۵ تا ۳۵ درصد ارتتویروکسن و بیشینه ۲ درصد کروم‌اسپینل بوده و کلتیروکسن کانی فرعی موجود در آنهاست. بافت این سنگ‌ها، گرانولار تا پورفیروکلاستیک است و در مجموع درشت‌دانه هستند؛ یعنی قطر بلورهای آنها بیشینه به یک سانتی‌متر می‌رسد. الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، بر پایه شواهد بافتی ۳ گروه هستند. گروه اول (O11)، بلورهای درشت الیون (با قطر ۲ تا ۴ میلی‌متر) با بافت گرانولار هستند که با داشتن مرزهای منحنی شکل مشخص می‌شوند. این مرزهای خمیده میان بلورهای الیون و یا بلورهای الیون و ارتتویروکسن، نشان‌دهنده فرایندهای تبلور دوباره، در شرایط دما و فشار بالاست (Paschier and Thro 1993). از ویژگی‌های دیگر این نسل از بلورهای الیون، وجود خاموشی موجی به همراه تیغه‌های دگرشکلی (ماکل مکانیکی) و کشیدگی دانه‌هاست (شکل ۲ ج). دومین نسل الیون (O12)، به صورت بلورهای کوچکی دیده می‌شوند که در مجاورت بلورهای الیون نسل اول و یا در پیرامون درشت‌بلورهای ارتتویروکسن شکل گرفته‌اند. این بلورها، ۱ تا ۲ میلی‌متر قطر و شکل موزاییکی دارند و ماکل مکانیکی و تغییر شکل نشان نمی‌دهند. مرز این بلورهای ریز به شکل اتصال سه‌گانه است و این کانی‌ها به احتمال زیاد، نتوبلاست‌هایی هستند که حاصل تبلور دوباره الیون‌های نسل اول هستند (شکل ۲ ج). نسل سوم بلورهای الیون (O13)، به صورت دانه‌های ریز، درون بلورهای درشت ارتتویروکسن و یا در مرز آنها به صف شده (شکل ۲ د) و مرزهای نامنظمی را در پیرامون پورفیروکلاست‌های ارتتویروکسن به وجود آورده‌اند. واکنش ارتتویروکسن با یک مذاب در گوشته بالایی و ذوب نامتجانس این کانی، می‌تواند چنین بلورهایی را ایجاد کند (Niu, 1997).

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که دو نسل از ارتتویروکسن در سنگ‌های هارزبورژیتی منطقه وجود دارد. نخستین نسل از بلورهای ارتتویروکسن (Opx1)، پورفیروکلاست‌های درشت هستند که قطر آنها از ۲ تا ۵ میلی‌متر تغییر می‌کند و

در گره گوشته‌ای بالای منطقه فرورانش (مانند محیط پشت کمان) دیده می‌شوند. هر چند که در این دو محیط، ترکیب کانی شناسی مشابه دارند؛ اما انواع موجود در بالای منطقه فرورانش، تحت تأثیر سیال‌های مشتق شده از تیغه فرورو، دچار متاسوماتیسم شده‌اند و شکل الگوی عناصر خاکی کبیاب در آنها V شکل است؛ در حالی که چنین وضعیتی در هارزبورژیت‌های زیر پشته میان اقیانوس دیده نمی‌شود. برای پی بردن به اینکه هارزبورژیت‌های آب‌بید به کدام گروه نزدیک‌تر هستند، مقایسه ای میان عناصر REE موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، با این عناصر در هارزبورژیت‌های عمان و پریدوتیت‌های جلوی کمان (fore arc peridotite) در شکل ۴ آورده شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، هارزبورژیت‌های مجموعه مورد مطالعه روند متضاتی دارند و این می‌تواند تأکیدی بر رخداد دو فرایند (ذوب بخشی و متاسوماتیسم) در یک محیط بالای منطقه فرورانش باشد.

#### ۷- بحث

بیشتر مجموعه اولترامافیک آب‌بید را هارزبورژیت‌هایی تشکیل داده‌اند که در صحرا، آثار دگرشکلی‌های دمای بالا از جمله جهت‌یافتگی پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها در آنها به روشنی دیده می‌شود. افزون بر این، وجود مقداری سنگ‌های لرزولیتی، دونیتی و رگه‌های پیروکسنیتی در این مجموعه، نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های مورد نظر به احتمال زیاد به گوشته تعلق دارند. شواهد سنگ‌نگاری و وجود بافت‌های حاصل از دگرشکلی‌های گوشته بالایی، همچون کشیدگی و انحنا پیروکسن‌ها، اسپینل‌ها و الیون‌ها و تبلور دوباره و نشان‌دهنده ذوب نامتجانس ارتوپروکسن، همگی نشان داد که پریدوتیت‌های مجموعه آب‌بید، محیط گوشته بالایی را تجربه کرده‌اند. استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در هارزبورژیت‌های آب‌بید، راه دیگری است که به وسیله آن می‌توان منشأ و شرایط تشکیل هارزبورژیت‌های میزبان را تشخیص داد. کروم اسپینل نسبت به دیگر کانی‌های سیلیکاتی، فرایندهای پتروژنی در سنگ‌های گوشته بالایی را بهتر در خود ثبت می‌کند. در داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی کروم اسپینل، میزان Cr# در این کانی، شاخص مناسبی برای تعیین درجه ذوب بخشی سنگ میزبان به شمار می‌رود. به طوری که مقادیر Cr# در کروم اسپینل در پریدوتیت‌هایی که درجات بالایی از ذوب بخشی و جدایش مذاب را طی کرده باشند Cr# بالایی خواهد داشت (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). Uysal et al., 2007). رسم مقادیر Cr# در برابر Mg# در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های نوع آلی قرار می‌گیرند (شکل ۶ a). همان‌گونه که در نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  (شکل ۶ b) نشان داده شده است، ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها، این سنگ‌ها را در محدوده مشترک میان پریدوتیت‌های پشت کمان و پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوس قرار می‌دهد. همچنین ترکیب الیون‌ها و اسپینل‌های همزیست موجود در هارزبورژیت‌های آب‌بید، در نمودار شکل ۷ a در محدوده آرایه گوشته‌ای الیون اسپینل قرار می‌گیرد و کمتر از ۱۰ درصد ذوب بخشی را برای آنها نشان می‌دهد. تغییرات Cr# در برابر  $TiO_2$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (شکل ۷ b) (Pearce et al., 2000) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، دچار ۱۵ درصد ذوب بخشی شده‌اند و اسپینل‌های مورد نظر، حاصل واکنش مذاب نیستند. تهی بودن هارزبورژیت‌های مورد نظر از عناصر ناسازگار و تعلق آنها به پریدوتیت‌های آیسال نیز توسط نمودارهای مربوطه بررسی شد؛ به طوری که در نمودار  $TiO_2$  در برابر Cr#، هارزبورژیت‌های مجموعه، در محدوده پریدوتیت‌های تهی شده (Depleted peridotites) قرار گرفته‌اند (شکل ۷ c). در نمودار Mg# در برابر Cr# موجود در کروم اسپینل‌ها (شکل ۸ a)، این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های نوع آیسال جانمایی می‌شوند. همچنین در نمودار Cr# در برابر  $TiO_2$  (شکل ۸ b) نیز این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های آیسال جای گرفته‌اند. سنگ‌های اولترامافیک مجموعه آب‌بید، در هنگام تشکیل و پس از آن، رخدادها و فرایندهای دگرگونی مختلفی را مانند دگرشکلی و متاسوماتیسم طی کرده‌اند و تاریخچه تکاملی

هارزبورژیت‌های مورد مطالعه، در محدوده الیون‌های آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۳ b).

– اسپینل: در سنگ‌های پریدوتیتی، اسپینل مقاوم‌ترین فاز کانی شناختی در برابر دگرسانی و ذوب بخشی به شمار می‌رود (Gonzalez-Jimenez et al., 2011). از این رو داده‌های مربوط به ترکیب شیمیایی این کانی، برای جدایش محیط‌های زمین‌شناسی مجموعه‌های افیولیتی، مورد استفاده قرار می‌گیرد (Mateus and Figueiras, 1999). ترکیب کلی اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های آب‌بید نشان می‌دهد که کانی‌های یاد شده از نوع کروم اسپینل است و مقدار Cr# در آنها از ۱۷/۴۱ تا ۲۸/۶۳ تغییر می‌کند (جدول ۲). این کانی‌ها ۴/۰۹ تا ۵۴/۱۱ درصد وزنی  $Cr_2O_3$  و ۴۱/۰۹ تا ۵۴/۸۰ درصد وزنی  $Al_2O_3$  دارند و تغییرات میزان Mg# در آنها میان ۶۵/۰۱ تا ۷۲/۶۸ تغییر می‌کند. (جدول ۲). ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار موجود در هارزبورژیت‌های کمپلکس اولترامافیک آب‌بید، در نمودار  $Cr_2O_3$  در برابر  $Al_2O_3$  (شکل ۳ a) به نمایش گذاشته شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، این کانی‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند.

– کلینوپروکسن: ترکیب شیمیایی بلورهای کلینوپروکسن موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، در جدول ۳ نشان داده شده است. مقدار En و Wo در این کانی‌ها، به ترتیب میان ۴۸/۱۸ تا ۶۸/۶۴ و ۲۷/۵ تا ۵۰/۸۳ تغییر می‌کند و میزان Mg# آنها دارای طیف ترکیبی ۹۳/۱۸ تا ۹۹/۹۱ است. مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$  و Cr# در این سنگ‌ها، به ترتیب میان ۰/۶۷ تا ۳/۷۳ درصد وزنی، ۰/۰۹ تا ۰/۷۱ درصد وزنی و صفر تا ۲۵ درصد وزنی در تغییر است. در شکل ۴ b کلینوپروکسن‌های مجموعه آب‌بید در محدوده پیروکسن‌های فشار بالا قرار گرفته‌اند.

#### ۶- شیمی سنگ کل

نتایج مربوط به تجزیه شیمی سنگ کل هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، در جدول ۵ نشان داده شده است. مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $TiO_2$ ،  $CaO$  در هارزبورژیت‌های این مجموعه به ترتیب میان ۰/۰۱ تا ۰/۰۳، ۰/۴۵ تا ۲/۶۷ و ۰/۵۹ تا ۲/۴۴ درصد وزنی در نوسان است. میزان Ni در آنها ۲۰/۲۳ تا ۲۰۸۰ ppm و همچنین مقدار Cr میان ۲۴۲۰ تا ۳۳۶۰ ppm است. نسبت  $La_{(N)}/Yb_{(N)}$  در طیفی میان ۲/۷۷ تا ۳۳ در نوسان است. داده‌های ژئوشیمیایی عناصر ناسازگار در نمودارهای عکسبومی (شکل ۵ a) نشان از آن دارد که عناصر متحرک و نامتحرک، در این سنگ‌ها رفتارهای ژئوشیمیایی متفاوتی نشان می‌دهند. عناصر سمت چپ نمودار بیشتر عناصر متحرک (در جریان متاسوماتیسم و حرکت سیال یا مذاب) به شمار می‌روند. در حالی که، عناصر سمت راست بیشتر نامتحرک هستند. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، مقادیر بهنجار شده برای بیشتر عناصر سمت راست، تقریباً زیر خط یک (۱) قرار گرفته‌اند؛ یعنی نسبت به کندریت از این عناصر تهی شده‌تر هستند. این تهی‌شدگی می‌تواند به دلیل ذوب بخشی سنگ منشأ آنها رخ داده باشد؛ اما در همین شکل، مقادیر بهنجار شده عناصر متحرک، در بالای خط یک (۱) قرار می‌گیرد و این نشان می‌دهد که سنگ منشأ آنها، از این عناصر غنی شده است. چنین طرحی نشان می‌دهد که سنگ منشأ، احتمالاً ابتدا تهی‌شدگی عمومی از عناصر متحرک و نامتحرک را تحمل کرده است (به دلیل ذوب بخشی) و سپس به دلایلی، مانند متاسوماتیسم گوشته، از عناصر متحرک غنی شده است. در نمودار شکل ۵ b، که الگوی عناصر خاکی کبیاب را نشان می‌دهد، مقادیر LREE بیشتر از MREE و HREE است و این می‌تواند بدان معنی باشد که سنگ، افزون بر ذوب بخشی، دچار فرایند دیگری همچون متاسوماتیسم نیز شده است. زیرا اگر تنها یک مرحله ذوب بخشی روی سنگ اثر می‌گذاشت، مقادیر LREE باید کمتر از HREE می‌بود و طرح REE در این سنگ‌ها شیب مثبتی داشت؛ اما همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، طرح مورد نظر تقریباً V شکل مسطح (با یک تفرع کم رو به پایین) است. این طرح نشان می‌دهد که سنگ منشأ ابتدا از REE تهی شده و سپس مقادیر LREE در آن، به خاطر فرایندهای متاسوماتیکی غنی‌شدگی پیدا کرده است. هارزبورژیت‌ها، هم در گوشته بالایی زیر پشته وسط اقیانوس (محیط MORB) و هم

زمین‌ساختی بالای منطقه فرورانش است که پریدوتیت‌ها هم می‌توانند تهی‌شدگی و ذوب بخشی را نشان دهند و هم شواهد متاسوماتیسم را در اثر واکنش سیال‌های حاصل از تیغه فرورو در خود ثبت کنند.

مجموعه آب‌بید که هارزبورژیت‌های مورد مطالعه در آن قرار دارند، جزئی از آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه حاجی‌آباد به شمار می‌رود. (Shahabpour, 2005) این آمیزه‌ها را بخش‌هایی از افیولیت‌های خارجی در نظر گرفته است و آنها را ادامه افیولیت‌های نیریز کرمانشاه و حاصل فرورانش نوتتیس می‌داند. (Shafaii Moghadam et al., 2013) نیز بر این باورند که افیولیت‌های کوتاه پایانی که در جنوب ایران مرکزی قرار دارند، از جمله افیولیت‌های پری عربی و افیولیت‌های زاگرس (که مجموعه مورد مطالعه نیز جزئی از آنهاست)، از فرورانش تئیس جنوبی مشتق شده‌اند. به نظر می‌رسد که این محیط‌های زمین‌ساختی، شبیه به حوضه‌های پشت کماتی هستند و هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید، به همراه دیگر پریدوتیت‌های این مجموعه، بخشی از گوه گوشته‌ای بالای تیغه درحال فرورانش نوتتیس و بخش‌های زیرین پوسته‌های اقیانوسی جوان را در این حوضه‌های پشت کمات تشکیل می‌داده‌اند. هارزبورژیت‌های مورد مطالعه، تحولات ذوب بخشی و متاسوماتیسم مرتبط با گوشته بالایی روی پهنه فرورانش را تحمل و پس از بسته شدن این حوضه‌ها، به شکل آمیزه رنگین به سوی بالا حرکت کرده‌اند. به همین دلیل است که این سنگ‌ها، هم ویژگی‌های پریدوتیت‌های حوضه پشت کمات را نشان می‌دهند و هم شواهد متاسوماتیسم گوشته‌ای را در خود دارند.

#### ۸- نتیجه‌گیری

هارزبورژیت‌های موجود در مجموعه اولترامافیک آب‌بید، شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری خاصی را در خود ثبت کرده‌اند که نشان می‌دهد این سنگ‌ها، ابتدا در گوشته بالایی، تحولات و دگرشکلی‌های دما و فشار بالا را تحمل کرده و سپس در شرایط پوسته‌ای، به تعادل دوباره رسیده‌اند. وجود بافت‌هایی همچون جهت‌یافتگی، کشیدگی و انحنا در بلورها، تبلور دوباره، وجود تیغه‌های جدایشی کلتوریوکسن در اورتوپیروکسن و نسل‌های مختلف کانی‌ها، نشان‌دهنده چنین تاریخ دومرحله‌ای برای این سنگ‌هاست. شیمی کانی‌های موجود در این هارزبورژیت‌ها، نشان‌دهنده منشأ گوشته بالایی تهی شده و متاسوماتیزه برای سنگ‌های یاد شده است و ترکیبی شبیه به کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های پشت کمات را نشان می‌دهند. ترکیب اسپینل‌ها و الیون‌های موجود در این سنگ‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار دارد و بر این اساس، در ردیف پریدوتیت‌های آیسال جای می‌گیرند. دماسنجی این سنگ‌ها نیز نشان‌دهنده منشأ اسپینل‌پریدوتیت برای آنهاست. با توجه به نتایج به دست آمده از داده‌های مختلف، مشخص شد که هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید می‌توانند در یک حوضه پشت کماتی و در بالای منطقه فرورانش صفحه نوتتیس شکل گرفته باشند.

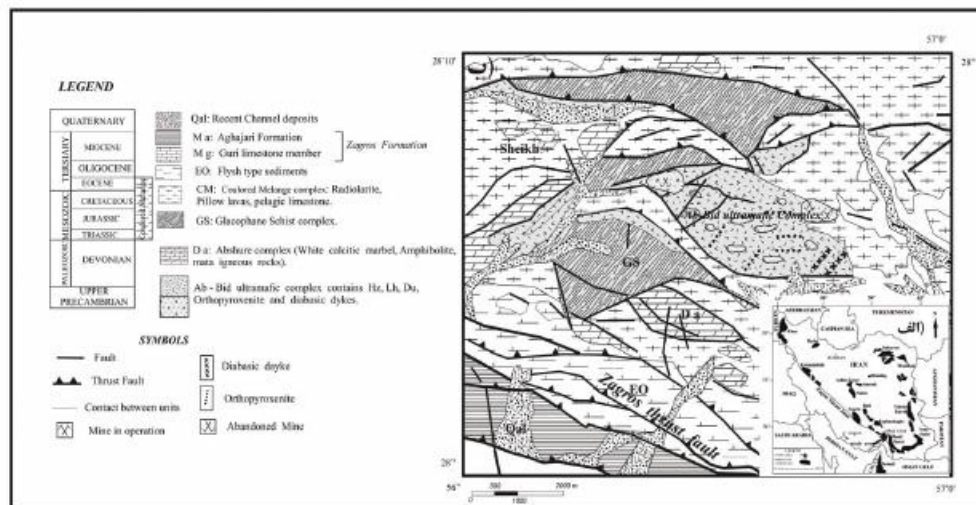
#### سپاسگزاری

جا دارد از زحمات جناب آقای دکتر محسن آروین (عضو هیئت علمی بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان) سپاسگزاری شود که زحمت انجام تجزیه‌های میکروپروب را بر عهده داشته‌اند.

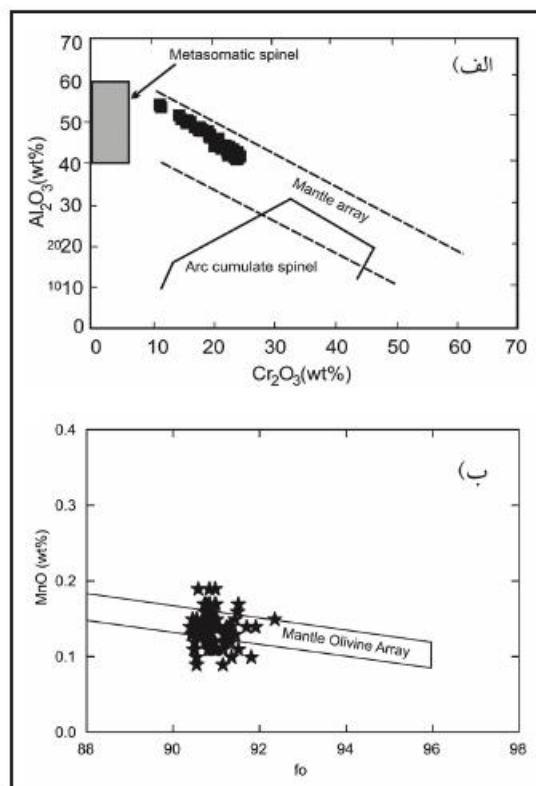
پیچیده‌ای دارند. در برخی از روش‌های مورد استفاده برای تعیین دمای تشکیل این سنگ‌ها، دمای تعادل اولیه به دست نمی‌آید؛ بلکه دماهای به دست آمده، نشان‌دهنده شرایط تعادل دوباره ساب‌سالیدوس است. این دماها نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد نظر پس از تشکیل در گوشته بالایی، در پوسته به تعادل رسیده‌اند. شواهد سنگ‌نگاری نیز تأییدی بر این موضوع است. بیشتر روش‌های ژئوترموتری برای پریدوتیت‌ها، بر پایه توزیع عناصر اصلی میان فازهای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. با توجه به حضور کانی‌های الیون، اورتوپیروکسن، کلتوریوکسن و اسپینل در هارزبورژیت‌های مورد نظر و اینکه زوج کانی‌های اورتوپیروکسن کلتوریوکسن و الیون اسپینل بر پایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، بهترین شواهد همزیستی را در این سنگ‌ها نشان می‌دهند، از دماسنج‌های پیروکسن‌های همزیست (Wood and Banno, 1973; Brey and Kohler, 1990) و الیون اسپینل (Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1991) برای تعیین دما در این سنگ‌ها استفاده شده است. استفاده از زمین‌دماسنجی الیون اسپینل که توسط Ballhaus et al. (1991) ارائه شده است، دمای تعادلی تبادل Mg و Fe میان الیون و اسپینل در هارزبورژیت‌ها را میان ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد؛ این دماهای پایین به دست آمده، دمای تعادل دوباره ساب‌سالیدوس را در شرایط پوسته زیرین نشان می‌دهد (Irvine, 1967). در روش زمین‌دماسنجی (Fabries, 1979) دماهای به دست آمده در این سنگ‌ها، شبیه به روش دماسنجی (Ballhaus et al., 1991) (کمی پایین‌تر) است و این دماها نیز می‌تواند نشان‌دهنده دمای تعادل ساب‌سالیدوس باشد، ولی در فرمول دماسنجی (Kretz, 1994) دماهای محاسبه شده بالاتر و به‌طور میانگین میان ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به این دماها، هارزبورژیت‌های این مجموعه در محدوده پایداری اسپینل پریدوتیت قرار می‌گیرند.

به دست آوردن فشار تبلور در سنگ‌های اولترامافیک همیشه مشکل بوده است. هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید، از نوع اسپینل‌پریدوتیت و بدون گارنت یا پلاژیوکلاز هستند و مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، محدوده فشاری میان ۸ تا ۲۶ کیلوبار را برای آنها نشان می‌دهد (Brey and Kohler, 1990). همچنین به باور Dick and Bullen (1984) مجموعه کانی‌شناسی الیون، کروم اسپینل، اورتوپیروکسن و کلتوریوکسن، نشان‌دهنده تبلور سنگ‌های میزبان در محدوده مشخصی از فشار (۱ تا ۲ Gpa) و منطبق بر شرایط ذوب پیرولیت در محدوده پریدوتیت اسپینل دار است.

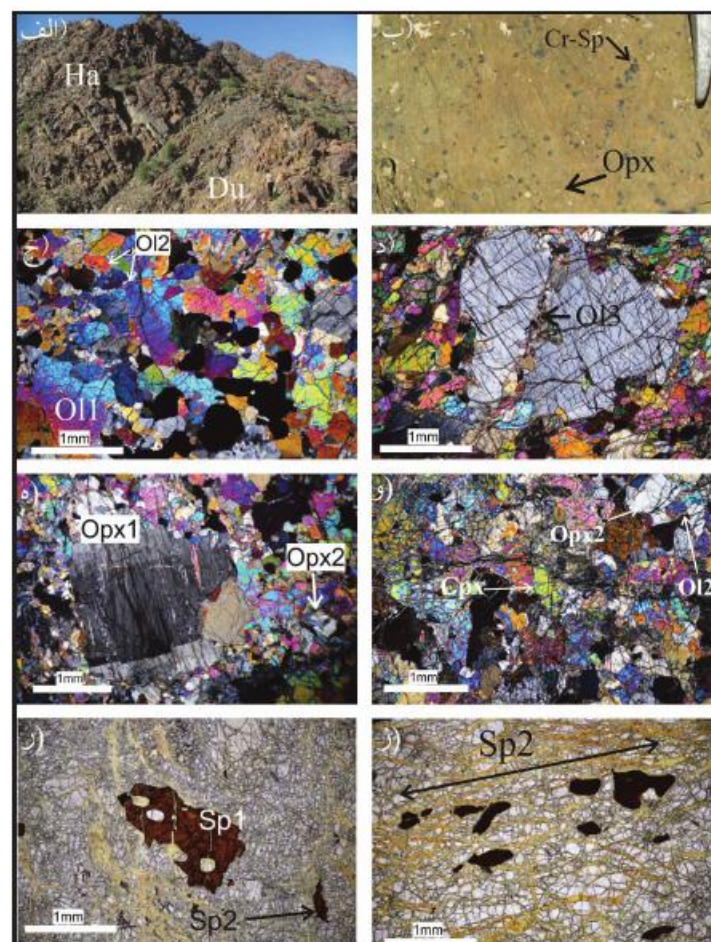
بررسی همه شواهد نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید، در محیطی شبیه به گوشته بالایی وابسته به حوضه پشت کمات ایجاد و سپس دچار ذوب بخشی حدود ۱۵ درصد شده و تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند. البته این متاسوماتیسم روی ترکیب سنگ کل و به ویژه مقدار عناصر کمیاب ناسازگار و عناصر خاکی کمیاب آنها تأثیر گذاشته و شیمی کانی‌ها به ویژه کروم اسپینل‌ها را تغییر نداده است. اگر اسپینل‌ها تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته بودند در نمودار شکل ۳ در محدوده اسپینل‌های حاصل از متاسوماتیسم (Metasomatism spinel) جای می‌گرفتند. با توجه به ژنز و موقعیت زمین‌ساختی این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف می‌توان به این نتیجه رسید که هارزبورژیت‌های آب‌بید ممکن است در یک محیط حوضه پشت کماتی (back arc basin) شکل گرفته باشند. زیرا در این محیط



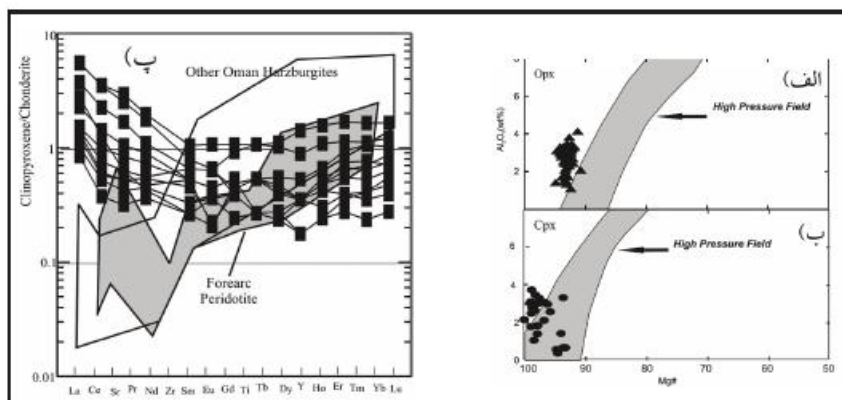
شکل ۱- الف) نقشه ساختاری انولیت‌های ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران؛ ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس اولترامافیک آب‌بید (با تغییرات از عزیزیان و همکاران (۱۳۸۵)).



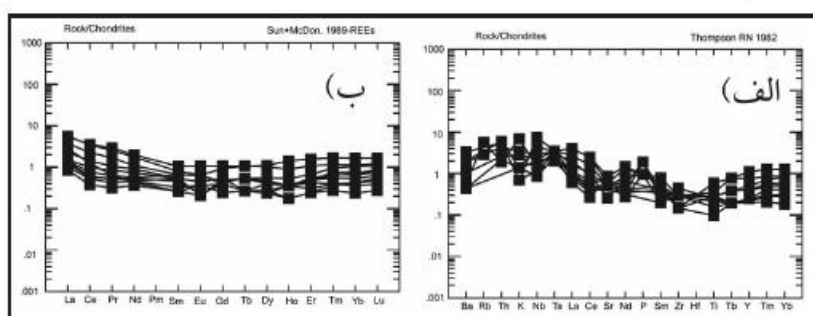
شکل ۳- الف) تغییرات  $Cr_2O_3$  در برابر  $Al_2O_3$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (Kepezhinovs et al., 1995)؛ ب) تغییرات  $MnO$  در برابر  $Fo$  در الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (Takahashi, 1986).



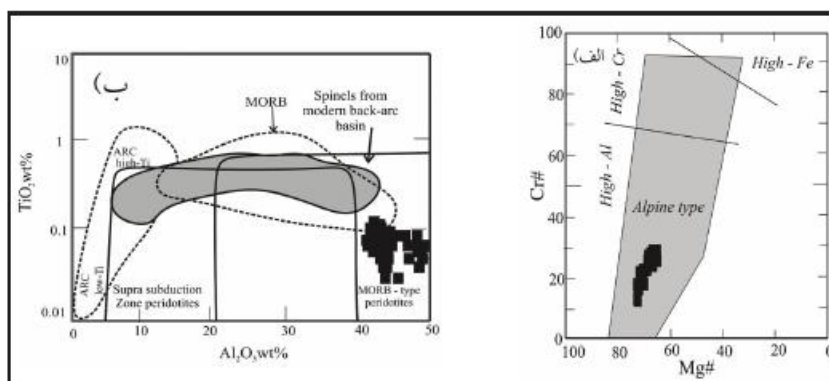
شکل ۲- الف) نمای از هارزبورژیت‌های موجود در مجموعه اولترامافیک آب‌بید؛ ب) نمای نزدیک از هارزبورژیت‌ها به همراه کانی کروم اسپینل و ارتوپیروکسن؛ ج) الیون نسل اول و دوم در هارزبورژیت‌ها. د) الیون نسل سوم موجود در هارزبورژیت‌ها؛ ه) درشت‌بلورهای ارتوپیروکسن نسل اول در کنار ارتوپیروکسن‌های نسل دوم؛ و) کلیتوپیروکسن در کنار بلورهای ارتوپیروکسن نسل دوم و الیون نسل دوم؛ ز) بلورهای کروم اسپینل نسل اول و نسل دوم در هارزبورژیت‌های منطقه؛ ح) جهت‌یافتگی در کروم اسپینل‌های نسل دوم.



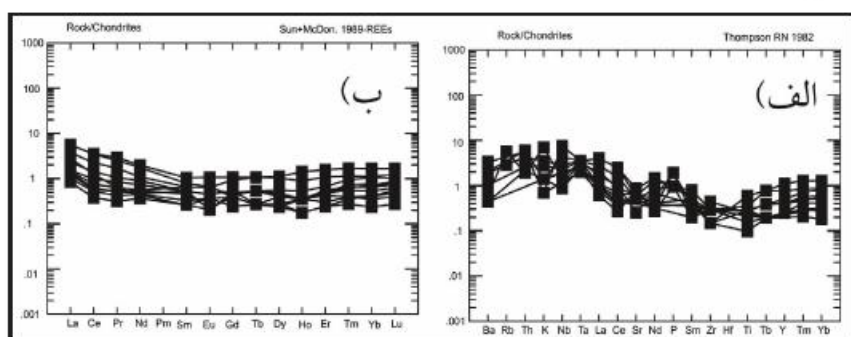
شکل ۴- الف) تنبیرات  $Mg\#$  در برابر  $Al_2O_3$  در ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید؛ ب) تنبیرات  $Mg\#$  برابر  $Al_2O_3$  در کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (محدوده نشر بالا از (Medaris (1972))؛ پ) نمودار فراوانی عناصر  $Ti, Sr, Y, Zr$  و عناصر خاکی کمیاب در سنگ کل هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (Sunard McDonough, 1989).



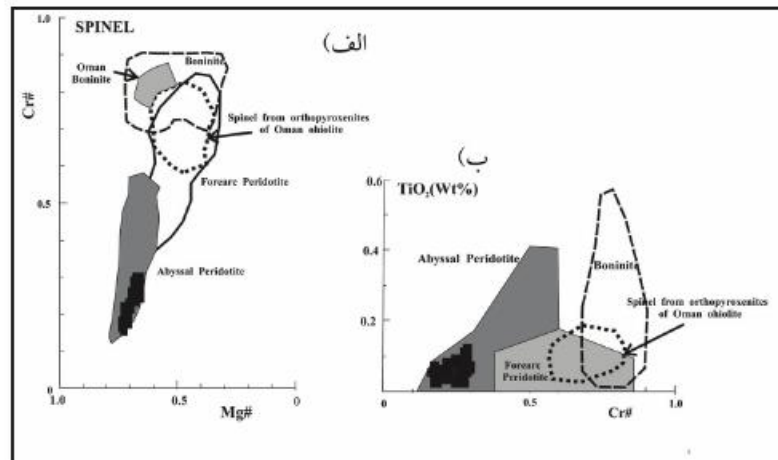
شکل ۵- الف) نمودار فراوانی عناصر کمیاب در نمونه‌های هارزبورژیتی مجموعه آب‌بید؛ ب) نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های هارزبورژیتی مجموعه آب‌بید.



شکل ۶- الف) تنبیرات  $Cr\#$  در برابر  $Mg\#$  برای کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (محدوده Alpine type از (Irvine (1967) دیگر محدوده‌ها از (Zhou and Bai (1992))؛ ب) تنبیرات  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید و موقعیت آنها نسبت به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف (Kamenetsky et al., 2001).



شکل ۷- الف) ارتباط میان  $Cr\#$  در اسپینل و  $Fo$  در الیون‌های همزیست در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (Arai, 1994)؛ ب) تنبیرات  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آب‌بید (FMM=گوشته مورب بارور، IBM=ایزوبونین ماریانا، IAT=تول‌لایت‌های جزایر کماتی، IBM=یونیتیبت)، ب) تنبیرات  $TiO_2$  در برابر  $Cr\#$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت (Zhou et al., 1996).



شکل ۸- تغییرات ترکیبی کروم اسپینل های موجود در هارزبورژیت های آب بیید. الف) مقادیر Mg# در برابر Cr# (داده های عمان از (Le Mee et al. (2004)؛ ب) تغییرات Cr# در برابر TiO<sub>2</sub> (محدوده بونیت از (Umino (1986)؛ دیگر محدوده ها از (Cameron (1985), Vander Leen et al. (1992) و Sobolev and Danyushevsky (1994) و محدوده بونیت های عمان از (Ishikawa et al., (2002)

جدول ۱- نتایج تجزیه برخی از اورتوپیکس های موجود در هارزبورژیت های مجموعه اولترامافیک آب بیید.

sample	N13-c1	N13-c1	N13-c2	N13-c3	N13-c4	N13-c6	N13-c6	N13-c7	N13-c7	N13-c8	N13-c8	N13-c9	N13-c9	N13-c9
phase	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
Rock type	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu
SiO <sub>2</sub>	55.39	56.53	54.75	56.15	55.16	55.43	55.46	55.59	55.18	56.38	55.97	55.17	55.71	56.43
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0	0.05	0.08	0.04	0.06	0.05	0.1	0.04	0.07	0.06	0.05	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.05	2.01	4.08	2.34	3.12	2.89	2.63	3.24	3.3	2.38	2.99	3.42	2.52	2.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.2	0.58	0.28	0.35	0.3	0.29	0.43	0.38	0.31	0.41	0.41	0.19	0.2
FeO	6.75	6.94	6.87	6.67	6.53	6.71	6.76	6.7	6.74	6.58	6.4	6.65	6.49	6.87
MnO	0.14	0.11	0.11	0.15	0.12	0.17	0.15	0.19	0.11	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16
MgO	34.07	34.19	33.17	34.72	33.83	33.95	33.91	33.91	33.61	34.49	34.41	33.98	34.22	35.01
CaO	0.52	0.26	0.39	0.22	0.41	0.47	0.37	0.35	0.56	0.32	0.29	0.5	0.4	0.18
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.04
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0
NiO	0.06	0.11	0.08	0.03	0.08	0.05	0.04	0.07	0.04	0.08	0.12	0.06	0.07	0.07
Total	100.45	100.43	100.03	100.65	99.68	99.99	99.67	100.53	100	100.73	100.82	100.4	99.84	100.99
Si	1.9	1.95	1.89	1.89	1.91	1.91	1.92	1.91	1.91	1.93	1.91	1.89	1.92	1.92
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0.12	0.08	0.17	0.09	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.1	0.12	0.14	0.1	0.08
Cr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.07
Fe <sup>2+</sup>	0.14	0.18	0.17	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.13	0.14	0.13
Mg	1.74	1.75	1.71	1.77	1.74	1.75	1.75	1.74	1.73	1.76	1.75	1.74	1.76	1.78
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgI#	92.74	90.66	91.18	92.86	92.22	92.31	92.03	91.76	91.82	91.93	92.31	92.88	92.48	93.2
Wo	1	0.49	0.76	0.43	0.79	0.9	0.72	0.67	1.08	0.61	0.56	0.98	0.77	0.33
En	91.81	90.22	90.48	92.46	91.48	91.48	91.37	91.14	90.83	91.37	91.8	91.97	91.76	92.89
Fs	7.19	9.29	8.76	7.11	7.72	7.62	7.91	8.19	8.09	8.02	7.64	7.05	7.47	6.77

Standards: SiO<sub>2</sub>(diopside), TiO<sub>2</sub>(rutile, Astim ex, synthetic), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(diathen, MAC), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(chromium Oxide, Astim ex, synthetic), FeO(fayalite, USNM, Rockport), MnO(rhodonite, Astim ex Franklin, USA), MgO(Olivine, USNM, San Carlos), CaO(diopside), NiO(NiO, synthetic), Na<sub>2</sub>O(jadeite), K<sub>2</sub>O(K-Felspar). Opxite=Orthopyroxenite. Fe<sup>3+</sup> and Fe<sup>2+</sup> are calculate from stoichiometry. Fo=100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>). Fa

جدول ۲- نتایج تجزیه برخی از اسپیل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید.

sample	D4-C2	D4-C2	D4-C3	D4-C3	D4-C3	D4-C4	D4-C4	D4-C4	D4-C5	D4-C5	D4-C5	D4-C5	D4-C5	D4-C5
phase	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Rock type	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.08	0.08	0.12	0.07	0.08	0.11	0.13	0.10	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44.58	43.26	43.62	42.89	43.62	43.09	41.09	42.97	41.28	42.91	41.64	42.14	42.89	45.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.58	23.23	23.63	23.37	22.97	22.94	24.42	23.11	24.58	22.99	24.58	24.28	22.90	20.85
FeO	15.33	16.20	16.57	16.51	16.56	16.35	17.10	16.90	17.37	17.01	16.71	16.77	17.44	17.11
MnO	0.08	0.08	0.08	0.13	0.11	0.11	0.14	0.07	0.10	0.11	0.12	0.12	0.09	0.11
MgO	16.65	16.34	16.20	15.77	15.95	16.22	15.60	15.99	15.58	15.98	15.51	15.84	15.84	16.08
CaO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.14	0.26	0.25	0.23	0.17	0.20	0.23	0.23	0.17	0.12	0.26	0.11	0.18	0.28
Total	99.49	99.48	100.45	99.00	99.44	99.02	98.70	99.42	99.18	99.19	98.92	99.39	99.43	99.66
Si	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
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	0.00
Al	1.46	1.42	1.42	1.42	1.44	1.42	1.38	1.42	1.38	1.42	1.39	1.40	1.42	1.48
Cr	0.50	0.51	0.52	0.52	0.51	0.51	0.55	0.51	0.55	0.51	0.55	0.54	0.51	0.46
Fe <sup>3+</sup>	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06
Fe <sup>2+</sup>	0.31	0.32	0.33	0.34	0.33	0.32	0.34	0.33	0.34	0.33	0.34	0.34	0.34	0.33
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	0.69	0.68	0.67	0.66	0.66	0.68	0.66	0.67	0.66	0.67	0.66	0.66	0.66	0.67
Mg#	68.75	68.09	66.94	66.29	66.55	67.90	66.18	66.76	65.81	66.87	65.58	66.40	66.19	66.51
Cr#	25.37	26.48	26.66	26.76	26.11	26.32	28.50	26.52	28.55	26.44	28.37	27.88	26.37	23.66

جدول ۳- نتایج تجزیه برخی از کلیتیپ‌روکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید (استانداردها همانند جدول ۱ است).

sample	N13-c1	N13-c1	N13-c2	N13-c2	N13-c2	N13-c3	N13-c4	N13-c6	N13-c6	N13-c6	N13-c7	N13-c8	N13-c1	N13-c12
phase	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x	cp x
Rock type	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu
SiO <sub>2</sub>	53.01	52.83	51.68	52.01	52.55	52.32	52.31	52.54	51.97	52.34	53.06	52.74	52.25	52.69
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.15	0.24	0.21	0.17	0.18	0.2	0.21	0.17	0.16	0.15	0.24	0.21	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.32	1.78	3.73	3.1	2.28	3.06	3.29	2.83	3.46	2.77	2.12	2.97	3.02	2.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.45	0.7	0.44	0.37	0.5	0.52	0.49	0.71	0.52	0.36	0.57	0.34	0.35
FeO	2.11	1.87	2.01	2.22	2.31	2.2	2.11	2.12	2.2	2.32	2.2	2.09	2.17	2.1
MnO	0.06	0.06	0.09	0.06	0.05	0.12	0.12	0.08	0.04	0.08	0.04	0.11	0.11	0.1
MgO	16.98	17.37	16.63	17.01	17.86	16.98	17.03	17.3	16.9	17.23	17.38	17.08	16.9	16.86
CaO	23.66	24.56	24.24	24.02	23.75	24.08	23.68	24.05	23.74	23.83	23.93	23.95	23.92	24.16
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.1	0.18	0.19	0.15	0.17	0.24	0.17	0.25	0.21	0.18	0.18	0.23	0.16
K <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0
NiO	0	0.04	0.04	0.06	0.12	0.01	0.09	0.09	0	0.07	0.03	0.02	0.11	0.05
Total	100.13	99.22	99.55	99.33	99.62	99.6	99.58	99.89	99.44	99.54	99.45	99.95	99.25	99.24
Si	1.92	1.93	1.88	1.9	1.9	1.91	1.9	1.91	1.89	1.91	1.93	1.91	1.91	1.93
Ti	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0.01
Al	0.14	0.08	0.16	0.13	0.1	0.13	0.14	0.12	0.15	0.12	0.09	0.13	0.13	0.11
Cr	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.01	0.01	0.01	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04
Mg	0.92	0.95	0.9	0.93	0.97	0.92	0.92	0.94	0.92	0.94	0.94	0.92	0.92	0.92
Ca	0.92	0.96	0.95	0.94	0.93	0.94	0.92	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.94	0.95
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg#	93.56	98.83	98.69	98.84	100.07	97.65	97.44	98.42	98.08	98.61	96.66	96.12	97.59	95.67
Wo	48.36	50.11	50.83	50.08	48.89	49.88	49.33	49.58	49.76	49.5	48.89	49.2	49.82	49.63
En	48.31	49.3	48.53	49.35	51.15	48.94	49.37	49.63	49.28	49.8	49.41	48.83	48.97	48.18
Fs	3.33	0.59	0.64	0.58	-0.04	1.18	1.3	0.8	0.96	0.7	1.71	1.97	1.21	2.18



جدول ۴- نتایج تجزیه برخی از الیومین‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌سید.

sample	D4-C1	D4-C1	D4-C1	D4-C2	D4-C2	D4-C2	D4-C3	D4-C3	D4-C3	D4-C3	D4-C4	D4-C4	D4-C5-2	D4-C5-3
phase	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
Rock type	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu	Hu
SiO <sub>2</sub>	40.90	40.98	40.81	41.09	40.69	40.82	40.53	40.84	40.75	40.95	41.18	41.00	40.81	41.19
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.02	0.05	0.00
FeO	9.21	9.19	8.85	8.47	8.32	9.00	8.88	8.64	8.95	8.80	9.00	8.89	8.95	8.785
MnO	0.19	0.14	0.09	0.10	0.10	0.13	0.11	0.11	0.17	0.17	0.11	0.15	0.12	0.14
MgO	49.80	49.33	49.89	50.03	50.13	49.94	49.83	49.82	49.04	49.48	49.72	49.48	49.64	49.57
CaO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
NiO	0.33	0.43	0.44	0.37	0.39	0.37	0.38	0.38	0.35	0.39	0.42	0.43	0.37	0.38
Total	100.48	100.09	100.09	100.17	99.72	100.26	99.78	99.82	99.27	99.83	100.56	100.02	99.96	100.09
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01
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	0.00
Al	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
Cr	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
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.19	0.18	0.17	0.16	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
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	1.81	1.80	1.82	1.82	1.83	1.82	1.82	1.82	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81
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
Mg#	90.81	90.53	91.12	91.32	91.78	91.15	91.48	91.13	90.72	90.93	90.78	90.84	90.81	90.96
Fo	90.81	90.53	91.12	91.32	91.78	91.15	91.48	91.13	90.72	90.93	90.78	90.84	90.81	90.96
Fa	9.19	9.47	8.88	8.68	8.22	8.85	8.52	8.87	9.28	9.07	9.22	9.16	9.19	9.04

جدول ۵- تجزیه سنگ کل نمونه‌های هارزبورژیتی موجود در مجموعه اولترامافیک آب‌سید.

sample	E23	S01	E17	M24	C8	D4	N13	Z7	Z25	R8	D23
SiO <sub>2</sub>	42.67	42.98	42.29	43.6	44.49	42.45	41.87	45.32	43.66	43.83	41.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	1.18	1.45	1.36	2.44	1.75	2.02	1.31	0.59	1.41	1.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	8.63	8.68	8.68	8.64	9.18	8.86	8.77	8.46	8.81	8.52	8.64
MnO	0.123	0.123	0.124	0.12	0.131	0.129	0.127	0.124	0.127	0.13	0.116
MgO	39.94	40.29	38.63	38.74	38.51	40.71	39.18	43.01	46.03	40.84	40.63
CaO	1.75	0.75	1.52	1.62	2.67	2.01	2.01	0.93	0.45	1.61	0.78
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.2	0.11	0.06	0.06	0.07	0.06	0.11	0.05	0.07	0.05
K <sub>2</sub> O	0.02	0.1	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.016	0.026	0.029	0.028	0.061	0.029	0.036	0.022	0.01	0.029	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	0.01	< 0.01	0.01	0.02	0.02
LOI	6.01	3.7	4.7	3.77	0.94	3.17	3.98	1.27	1.22	4.45	5.66
Total	100.4	98.05	97.59	97.95	98.52	99.2	98.06	100.6	101	100.9	98.81
Sc	11	8	11	12	15	12	12	9	6	12	7
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
V	50	34	47	48	75	59	55	36	22	46	35
Cr	3360	3050	2950	3280	2690	2840	2980	3280	3050	3070	2420
Co	103	108	102	104	106	109	111	102	114	103	107
Ni	2200	2310	2190	2230	2170	2290	2300	2080	2380	2170	2320
Cu	30	< 10	20	30	40	40	10	< 10	< 10	30	< 10

ادامه جدول ۵- تجزیه سنگ کال نمونه‌های هارزبورژیتی موجود در مجموعه اولترامافیک آب‌بید.

sample	E 23	S01	E17	M24	C8	D4	N13	Z7	Z25	R8	D23
Zn	60	60	60	50	60	60	60	50	60	60	60
Ga	2	2	2	2	3	2	3	2	1	2	2
Ge	1.3	1.1	1.2	1.1	1.3	1.2	1.1	1	1.1	1.1	1.2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	< 1	2	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	7	< 2	6	< 2	< 2	9	10	3	7	< 2	6
Y	0.5	< 0.5	0.8	0.8	2.2	1	1.5	0.5	< 0.5	0.8	< 0.5
Zr	2	3	2	2	1	2	2	2	1	1	2
Nb	0.7	0.5	1	0.3	0.4	< 0.2	2.6	0.8	1.5	< 0.2	< 0.2
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	1.4	1.2	1	1	0.9	1	0.7	0.8	0.7	0.8	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Cs	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ba	3	4	13	< 3	< 3	3	23	7	14	3	< 3
La	0.29	0.34	0.89	0.32	0.66	0.2	1.3	0.54	1.32	0.36	0.24
Ce	0.35	0.46	1.38	0.37	0.77	0.23	2.16	0.87	2.13	0.6	0.32
Pr	0.05	0.06	0.16	0.05	0.06	0.03	0.28	0.1	0.24	0.08	0.04
Nd	0.25	0.2	0.51	0.22	0.26	0.17	0.92	0.42	0.82	0.34	0.21
Sm	0.07	0.04	0.1	0.08	0.1	0.04	0.16	0.08	0.12	0.08	0.05
Eu	0.013	0.021	0.037	0.012	0.037	0.012	0.062	0.026	0.038	0.012	0.021
Gd	0.08	0.05	0.09	0.1	0.19	0.1	0.22	0.11	0.08	0.09	0.08
Tb	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01
Dy	0.1	0.07	0.11	0.12	0.28	0.14	0.26	0.06	0.06	0.1	0.07
Ho	0.02	0.01	0.02	0.02	0.08	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02
Er	0.08	0.04	0.09	0.08	0.26	0.11	0.18	0.05	0.04	0.08	0.07
Tm	0.014	0.009	0.017	0.016	0.043	0.024	0.029	0.01	0.007	0.019	0.01
Yb	0.09	0.07	0.11	0.12	0.28	0.18	0.19	0.07	0.04	0.13	0.06
Lu	0.016	0.014	0.019	0.022	0.042	0.026	0.031	0.012	0.007	0.018	0.01
Hf	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ta	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.04
W	0.8	0.9	0.6	0.6	0.7	1.3	0.6	0.6	0.6	1.3	< 0.5
Tl	0.6	0.43	0.34	0.24	0.23	0.16	0.13	0.11	0.11	0.09	< 0.05
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th	0.09	0.08	0.18	0.09	< 0.05	< 0.05	0.23	0.11	0.25	0.09	< 0.05
U	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02

## References

- 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 NW eoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* Vol: 138 p: 225-234.
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation. *Chemical Geology* 113: 191-204.
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H., 1991- High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to mineralogy and petrology* 107: 27-40.
- Brey, G. P., Kohler, T., 1990- Geothermobarometry in four-phase lherzolites. Part II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of petrology* 31: 1353-1378.
- Brey, G. P. and Kohler, T., 1990- Geothermobarometry in four-phase lherzolites. Part II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Cameron, W. H., 1985- Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite Cyprus. *Contrib Mineral Petr* 89: 239-255.
- 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* Vol 114 p: 307-326.
- Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I. and Styles, M. T., 2009- Tectonic discrimination of peridotites using  $\text{fO}_2$ -Cr-no. and Ga-Ti-FeIII systematics in chrome-spinel. *Chemical Geology* Vol 261 p: 199-216.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib Mineral Petrol* 86: 54-76.
- Dijkstra, A. H., Barth, M. G., Drury, M. R., Mason, P. R. D. and Vissers, R. L. M., 2003- Diffuse porous melt flow and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow - spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the othris peridotite massif (Greece). *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4(8), 8613. Doi: 10.1029/2001 GCO 00278.
- Dilek, Y. and Delaloye, M., 1992- Structure of kizilda ophiolite, a slow - spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory., *Geology* 20:19-22.
- Fabries, J., 1979- Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 329-336.
- Gonzalez-Jimenez, J. M., Proenza, J. A., Camprubi, A., Centeno-Garcia, E., Gonzalez-Partida, E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Pearson, N. J., 2011- Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico. 11th Biennial meeting SGA, Chile.
- Hassanipak, A. A. and Ghazi, A. M., 1999 - Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoi ophiolite, Northwest Iran. *Journal of Asian Earth science* 18: 43-55.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological applications. *Canadian Journal of Earth Science* 4: 71-103.
- Ishikawa, T., Naghashi, K. and Umino, S., 2002- Boninitic volcanism in the Oman ophiolite, implication for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30, 899-902.
- 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., Whitehead, J. A. and Aharonov, E., 1995- Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of geophysical research* 100: 475 - 496.
- Kepezhinskis, 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., 1994- *Metamorphic crystallization*, John Wiley and Sons, 507pp.
- Le Mee, L., Girardeau, J. and Monnier, C., 2004 -Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432: 167-172.
- Le Roux, V., Bodinier, J. L., Tammasi, A., Alard, O., Dautria, J. M., Vauchez, A. and Riches, A. J. V., 2007- The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary science Letters* 259: 599-612.
- Lenoir, X., Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Dautria, J. M. and Gervilla, F., 2001- The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *Journal of petrology* 42: 141-158.
- Mateus, A. and Figueiras, J., 1999- Chemical composition of Cr-spinels in deformed and metamorphosed ultramafic/mafic complexes from Portugal. *Actas II Congresso Iberico de Geoquimica/XI Semana de Geoquimica Lisboa, Portugal* p: 255-258.
- Mercier, J. C. C. and Nicolas, A., 1975- Textures And Fabrics Of Upper Mantle Peridotites As Illustrated By Xenoliths From Basalts. *Journal Of Petrology* 16, 454-487.
- Medaris, L. G., 1972- High-pressure peridotites in south-western Oregon. *Bulletin of Geological Society of America* 83: 41-58.

- Mercier, J. C. C. and Nicolas, A., 1975- Textural and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenolithes from basalts. *Journal of petrology* 16: 454-487.
- Morishita, T., Maeda, J., Miyashita, S., Kumagai, H., Matsumoto, T., Dick and H. J. B., 2007- Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow spreading southwest Indian Ridge. *European Journal of Mineralogy* Vol 19 p: 871-882.
- Niu, Y., 1997- Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of petrology* 38: 1047-1074.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 1993- *Microtectonics*. Springer: 289.
- 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139: 36-53.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. and Chiaradia, M., 2013- Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher- B ft ophiolite, central Iran. *Lithos* 168-169: 33-47.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Sobolev, A. V. and Danyushevsky, L. V., 1994- Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high – Ca boninite magmas. *J Petrol* 35: 1183-1211.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. *Societe Geologie de la France Memoire Hors- Serve* 8 p: 333-353.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the ocean Basin*, Geological Society of London. Special publication 42: 313-345.
- Takahashi, E., 1986- Melting of a dry peridotite KLB I up to 14 GPa: implications on the origin of the peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 91: 9367-9382.
- Umino, S., 1986- Magma mixing in boninite sequence of Chichijima, Bonin islands. *J Volcanol Geoth Res* 29: 125-157.
- Uysal, I., Kaliwoda, M., Karsli, O., Tarkian, M., Sadiklar, M. B. and Ottley, C. J., 2007- Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an Upper mantle section from the Ortaca area, Southwestern Turkey. *The Canadian Mineralogist* Vol 45 p: 1471-1493.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Tarkian, M., Bernhardt, H. J. and Sadiklar, M. B., 2007- Ophiolitic chromitites from the Kahramanmaraş area, southeastern Turkey: their platinum group elements (PGE) geochemistry, mineralogy and Os-isotope signature. *Ophioliti* 32: 151-161.
- Vander Leen, S. R., Arculus, R. J., Pearce, J. A. and Murtion, B. J., 1992- Petrography, mineral chemistry and phase relation of the basement boninite series of site 786 Izu-Bonin forearc. In *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results 125* (P Fryer J A Pearce L B Strokking et al eds). Ocean Drilling Program, College Station, Texas 171-201.
- Wood, B. J. and Banno, S., 1973- Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contrib. Mineral petrol.* 42: 109-124.
- Zhou, M. F., Robinson, P., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform chromites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implication for melt rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37: 3-21.
- Zoha, M. F. and Bai, W. J., 1992- Chromite deposits in China and their origin. *Mineral Deposita* 27: 192-199.

## Petrogenetic evolution and tectonic environment of the harzburgites from Ab-Bid ultramafic complex (East of Hadji-Abad, Hormozgan province)

M. Mohammadi<sup>1,2\*</sup>, H. Ahmadipour<sup>3</sup> and S. Moradian<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

<sup>2</sup> Master, Payame Nour University, Kerman, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Received: 2016 January 13

Accepted: 2016 August 15

### Abstract

Ab-Bid ultramafic complex in the north of Hormozgan province is a part of Hadji-Abad-Esphandagheh ophiolitic belt. Harzburgite forms more than 90 volume percent of the complex and lherzolite, dunite, pyroxenite and chromitite are the other lithologies. The harzburgites occur as massive non-layered outcrops with oriented minerals. Textures such as orientation and elongation of crystals, recrystallization, clinopyroxene exsolution lamellae in orthopyroxenes and different generations of minerals in these rocks show that they have been formed in the upper mantle and then emplaced in the crust. Mineral chemistry data indicate that the Ab-Bid harzburgites formed in an environment similar to those considered for MORB peridotites and they have experienced about 15 % partial melting. Then, they affected by mantle metasomatism and were enriched in incompatible elements. Olivine-spinel thermometry in these harzburgites shows equilibrium temperatures of 1000-1200 °C and suggests that they have been equilibrated in spinel peridotite field. Chemical evidence and tectonic setting of the studied harzburgites show that these rocks are similar to the abyssal peridotites and probably formed in a back arc basin environment. Ab-Bid harzburgites probably were part of mantle wedge over the Neotethys subducted slab in a back arc basin environment.

**Keywords:** Ab-Bid ultramafic complex, Hadji-Abad, Harzburgite, Ophiolite, Hormozgan province.

For Persian Version see pages 221 to 232

\*Corresponding author: M. Mohammadi; E-mail: mahta\_6024@yahoo.com