

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی پریدوتیت‌های افیولیتی منطقه مریوان- کامیاران، زاگرس (باختر ایران)

آزاد کریمی^۱، علی احمدی^۲، منیره خیرخواه^۳ و عبدالرضا پرتابیان^۴

دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
 استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۱۵

چکیده

پریدوتیت‌ها در مجموعه افیولیتی مریوان-کامیاران (MKO)، نوار افیولیتی زاگرس خارجی، باختر ایران، از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی مطالعه شده‌اند. هر دو نوع پریدوتیت گوشته‌ای و ماگمایی انباشتی در توالی افیولیتی مریوان-کامیاران وجود دارند. تغییرات گسترده در Al_2O_3 ، Cr ، Ni و MgO نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ علاوه بر تعلق نمونه‌ها به هر دو نوع پریدوتیت ایسال (MOR) و فرافروانش (SSZ) بیانگر درجات مختلف تهی‌شدگی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه است. درجات متفاوت تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها با بازه گسترده ذوب بخشی (۱۰ تا ۱۵ درصد)، به‌دست آمده براساس مدل‌های ذوب‌بخشی غیرمدال معکوس، سازگار هستند. غنی‌شدگی در عناصر HFS مانند Hf ، Ta و Th بیانگر برهمکنش مذاب-سنگ در پریدوتیت‌های گوشته‌ای است؛ در حالیکه، غنی‌شدگی در U و عناصر LIL نظیر Cs ، Rb ، Pb احتمالاً در ارتباط با برهمکنش سیال-سنگ است. پیشنهاد می‌شود که ماهیت MOR بخشی از پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه در مراحل بعدی طی فرایندهایی مانند برهمکنش مذاب-سنگ به پریدوتیت‌های دارای ویژگی‌های SSZ تغییر یافته است. این احتمال وجود دارد که، مانند دیگر رخنمون‌های نوار افیولیتی زاگرس خارجی، پریدوتیت‌های گوشته‌ای MKO با مشخصه‌های MOR SSZ قبل از تغییر آنها در محیط SSZ از جایگاه MOR منشأ گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: افیولیت، برهمکنش مذاب-سنگ، پهنه فرافروانش، مریوان-کامیاران، زاگرس.

*نویسنده مسئول: علی احمدی

E-mail: aahmadi@science.usb.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

هر دو نوع پریدوتیت ایسال و فرافروانش در افیولیت‌های زاگرس خارجی اشاره دارند.

افیولیت‌های کردستان (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015) به عنوان بخشی از افیولیت‌های زاگرس خارجی (Shafaie-Moghadam and Stern, 2011) در باختر ایران قرار دارند (شکل ۱-ا). بیشتر پژوهش‌های انجام شده بر روی افیولیت‌های کردستان مربوط به توالی پوسته‌ای است (برای مثال، Azizi et al., 2011; Allahyari et al., 2014; Saccani et al., 2014). در عین‌حال، سودی اجیرلو (۱۳۹۵) به بررسی هر دو توالی پوسته‌ای و گوشته‌ای افیولیت‌های کردستان در شمال باختر کامیاران پرداخته‌است؛ در حالیکه، در محدوده مریوان-پالنگان باوجود رخنمون‌های قابل توجهی از پریدوتیت‌ها، تاکنون مطالعه جامعی بر روی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در این منطقه صورت نگرفته است. این پژوهش در ادامه و تکمیل مطالعات قبلی برای اولین بار داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌های کردستان را از مریوان تا کامیاران فراهم آورده‌است.

۲- زمین‌شناسی

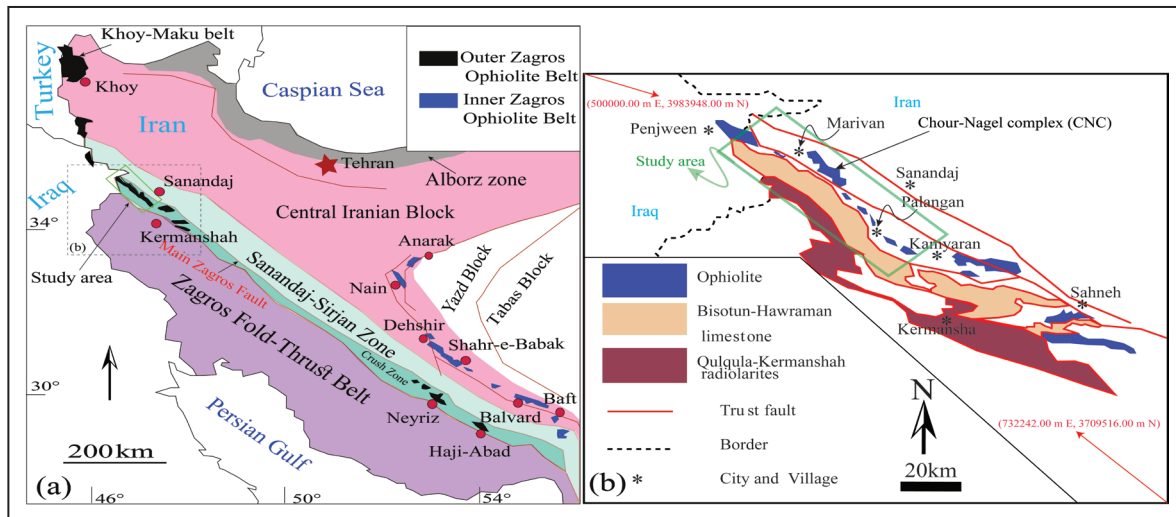
افیولیت‌های مریوان-کامیاران بخشی از نوار افیولیتی زاگرس خارجی (Shafaie-Moghadam and Stern, 2011) هستند که تحت عنوان افیولیت‌های کردستان نامگذاری شده‌اند (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015). افیولیت‌های کردستان در امتداد تراست زاگرس و بین افیولیت‌های کرمانشاه (Saccani et al., 2013) و افیولیت‌های پنجوین در شمال خاور عراق (Aziz et al., 2011; Mohammad, 2013) در اطراف سه شهرستان کامیاران، سروآباد و مریوان رخنمون دارند (شکل ۱-ب). افیولیت‌های شهرستان‌های مریوان و سروآباد در پژوهش‌های قبلی تحت عنوان افیولیت‌های

فرایندهای بزرگ مقیاس زمین‌ساختی باعث جایگیری قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی قدیمی در قاره‌ها شده‌اند که افیولیت نامیده می‌شوند (Coleman, 1977; Nicolas, 1989; Pearce, 2014). افیولیت‌ها گستره وسیعی از سنگ‌های اولترامافیک مانند پریدوتیت‌ها، مافیک مانند گابرو دیاباز و بازالت‌ها، و نیز سنگ‌های تفریق یافته مانند پلاژیوگرانیت را شامل می‌شوند (برای مثال، Dilek and Furnes, 2014). پریدوتیت‌های موجود در یک مجموعه افیولیتی ممکن است گوشته‌ای، ماگمایی انباشتی و یا از هر دو نوع باشند. پریدوتیت‌های گوشته‌ای اطلاعات مهمی از فرایندهای ذوب و جدایش مذاب، برهمکنش مذاب/سیال-سنگ و موقعیت زمین‌ساختی فراهم می‌آورند (Bodinier and Godard, 2014). این سنگ‌ها در مجموعه‌های افیولیتی از پریدوتیت‌های نوع ایسال (MOR) (Niu, 2004; Paulik et al., 2006; Khedr et al., 2014) تا پریدوتیت‌های فرافروانش (SSZ) (Dilek et al., 2007; Pearce and Robinson, 2010) را نشان می‌دهند (Choi, et al., 2008; Aldanmaz, et al., 2009).

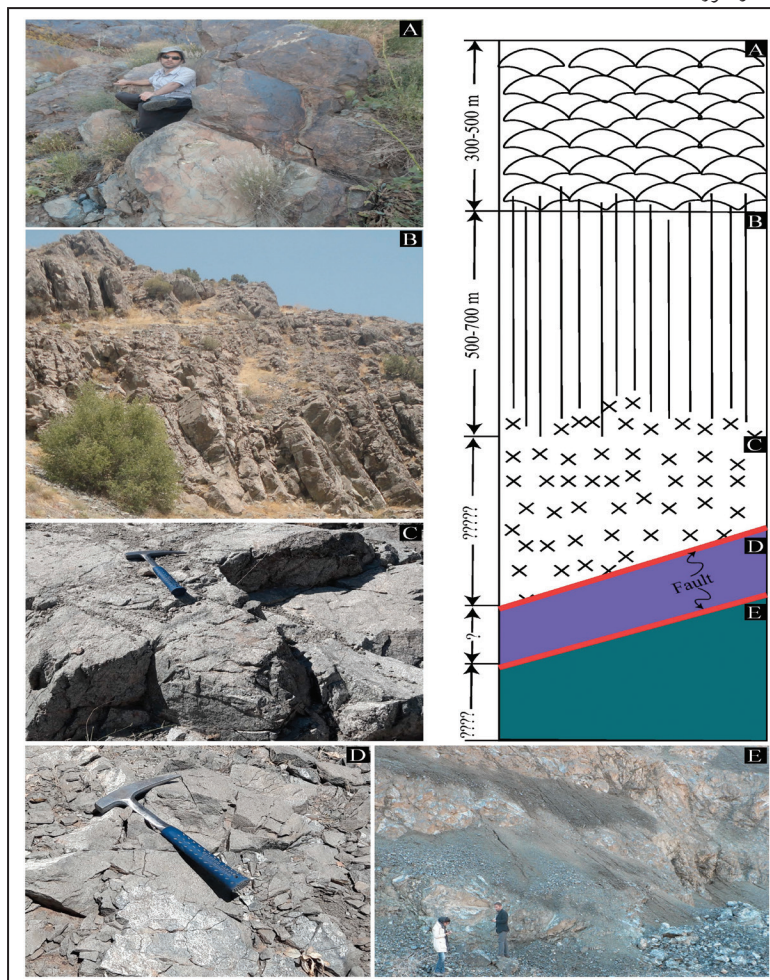
افیولیت‌های زاگرس به عنوان بازمانده لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در زاگرس داخلی و خارجی تقسیم شده‌اند (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015). افیولیت‌های ناین، دهشیر، شهربابک، و بلوارد-بافت مهمترین افیولیت‌های زاگرس داخلی هستند (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015). افیولیت‌های زاگرس خارجی شامل افیولیت‌های حاجی‌آباد، نیریز، کرمانشاه، و کردستان هستند (Shafaie-Moghadam and Stern, 2015). افیولیت‌های زاگرس خارجی در حاجی‌آباد (Shafaie-Moghadam et al., 2013)، نیریز (Shafaie-Moghadam et al., 2014; Monsef et al., 2018) و کرمانشاه (Saccani et al., 2013; Moradpour et al., 2017; Nouri et al., 2019) نسبت به افیولیت‌های کردستان بیشتر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. مطالعات مذکور به وجود

ستون افیولیتی کامل پیشنهادی کنفرانس پنروز (Coleman, 1977) در نظر گرفت که در توالی پوسته‌ای آن بخش انباشتی (اولترامافیک‌ها و مافیک‌های انباشتی) در مقایسه با بخش خروجی و نیمه‌خروجی از حجم کمتری برخوردار است (شکل ۲). بهترین مثال از توالی پوسته‌ای افیولیتی‌های کردستان مجموعه چور-نگل (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸) است که در آن گدازه‌های بالشی، دسته دایک‌های ورقه‌ای و گابروها به طور منظم روی هم قرار می‌گیرند (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸). اما اولترامافیک‌های انباشتی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای دارای مرز گسله با دیگر قسمت‌های ستون افیولیتی مریوان-کامیاران هستند (شکل ۲).

پیاژه (Sabzehei et al., 2010) و افیولیتی‌های سهول‌آوا یا سروآباد (Saccani et al., 2014) و افیولیتی‌های مریوان-پالنگان (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸) نامگذاری شده‌اند. در ادامه افیولیتی‌های کرمانشاه، افیولیتی‌های شهرستان کامیاران در شمال خاور (محمودی و همکاران، ۱۳۹۷؛ ویسی‌نیا و همکاران، ۱۳۹۶) و شمال باختر (سودی اجیرلو، ۱۳۹۵) کامیاران و به سمت باختر و شمال باختر تا پالنگان ادامه دارند (شکل ۱-ا). در این پژوهش بخش پریدوتیتی افیولیتی‌های کردستان که شامل رخنمون‌های افیولیتی در سه شهرستان کامیاران، سروآباد و مریوان می‌شود، تحت عنوان «افیولیتی‌های منطقه مریوان-کامیاران» بررسی شده‌اند. به طور کلی ستون افیولیتی مریوان-کامیاران را می‌توان یک



شکل ۱- نقشه زمین‌ساختاری ایران (a) و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (b) بر پایه مطالعات قبلی (Ali et al., 2012; Shafaii-Moghadam and Stern, 2015). موقعیت کمپلکس چور-نگل (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸) نیز در محدوده مورد مطالعه نشان داده شده‌است.



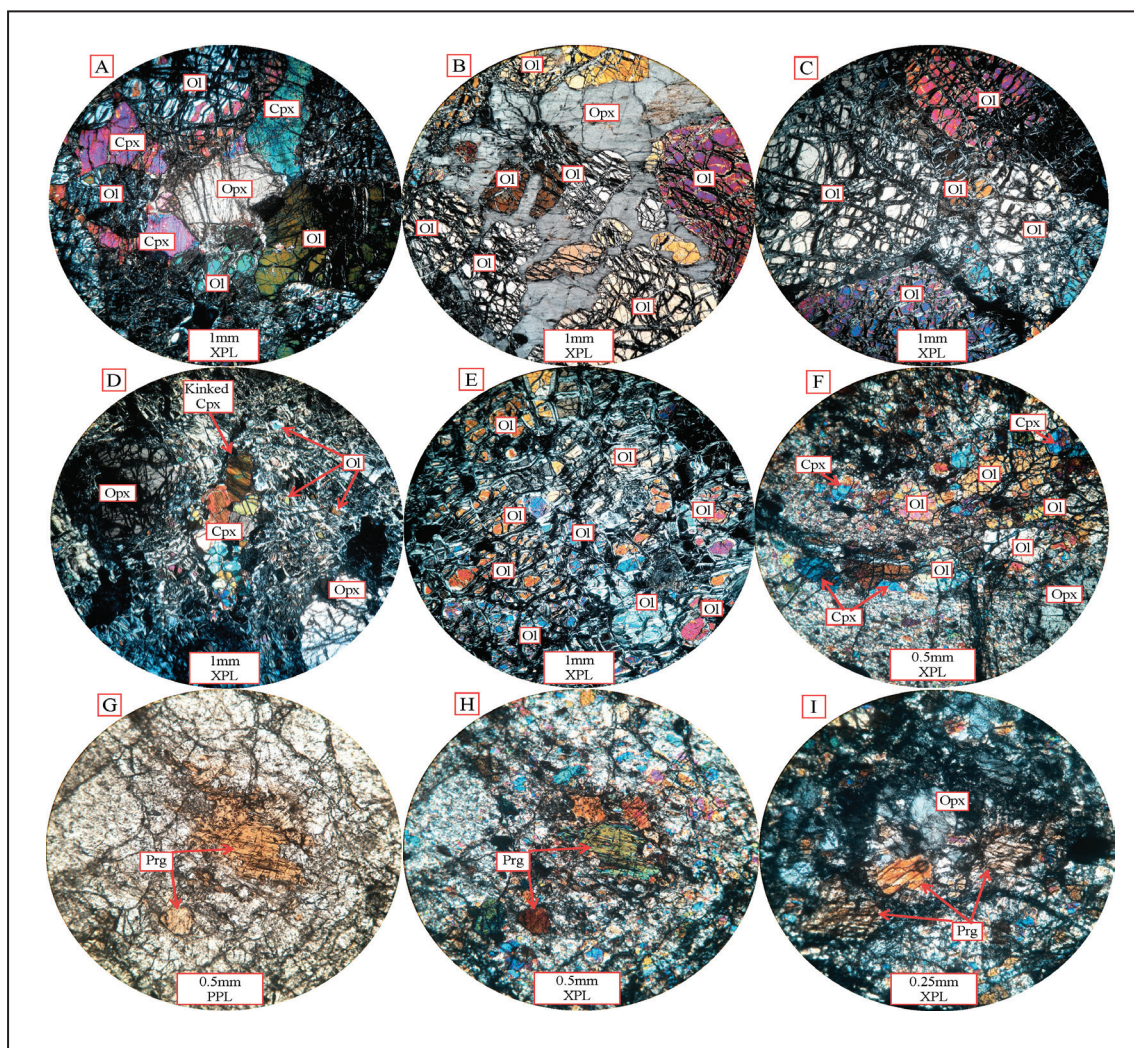
شکل ۲- توالی ستون افیولیتی مریوان-کامیاران که شامل (A) گدازه‌های بالشی؛ (B) دسته دایک‌های ورقه‌ای؛ (C) مجموعه گابروهای ایزوتروپ و انباشتی؛ (D) پریدوتیت‌های انباشتی و (E) پریدوتیت‌های گوشته‌ای است.

گوشته‌ای اثرات متفاوتی از فرایندهای سرپانتینی‌شدن را متحمل شده‌اند اما بررسی نمونه‌های گوشته‌ای با دگرسانی کمتر نشان می‌دهد که این سنگ‌ها غالباً هارزبورژیت بوده که همراه آنها به ندرت دونیت و لرزولیت نیز وجود دارند. علاوه بر انواع مختلفی از بافت‌های اولیه از جمله پورفیروکلاستیک، کاتاکلاستیک، و دانه‌ای هم‌بعد در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، شدت متفاوت اثرات دگرسانی بر آنها منجر به ایجاد تنوعی از بافت‌های ناشی از فرایندهای سرپانتینی‌شدن مانند مشبک، ساعت‌شنی، نواری و چندوجهی نیز شده‌است. الوین، اورتوپیروکسن، و کلینوپیروکسن فازهای اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۳ تا ۳-۴). فانی‌های گروه اسپنیل و آمفیبول نوع پارگازیت از فانی‌های فرعی مهم در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه است (برای مثال، شکل ۳-۳ تا ۳-۴).

پریدوتیت‌های انباشتی رخنمون‌های کمتری در منطقه دارند. در مقابل رخنمون‌های قابل توجهی از پریدوتیت‌های گوشته‌ای در امتداد تراس اصلی زاگرس در کل منطقه قابل مشاهده هستند.

۳- سنگ‌نگاری

پریدوتیت‌ها در مجموعه افیولیتی مریوان-کامیاران شامل هر دو نوع گوشته‌ای و انباشتی هستند. پریدوتیت‌های انباشتی، که معمولاً سالم هستند، انواعی از لرزولیت، هارزبورژیت و به مقدار کمتر دونیت را شامل می‌شوند (شکل ۳-۳ تا ۳-۴). بافت رایج در آنها به صورت بافت‌های انباشتی نظیر مزوکومولوس، ارتوکومولوس و پوئیکلیتی در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها (شکل ۳-۳ و ۳-۴) و ادکومولوس در دونیت‌ها (شکل ۳-۴) دیده می‌شود. هرچند که پریدوتیت‌های



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی پریدوتیت‌های مورد مطالعه. (a) لرزولیت انباشتی با بافت مزوکومولوس؛ (b) بافت پوئیکلیتی در هارزبورژیت انباشتی؛ (c) دونیت با بافت انباشتی نوع ادکومولوس؛ (d) هارزبورژیت گوشته‌ای با پورفیروکلاست‌های درشت اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن‌های کینک شده؛ (e) دونیت‌های گوشته‌ای دارای الوین‌های با مرز ۱۲۰ درجه که اغلب الوین‌ها به سرپانتین تبدیل شده‌اند؛ (f) لرزولیت گوشته‌ای متشکل از الوین‌های طویل، کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن؛ (g) فانی آبدار از نوع پارگازیت در لرزولیت‌های گوشته‌ای منطقه؛ (h) تصویر دیگری از پارگازیت‌های موجود در لرزولیت‌های گوشته‌ای که رخ‌های لوزی شکل در آن‌ها به خوبی دیده می‌شود. مقیاس و حالت نوری (Plain Polarized Light) PPL و (Crossed Polarized Light) XPL (در پایین تصاویر آورده شده‌است).

۴- روش پژوهش

عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه مت‌سولوا آنالیتیکال سرویس (Met-Solve Analytical Services) در کانادا تجزیه شیمیایی شدند. نمونه استاندارد TD-1 (Dunn and Stringer, 1990) برای ارزیابی دقت (precision) و صحت

با بررسی پژوهش‌های قبلی، نمونه‌برداری از تمام واحدهای سنگی مجموعه افیولیتی مریوان-کامیاران انجام و پس از تهیه و مطالعه مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۱۰ نمونه با کمترین آثار دگرسانی برای تجزیه انتخاب شد. اکسیدهای

و ۲۰۹۰ پی‌پی‌ام است (Hart and Zindler, 1986) اما برای پریدوتیت‌های مورد مطالعه مقدار Cr و Ni در تمام نمونه‌های گوشته‌ای از مقادیر گوشته اولیه بالاتر است که ممکن است بیانگر نسبت الیوین به پیروکسن بالا و مقادیر نسبتاً بالای اسپینل کروم‌دار (Whattam et al., 2011) در نمونه‌ها باشد.

تغییرات عناصر کمیاب در پریدوتیت‌های منطقه با نمودارهای چندعنصری و الگوهای REE نشان داده شده‌اند (شکل ۴). داده‌ها در هر دو نمودار نسبت به گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) به‌نچاری شده‌اند (شکل ۴). در بررسی نمودار چند عنصری، ناهنجاری مثبت در U، Th، Ta، Pb، Hf، و Cs در نمونه‌های گوشته‌ای و انباشتی مشهود است؛ ناهنجاری مثبت در Ti نیز نسبت به عناصر مجاور (Gd و Tb) نیز در اغلب نمونه‌های گوشته‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-ا). در بعضی از نمونه‌های گوشته‌ای تهی‌شدگی ناچیزی در Sr و Ba نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب). اغلب نمونه‌های گوشته‌ای به جز عناصر با آنومالی مثبت (Th، U، Ta، Pb، Hf و Cs) در بقیه عناصر نسبت به گوشته اولیه (PM) (Palm and O'Neill, 2004) و نیز گوشته تهی‌شده (DMM) (Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-ا). این حالت می‌تواند بیانگر ماهیت بازمانده بودن آنها باشد (Escuder-Viruete et al., 2014).

الگوی REE در دو نمونه انباشتی تقریباً مسطح است، ضمن اینکه نمونه K-1 با الگوی REE مسطح در تمام REE‌ها بالاتر از مقادیر گوشته اولیه قرار گرفته‌است (شکل ۴-ب). در مقابل، این الگو در اغلب نمونه‌های گوشته‌ای U شکل بوده و نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) تهی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۴-ب). همچنین به جز نمونه K-2 تهی‌شدگی نسبی تا شدید در بقیه نمونه‌های گوشته‌ای نسبت به گوشته تهی‌شده (Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005) دیده می‌شود. نمونه K-3 به جز تهی‌شدگی در MREE در بقیه REE‌ها قابل مقایسه با گوشته تهی‌شده است (شکل ۴-ب). صرف نظر از نمونه K-1 و K-5 که از نوع پریدوتیت‌های انباشتی هستند، نمونه‌های گوشته‌ای (به‌ویژه نمونه‌های با تهی‌شدگی بالا نسبت به DMM) در LREE‌ها غنی‌شدگی ناچیزی نشان می‌دهند (شکل ۴-ب).

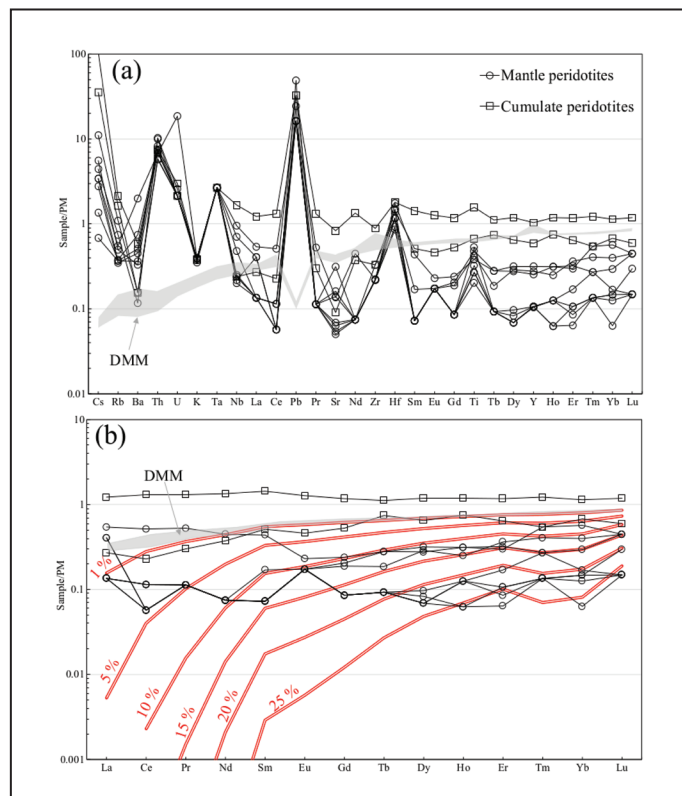
(accuracy) داده‌ها به صورت ۶ نمونه ناشناس مورد تجزیه قرار گرفت. از انحراف معیار ۵۲ میانگین آماری (Jeffrey, 1975) برای تعیین دقت استفاده شد که بر اساس آن دقت بهتر از ۰/۰۸ درصد برای عناصر اصلی، ۷/۵ درصد برای LILE، ۷ درصد برای HFSE و ۴ درصد برای REE‌ها و فلزات پایه ارزیابی شد. صحت (Jenner, 1996) نیز بهتر از ۶/۵ درصد برای عناصر اصلی، ۱۱ درصد برای LILE، ۱۵ درصد برای HFSE، ۶ درصد برای REE‌ها، و ۱۵ درصد برای فلزات پایه ارزیابی شده‌است.

۵- ژئوشیمی

پس از بررسی میکروسکوپی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی مورد مطالعه، تعداد ۱۰ نمونه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱). انتخاب نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی به گونه‌ای بوده است که هم از نظر جغرافیایی و هم تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی، همه سنگ‌های اولترامافیک منطقه را پوشش دهد. در این پژوهش پریدوتیت‌های منطقه بر اساس ویژگی‌های میکروسکوپی و ژئوشیمیایی به دو گروه گوشته‌ای و انباشتی تقسیم‌بندی شده‌اند. پریدوتیت‌های انباشتی با نماد مربع توخالی و انواع گوشته‌ای با نماد دایره توخالی نشان داده شده‌اند.

مطابق جدول ۱، گستره تغییرات در SiO_2 بین ۴۳/۱۱ و ۴۶/۶۳، MgO بین ۳۶/۶۱ و ۴۴/۳۱، Al_2O_3 بین ۵/۱۷ و ۰/۱۴، CaO بین ۳/۳۵ و ۰/۰۱، LOI بین ۲/۳۵ و ۱۳/۳۷ درصد وزنی است. Cr و Ni نیز به ترتیب بین ۱۹۵۰ تا ۳۹۹۸ و ۲۵۷۹ تا ۳۷۰۱ پی‌پی‌ام تغییر می‌کنند. عدد منیزی ($\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) نیز بین ۸۹ و ۹۱ در تغییر است. مقادیر و گستره زیاد تغییرات در LOI به عنوان فاکتور سرپانتینی شدن (Malvoisin, 2015) نیز نشان‌دهنده این است که اکثر پریدوتیت‌های منطقه درجات متفاوت سرپانتینی شدن را متحمل شده‌اند. مقدار MgO در نمونه‌های انباشتی ۳۶/۶۱ تا ۳۸/۴۲ درصد وزنی است در حالیکه این مقدار در نمونه‌های گوشته‌ای از ۴۰/۸۰ تا ۴۴/۳۱ تغییر کرده‌است (جدول ۱). تغییرات زیاد در مقدار MgO نمونه‌های گوشته‌ای از درجات مختلف تهی‌شدگی نمونه‌ها حکایت دارد. میانگین Cr و Ni در گوشته اولیه به ترتیب برابر با ۳۲۴۰

شکل ۴-ا) نمودار عنبکوتی به‌هنگار شده نسبت PM (Palm and O'Neill, 2004) (b) الگوی REE به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) و مدل‌سازی ذوب تفریقی مدال برای گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) در رخساره لرزولیت اسپینل‌دار (Kinzler, 1997) با استفاده از ضرایب توزیع (White, 2013) نیز به صورت خطوط ضخیم از ۱ تا ۲۵ درصد ذوب بخشی آورده شده‌اند. محدوده تغییرات داده‌های گوشته تهی‌شده (Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005) به رنگ خاکستری نشان داده شده است.



جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی به روش XRF (بر حسب wt.%) و عناصر کم مقدار به روش ICP-MS (بر حسب ppm) در نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10
N	3909323	3858688	3859100	3899280	3899260	3856569	3899139	3891670	3899772	3899779
E	635569	678068	669645	635665	633760	671591	632258	640859	635313	635320
Major element (wt.%)										
SiO ₂	43.11	43.47	44.20	45.93	45.81	45.87	46.36	46.05	46.63	45.99
TiO ₂	0.33	0.04	0.08	0.10	0.14	0.06	0.07	0.11	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	5.17	0.32	1.17	2.10	3.38	0.61	0.14	2.07	2.06	0.40
Fe ₂ O ₃	1.98	1.69	1.55	1.79	1.81	1.76	1.75	1.80	1.79	1.77
FeO	8.69	8.36	7.64	7.12	7.15	7.26	7.60	7.20	7.16	7.62
MnO	0.15	0.13	0.10	0.11	0.11	0.12	0.10	0.10	0.08	0.06
MgO	36.61	44.31	43.19	41.13	38.42	43.76	43.31	41.06	40.80	43.27
CaO	3.35	0.65	1.37	1.06	2.68	0.01	0.01	1.07	0.94	0.01
Na ₂ O	0.01	0.70	0.20	0.21	0.01	0.10	0.14	0.07	0.06	0.16
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.55	0.32	0.46	0.43	0.47	0.42	0.50	0.45	0.38	0.64
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI	9.95	8.36	2.35	12.10	8.75	12.96	13.37	12.89	11.30	13.35
Mg#**	88.25	90.43	90.97	91.15	90.55	91.49	91.04	91.04	91.04	91.00
Trace element (ppm)										
Cs	1.93	0.08	0.06	0.10	0.64	0.05	0.02	0.06	0.20	0.01
Ba	4.01	0.80	2.48	2.26	1.06	3.08	5.08	13.68	1.08	3.49
Rb	1.29	0.45	0.22	0.30	0.99	0.21	0.23	0.33	0.66	0.22
Sr	18.39	1.11	3.01	6.90	2.00	1.39	1.19	3.06	3.55	1.52
Th	0.64	0.87	0.85	0.59	0.50	0.70	0.63	0.57	0.49	0.62
U	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.42	0.05	0.05
Pb	6.03	9.04	3.01	4.50	6.05	3.02	3.02	3.03	3.02	3.01
Sc	7.43	7.35	3.73	16.53	10.98	15.02	14.66	16.56	12.92	14.80
V	70.02	40.03	61.90	60.03	80.96	54.70	45.31	61.03	62.88	40.96
Cr	3201	1950	3447	2601	3121	2780	3100	3050	2449	3998
Co	132	149	140	129	121	145	150	140	130	125
Ni	2579	3470	3588	3099	2806	3415	3701	3701	2903	3470
Hf	0.54	0.44	0.53	0.36	0.43	0.35	0.45	0.27	0.26	0.36
Ta	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Zr	9.12	2.28	2.29	2.28	3.41	2.27	2.27	2.25	2.28	3.40
Nb	0.99	0.42	0.57	0.15	0.14	0.14	0.13	0.12	0.14	0.28
La	0.83	0.28	0.37	0.09	0.18	0.09	0.28	0.09	0.09	0.09
Ce	2.30	0.10	0.90	0.10	0.40	0.10	0.10	0.20	0.20	0.20
Pr	0.35	0.03	0.14	0.03	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Nd	1.80	0.10	0.60	0.10	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Sm	0.62	0.03	0.19	0.07	0.22	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Eu	0.21	0.03	0.04	0.03	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Gd	0.69	0.05	0.14	0.12	0.31	0.05	0.05	0.05	0.11	0.05
Tb	0.12	0.01	0.03	0.03	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01

ادامه جدول ۱-

Sample	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10
N	3909323	3858688	3859100	3899280	3899260	3856569	3899139	3891670	3899772	3899779
E	635569	678068	669645	635665	633760	671591	632258	640859	635313	635320
Dy	0.86	0.05	0.23	0.20	0.47	0.05	0.05	0.07	0.21	0.06
Ho	0.19	0.02	0.05	0.05	0.12	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01
Y	4.29	0.43	1.31	1.05	2.45	0.44	0.44	0.44	1.14	0.44
Er	0.55	0.04	0.14	0.15	0.30	0.05	0.03	0.08	0.17	0.05
Tm	0.09	0.01	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Yb	0.54	0.07	0.27	0.14	0.32	0.07	0.03	0.08	0.19	0.06
Lu	0.08	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01

* برای تسهیل مقایسه نمونه‌ها، هر نمونه با احتساب مجموع بدون آب حساب شده و درصد LOI آن نیز نشان داده شده است. دو نمونه K-1 و K-5 از نوع پریدوتیت‌های انباشتی و بقیه نمونه‌ها از نوع گوشته‌ای‌اند.

$$Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

۶- بحث

۶-۱. تأثیر فرایندهای ثانویه

که دو نمونه (K-1 و K-5) از نوع انباشتی و بقیه نمونه‌ها پریدوتیت گوشته‌ای هستند (شکل ۶-ا). همچنین بالا بودن مقدار Ni (۲۹۳۰ تا ۳۷۰۱ پی‌پی‌ام) به عنوان مشخصه‌ای از گوشته‌ای بودن (Irvine and Findlay, 1972) بسیاری از نمونه‌ها در مقایسه با دو نمونه مذکور (۲۵۷۹ تا ۲۸۰۶ پی‌پی‌ام) بر گوشته‌ای بودن آنها دلالت دارد. شکل ۶-ب تغییرات نسبت MgO/SiO_2 در مقابل Al_2O_3/SiO_2 آرایه زمینی و متوریتی را نشان می‌دهد (Jagoutz et al., 1979; Hart and Zindler, 1986). نمونه‌های گوشته‌ای در امتداد روندی موازی با آرایه زمینی و در هر دو محدوده پریدوتیت‌های گوشته‌ای نوع ایسال (Niu et al., 1997; Niu, 2004) و نوع فرافورانش (Parkinson and Pearce, 1998) قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ب). نمونه K-1 تنها نمونه‌ای است که بالاتر از روند آرایه پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار گرفته است. نسبت Al_2O_3/SiO_2 این نمونه بالاتر از ترکیبات گوشته‌ای است (شکل ۶-ب). شواهد پتروگرافی بیانگر انباشتی بودن این نمونه است. درصد کانی اسپینل آن نسبت به دیگر نمونه‌ها بیشتر است. از طرف دیگر علاوه بر اسپینل، درصد قابل توجهی از کانی‌های Al دار دیگر نظیر آمفیبول و میکا در آن دیده می‌شوند. از این رو، حضور کانی‌های Al دار نظیر اسپینل، آمفیبول، و میکا با مقدار قابل توجهی از Al می‌تواند توجیه‌کننده بالا بودن نسبت Al/Si در این نمونه باشد.

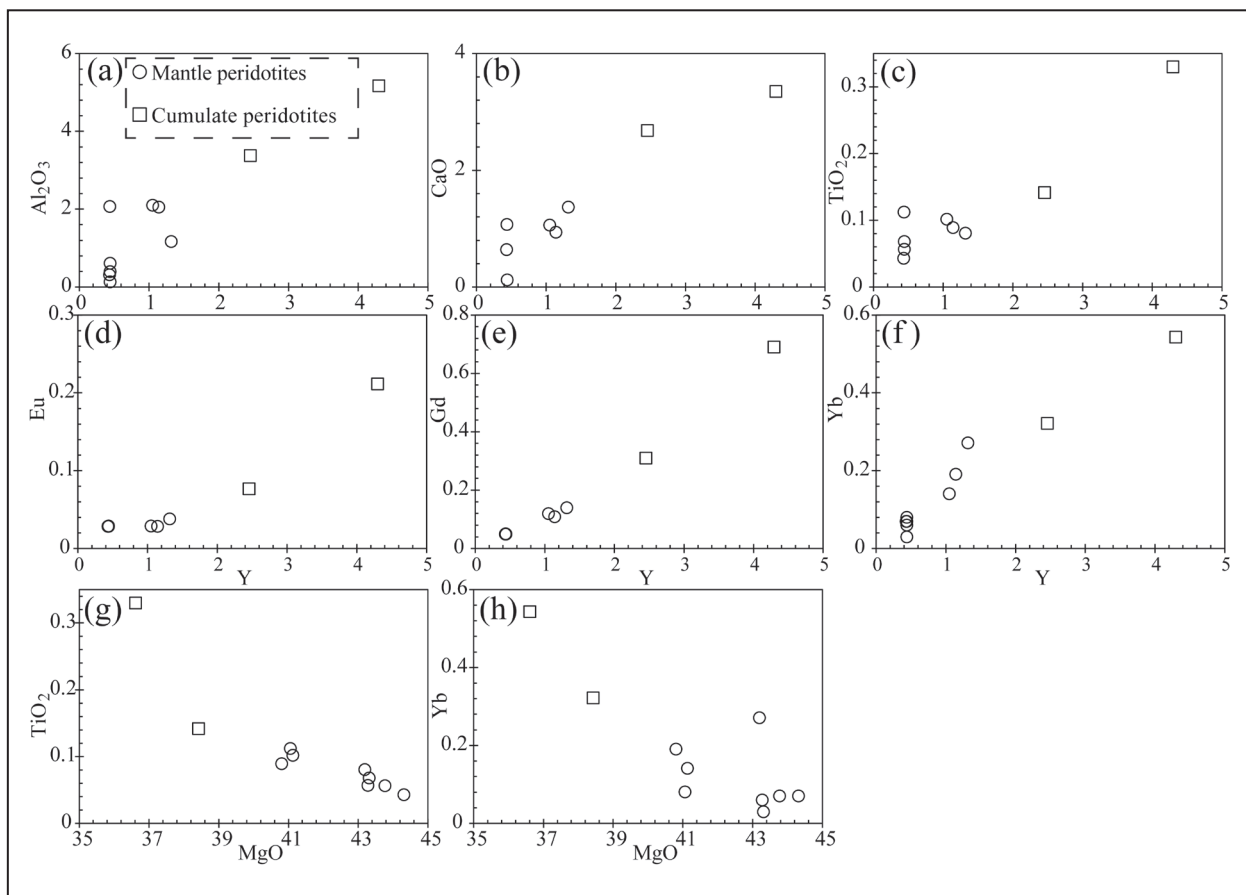
۶-۳. ذوب بخشی به عنوان عاملی مهم در درجات مختلف تهی‌شدگی پریدوتیت‌های گوشته‌ای

روند موازی با آرایه زمینی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه (شکل ۶-ب) از پریدوتیت‌های زایا (Al_2O_3/SiO_2 بین ۰/۰۵ تا ۰/۰۸ و MgO/SiO_2 بین ۱/۰۷ تا ۱/۱۴) تا پریدوتیت‌های با تهی‌شدگی بیشتر (Al_2O_3/SiO_2 بین ۰/۰۰۴ تا ۰/۰۲ و MgO/SiO_2 بین ۱/۲ تا ۱/۳)، با نسبت بیشتری از انواع تهی‌شده، تغییر می‌کند. این ویژگی همراه با تغییرات عناصر مختلف در مقابل MgO (برای مثال، شکل ۶-د و ۶-ه) بیانگر درجات مختلف تهی‌شدگی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه مریوان-کامیاران است.

اغلب نمونه‌ها به دلیل بالا بودن مقدار LOI (تا ۱۳/۴ درصد) و نیز شواهد پتروگرافی، درجات مختلفی از سرپانتینیته شدن را نشان می‌دهند. از آنجا که به اعتقاد بعضی از پژوهشگران فرایندهای سرپانتینیته شدن در پریدوتیت‌های اقیانوسی انباشتی می‌تواند مشخصه‌های ماگمایی آنها را از بین ببرد (Dick et al., 1984; Michael and Bonatti, 1985)؛ بنابراین باید تأثیر فرایندهای ثانویه بر تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌ها بررسی شود. مطالعات نشان داده‌است که عناصر HFSE (برای مثال Y، Ta، Nb، Zr، Hf، Ti) در خلال فرایندهای دگرسانی پوسته اقیانوسی و سرپانتینیته شدن تا حد زیادی نامتحرک باقی می‌مانند در حالیکه عناصر ناسازگار نظیر Cs، Rb، Pb، Li متحرک می‌شوند (You et al., 1996; Niu, 2004). REEها (به ویژه HREE) و عناصر سازگار نظیر Cr، Sc و Co نیز تا حد زیادی می‌توانند در خلال سرپانتینیته شدن نامتحرک باقی بمانند (Deschamps et al., 2010). بررسی تغییرات عناصر مختلف به تبع عناصر به شدت نامتحرک مانند Lu، Ti، Zr و Y نشان می‌دهد عنصری که تطابق مثبت با عناصر نامتحرک دارند در دگرسانی یا دگرگونی نامتحرک باقی‌مانده‌اند. به عبارت دیگر، ویژگی‌های اولیه آنها در خلال سرپانتینیته شدن حفظ شده است (شکل ۵). از طرف دیگر، رابطه تقریباً خطی بین MgO و عناصر نسبتاً ناسازگار نظیر Y، V، Sc و REEها (Lu، Yb، Tm، Er، Ho، Dy، Gd) (برای مثال، شکل ۵-د و ۵-ه)، بیانگر این است که سرپانتینیته شدن احتمالاً برای بسیاری از عناصر حالت نزدیک به ایزوشیمیایی داشته است (Niu, 2004). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که شیمی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه (به جز عناصر متحرک نظیر LILEها) به‌خوبی قابل استفاده در بررسی‌های ژئوشیمیایی هست.

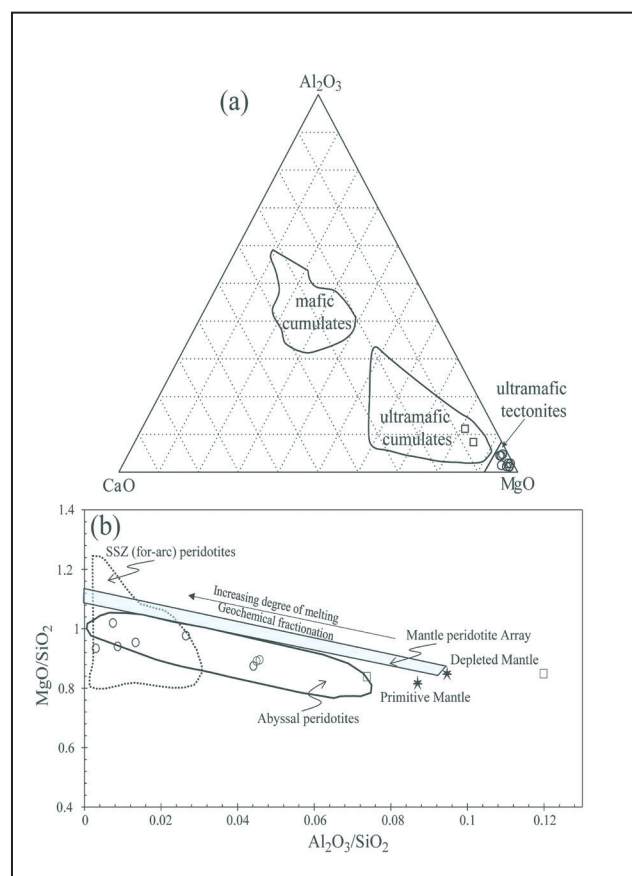
۶-۲. ماهیت انباشتی و گوشته‌ای پریدوتیت‌های منطقه

همان‌گونه که در بخش سنگ‌نگاری اشاره شد بافت‌های انباشتی و گوشته‌ای بیانگر وجود هر دو نوع پریدوتیت انباشتی و گوشته‌ای در منطقه است. تغییرات عناصر اصلی در نمودار سه‌تایی $CaO-Al_2O_3-MgO$ (Coleman, 1977) نیز نشان می‌دهد



شکل ۵- تغییرات بعضی از عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Y و MgO که بیانگر عدم تأثیر فرایندهای ثانویه در تغییر ویژگی‌های ژئوشیمیایی اولیه پریدوتیت‌های مورد مطالعه است.

شکل ۶- (a) نمودار سه‌تایی $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Coleman, 1977) تفکیک نمونه‌های گوشته‌ای و انباشتی منطقه مورد مطالعه؛ (b) نمودار تغییرات نسبت MgO/SiO_2 در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ آرایه زمینی و متاوریتی (Jagoutz et al., 1979; Hart and Zindler, 1986) که نمونه‌های گوشته‌ای در امتداد روند تقریباً موازی با آرایه زمینی قرار گرفته‌اند. گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004)، گوشته تهی‌شده (Salters and Stracke, 2004)، محدوده پریدوتیت‌های ائیسال (Niu et al., 1997; Parkinson and Pearce, 1998) و پریدوتیت‌های فرافورانش (Niu, 2004) نیز برای مقایسه آورده شده‌اند.



۴-۶. برهمکنش مذاب و سیال-پریدوتیت

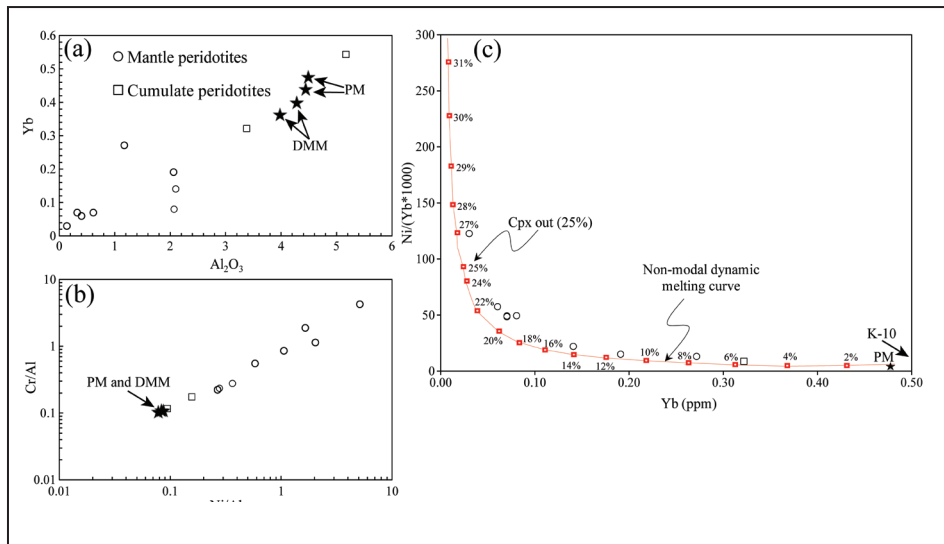
الگوهای LREE نشان می‌دهند که در تمام نمونه‌های گوشته‌ای غنی‌شدگی در LREE نسبت به MREE دیده می‌شود (شکل ۴-ب). این حالت با فرایند ذوب بخشی قابل توجیه نیست؛ زیرا سنگ‌هایی که تحت تأثیر درجه ذوب بخشی بالا قرار گرفته‌اند باید تهی‌شدگی شدید در LREE نشان دهند (Johnson et al., 1990; Johnson and Dick, 1992). بنابراین چنین الگویی ممکن است تحت تأثیر فرایندهای دیگری نظیر برهمکنش سیال-پریدوتیت (Paulick et al., 2006; Delacour et al., 2008; Chen et al., 2013) یا مذاب-پریدوتیت (Niu, 1997; Kelemen et al., 2007; Chen et al., 2013) ایجاد شده باشد. در نمودارهای چند عنصری جدایش Nb و Ta با غنی‌شدگی بیشتر در Ta، و جدایش Zr و Hf با غنی‌شدگی Hf نیز در نمونه‌ها مشاهده شده است (شکل ۴-ا). این ویژگی معمولاً در پریدوتیت‌های ایسال مشاهده شده و در نتیجه برهمکنش مذاب-سنگ قبل از سرپانتینی شدن حاصل می‌شود (Niu, 2004). آنومالی مثبت در عناصری نظیر Ta، Th، Hf و Ti که عناصر نامتحرک در خلال فرایندهای ثانویه نظیر دگرسانی گرمایی هستند نقش فرایندهای ثانویه را کم اهمیت نشان می‌دهد. به عبارت دیگر آنومالی مثبت در عناصر نامتحرک مذکور احتمالاً بیانگر برهمکنش مذاب-سنگ است که در بسیاری از کمپلکس‌های افیولیتی مشاهده شده‌است (برای مثال، Marchesi et al., 2012; Rampone et al., 2004; Dai et al., 2013; Escuder-Viruet et al., 2014; Uysal et al., 2016). تطابق بین La و عناصر نامتحرک HFSE (Hf) و Nb نیز نشان می‌دهد که غنی‌شدگی در La و HFSE نتیجه فرایند ماگمایی است (شکل ۴-ا و ۴-ب)؛ به عبارت دیگر برهمکنش مذاب-سنگ ممکن است عامل اصلی غنی‌شدگی عناصر فوق باشد (Niu, 2004; Paulick et al., 2006). همچنین تطابق مثبت Th با Hf (شکل ۴-ج) نیز نشان می‌دهد که آنومالی مثبت در این عناصر نیز احتمالاً نتیجه برهمکنش مذاب-سنگ است (Niu, 2004; Paulick et al., 2006).

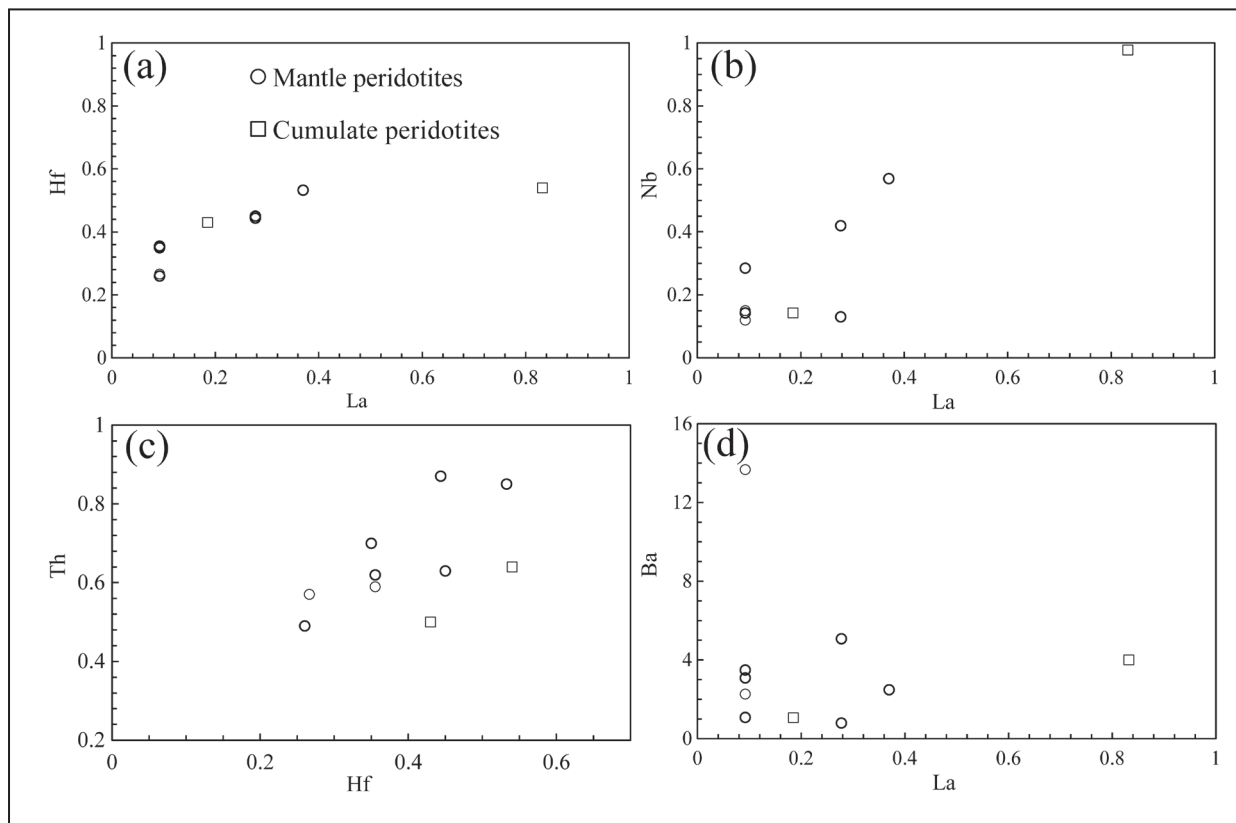
عناصری نظیر U، Pb، Ba، Rb، Cs و Sr از عناصری هستند که تحت تأثیر فرایندهای ثانویه نظیر سرپانتینی شدن و هوازگی کف اقیانوس قرار گرفته و طی چرخش سیالات گرمایی به شدت متحرک می‌شوند (Niu, 2004; Kodolányi et al., 2011). بنابراین غنی‌شدگی در U، Rb، Cs و Pb ممکن است نتیجه فرایندهای ثانویه باشد (شکل ۴-ا). همچنین روند مشابه کاهشی Sr و Ba با افزایش La نیز در نمونه‌هایی که آنومالی منفی در Sr و Ba نشان داده‌اند نیز می‌تواند بیانگر خروج این عناصر از محیط در اثر فرایندهای ثانویه باشد (برای مثال، شکل ۴-د). بنابراین، برهمکنش سیال-سنگ در مراحل بعدی رخ داده و ممکن است و ناشی از سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های منطقه باشد.

نمودار Yb در مقابل Al_2O_3 که در آن مقدار Al_2O_3 به عنوان فاکتوری از تهی‌شدگی در نظر گرفته شده‌است (Frey, 1984)، نیز نشان می‌دهد علاوه بر تطابق خوب برای بیشتر نمونه‌ها، اغلب آنها تهی‌شدگی شدید داشته و مقدار Al_2O_3 آنها پایین است (شکل ۴-ا). نسبت‌های Cr/Al و Ni/Al نیز فاکتورهای مناسبی جهت برآورد میزان تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها هستند (Liang and Elthon, 1990; Roberts and Neary, 1993). گستره متفاوت این دو نسبت در نمونه‌ها می‌تواند بیانگر تفاوت در نرخ تهی‌شدگی آنها باشد (شکل ۴-ب). همچنین در این نمودار نیز نمونه‌های کومه‌ای در مقایسه با دیگر نمونه‌ها کمترین مقدار در نسبت‌های یاد شده را دارند (شکل ۴-ب).

تهی‌شدگی متفاوت نمونه‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد که این نمونه‌ها بازمانده‌های گوشته پس از ذوب بخشی هستند و تغییرات ترکیب آنها بازتاب درجات مختلف ذوب است. Ni و Yb از عناصری هستند که کمتر تحت تأثیر فرایندهایی نظیر برهمکنش مذاب-سنگ یا دگرسانی گوشته‌ای قرار می‌گیرند (Parkinson and Pearce, 1998; Green et al., 2000; Deschamps et al., 2010; Uysal et al., 2012, 2014). از طرف دیگر، طی ذوب بخشی Yb رفتار ناسازگار و Ni رفتار سازگاری نسبت به الیون و پیروکسن (فاز جامد) دارند (Suhr, 1999; Green et al., 2000). از این رو، می‌توان از تغییرات منظم نسبت Ni/Yb در مقابل Yb در پریدوتیت‌های تهی شده برای تعیین درجه ذوب بخشی استفاده کرد (Uysal et al., 2012, 2014; Kapsiotis, 2014). مدل‌سازی ذوب دینامیک در سیستم بسته برای منشأ گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) در نمودار Ni/Yb در مقابل Yb درجه ذوب بخشی متفاوت بین ۶ تا ۲۸ درجه را نشان می‌دهد (شکل ۴-ج). همچنین مدل‌سازی ذوب تفریقی غیر مدال گوشته‌تهی شده (Salters and Stracke, 2004) در رخساره لرزولیت اسپینل‌دار (Kinzler, 1997) برای عناصر REE حاکی از آن است که الگوی REE بعضی از نمونه‌ها در HREE و MREE تقریباً هموار و نزدیک به مقادیر کندریتی و بیانگر درصد ذوب بخشی کم (حدود ۵ تا ۱۵ درصد) در آنها است، درحالی‌که الگوی REE تقریباً تهی شده HREE و MREE در بعضی دیگر از نمونه‌ها ذوب بخشی نسبتاً بالا (حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد) را نشان می‌دهد (شکل ۴-ب). به‌طور کلی، از محاسبات مدل‌سازی ذوب (شکل‌های ۴-ب و ۴-ج) می‌توان نتیجه گرفت که متوسط مقادیر مدل‌های محاسبه شده در این پژوهش برای MREE و HREE با حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی یک گوشته اولیه در رخساره اسپینل لرزولیت مطابقت دارد. شایان ذکر است که به دلیل ماهیت غنی‌شدگی پریدوتیت‌های کردستان نمی‌توان به مدل‌های حاصل شده از ترکیب LREE‌ها استناد کرد.

شکل ۴-۷ تغییرات Yb در مقابل Al_2O_3 و Cr/Al در مقابل Ni/Al که نرخ تهی‌شدگی متفاوت در نمونه‌ها و تهی‌شدگی شدید در بعضی از آنها را نشان می‌دهند؛ (c) مدل‌سازی ذوب دینامیک غیر مدال گوشته اولیه (Palm and O'Neill, 2004) با ترکیب رخساره اسپینل (Kinzler, 1997) که ذوب بخشی متفاوت برای نمونه‌های گوشته‌ای را نشان می‌دهد. ضرایب توزیع استفاده شده در مدل‌سازی از White (2013) گرفته شده‌اند. داده‌های مربوط PM به (McDonough and Sun, 1995) و DMM و (Palm and O'Neill, 2004; Salters and Stracke, 2004;) و نیز برای مقایسه (Workman and Hart, 2005) آورده شده‌اند.





شکل ۸- تغییرات Hf (a) و Nb (b) در مقابل La و Th در مقابل Hf (c) بیانگر برهمکنش احتمالی مذاب-سنگ در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مورد مطالعه است. کاهش Ba با افزایش La (d) در نمونه‌های با آنومالی منفی Ba احتمال خروج این عنصر در اثر فرایندهای ثانویه را نشان می‌دهد.

۷- نتیجه‌گیری

این سنگ‌ها است. ناهنجاری مثبت در عناصر HFSE مانند Ta، Th، Ti، Hf در ارتباط با برهمکنش مذاب-پریدوتیت است درحالی‌که غنی‌شدگی در عناصری مانند U، Rb، Cs و Pb به احتمال زیاد در ارتباط با برهمکنش سیال-پریدوتیت رخ داده‌است. بنابراین، می‌توان چنین نتیجه گرفت که هرچند که تغییرات ترکیب شیمیایی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه ماهیت اولیه نوع ایسال را نشان می‌دهند اما فرایندهای بعدی نظیر برهمکنش مذاب و سیال-پریدوتیت خصوصیات پریدوتیت‌های نوع پهنه‌های فرفروانشی را نیز به این سنگ‌ها بخشیده است. بدین ترتیب، هر دو نوع پریدوتیت گوشته‌ای ایسال و فرفروانش در منطقه مریوان-کامیاران وجود دارند. در نتیجه، افیولیت‌های مریوان-کامیاران نیز مانند دیگر افیولیت‌های زاگرس خارجی نظیر افیولیت‌های کرمانشاه مراحل کامل تکامل از شروع ریفت‌زایی تا زمان فرفروانش را در خود ثبت کرده‌اند.

سپاسگزاری

نگارندگان از داوران گرامی و مسئولین محترم فصلنامه علوم زمین که با پیشنهادهای ارزنده خود در جهت بهبود نوشتار حاضر کمک کرده‌اند کمال تشکر را دارند.

مجموعه افیولیتی مریوان-کامیاران یک ستون افیولیتی کامل پیشنهادی کنفرانس پنروز است که هر دو نوع پریدوتیت انباشتی و گوشته‌ای در آن وجود دارند، با این توضیح که انواع انباشتی حجم و رخسوم کمتری در منطقه دارند. بافت کومه‌ای و پوئیکلیتی از بافت‌های رایج در پریدوتیت‌های انباشتی است در حالی‌که پریدوتیت‌های گوشته‌ای انواعی از بافت‌های شاخص گوشته مانند پورفیروکلاستیک، کاتاکلاستیک، دانه‌ای هم‌بعد و نیز بافت‌های ناشی از فرایندهای سربانتینی شدن را نشان می‌دهند. الیون، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و اسپینل و فازهای آبدار نظیر پارگازیت کانی‌های فرعی تشکیل دهنده پریدوتیت‌های منطقه هستند. با وجود شواهد میکروسکوپی سربانتینی شدن و بالا بودن مقدار LOI در پریدوتیت‌ها، بررسی تغییرات عناصر مختلف در مقابل عناصر نامتحرک مانند Lu، Ti، Zr و Y نشان می‌دهد که سربانتینی شدن تأثیر قابل توجهی بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی اولیه این عناصر نداشته است. تغییرات ترکیب شیمیایی پریدوتیت‌های گوشته‌ای نظیر تغییرات MgO ، Al_2O_3 ، Cr ، Ni ، تغییرات نسبت‌های Al_2O_3/SiO_2 ، همچنین دامنه تغییرات متفاوت درصد ذوب بخشی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیانگر درجات مختلف تهی‌شدگی در

کتابنگاری

- سودی اجیرلو، م.، ۱۳۹۵- مطالعه زمین‌شناسی افیولیت کرمانشاه در منطقه کامیاران، غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- کریمی، آ.، احمدی، ع. و پرتابیان، ع.، ۱۳۹۸- سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی بازالت‌های افیولیتی منطقه مریوان-پالنگان (زاگرس، غرب ایران). پترولوژی، دوره ۱۰ شماره ۱ ص ۹۶ تا ۷۵. <https://dx.doi.org/10.22108/ijp.2019.114500.1113>
- ویسی‌نیا، ا.، ابراهیمی، م.، مختاری، ع.، احمدیان، ج. و عظیم‌زاده، ا. م.، ۱۳۹۶- شیمی کانی‌ها و محیط تشکیل پری‌دوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب، شمال شرق کامیاران. علوم زمین خوارزمی، جلد ۳ شماره ۲ ص ۲۶۶ تا ۲۴۱. <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2591-fa.html>
- محمودی، ش.، ویسی‌نیا، ا. و مختاری، م. ع.، ۱۳۹۷- شیمی کانی و زمین‌دما- فشارسنجی دایک‌های گابرویی مجموعه افیولیتی گرماب (شمال‌خاوری کامیاران). پترولوژی، دوره ۹ شماره ۳ ص ۱۴۶ تا ۱۲۱. <https://dx.doi.org/10.22108/ijp.2018.108462.1063>

References

- Aldanmaz, E., Schmidt, M. W., Gourgau, A. and Meisel, T., 2009- Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: implications for upper mantle melting processes. *Lithos*, 113: 691-708. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.010>.
- Ali, S. A., Buckman, S., Aswad, K. J., Jones, B. G., Ismail, S. A. and Nutman, A. P., 2012- Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan Region of the Iraqi Zagros suture zone: A missing link in the paleogeography of the closing Neotethys Ocean. *Lithosphere*, 4: 395-410. <https://doi.org/10.1130/L207.1>.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O., 2014- Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 312-328. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.005>.
- Aziz, N. R., Aswad, K. J. and Koyi, H. A., 2011- Contrasting settings of serpentinite bodies in the northwestern Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Geological Magazine*, 148: 819-837. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000409>.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H., 2011- Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics*, 52: 304-320. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.03.001>.
- Bodinier, J. L. and Godard, M., 2014- Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. In: *Treatise on geochemistry* (Eds. Turekian, K. K. and Holland, H. D.) 3.4: 103-167. Elsevier Science, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00204-7>.
- Chen, Z. Q., Zhou, H. Y., Liu, Y., Yang, Q. H., Li, J. W. and Dick, H. J., 2013- Influence of igneous processes and serpentinization on geochemistry of the Logatchev Massif harzburgites (14°45' N, Mid-Atlantic Ridge), and comparison with global abyssal peridotites. *International Geology Review*, 55: 115-130. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.704674>.
- Choi, S. H., Shervais, J. W. and Mukasa, S. B., 2008- Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 551-576. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0300-6>.
- Coleman, R. G., 1977- Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? 1st edition, Springer, Verlag, Berlin, 229p.
- Dai, J., Wang, C., Polat, A., Santosh, M., Li, Y. and Ge, Y., 2013- Rapid forearc spreading between 130 and 120 Ma: evidence from geochronology and geochemistry of the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, 172: 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.03.011>.
- Delacour, A., Früh-Green, G. L., Frank, M., Gutjahr, M. and Kelley, D. S., 2008- Sr-and Nd-isotope geochemistry of the Atlantis Massif (30°N, MAR): implications for fluid fluxes and lithospheric heterogeneity. *Chemical Geology*, 254: 19-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.05.018>.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M. and Hattori, K., 2010- In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, 269: 262-277. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.002>.
- Dick, H. J., Fisher, R. L. and Bryan, W. B., 1984- Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 69: 88-106. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90076-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90076-1).
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014- Ophiolites and their origins. *Elements*, 10: 93-100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>.
- Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M., 2007- Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11: 453-475. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.01.005>.
- Dunn, T. and Stringer, P., 1990- Petrology and petrogenesis of the Ministers Island dike, southwest New Brunswick, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105: 55-65. <https://doi.org/10.1007/BF00320966>.
- Escuder-Virue, J., Castillo-Carrión, M. and Pérez-Estaún, A., 2014- Magmatic relationships between depleted mantle harzburgites, boninitic cumulate gabbros and subduction-related tholeiitic basalts in the Puerto Plata ophiolitic complex, Dominican Republic: Implications for the birth of the Caribbean island-arc. *Lithos*, 196: 261-280. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.013>.
- Frey, F. A., 1984- Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: *Developments in geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 2: 153-203. Elsevier, Amsterdam.
- Green, T. H., Blundy, J. D., Adam, J. and Yaxley, G. M., 2000- SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 °C. *Lithos*, 53: 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2).

- Hart, S. R. and Zindler, A., 1986- In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology*, 57: 247-267. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90053-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90053-7).
- Irvine, T. N. and Findlay, T. C., 1972- Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. Publication of Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Research, Canada, 42: 27-128.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Wänke, H., 1979- The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 10: 2031-2050. <http://adsabs.harvard.edu/full/1979LPSC...10.2031J>.
- Jeffrey, P. G., 1975- *Chemical Methods of Rock Analysis*. 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, England, 525p.
- Jenner, G. A., 1996- Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration* (Eds. Wyman D. A.) Geol Assoc Can, Short Course Notes Vol. 12. Winnipeg, Manitoba, Canada: pp. 51-77.
- Johnson, K. T. and Dick, H. J., 1992- Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97: 9219-9241. <https://doi.org/10.1029/92JB00701>.
- Johnson, K. T., Dick, H. J. and Shimizu, N., 1990- Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95: 2661-2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>.
- Kapsiotis, A. N., 2014- Compositional signatures of SSZ-type peridotites from the northern Vourinos ultra-depleted upper mantle suite, NW Greece. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 74: 783-801. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2014.05.004>.
- Kelemen, P. B., Kikawa, E., Miller, D. J. and Party, S. S., 2007- Leg 209 summary: Processes in a 20 km thick conductive boundary layer beneath the Mid-Atlantic Ridge, 14o-16oN. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program* (Eds. Kelemen, P. B., Kikawa, E., and Miller, D. J.) 209: 1-33. Scientific Results, Texas. doi:10.2973/odp.proc.sr.209.001.2007.
- Khedr, M. Z., Arai, S., Python, M. and Tamura, A., 2014- Chemical variations of abyssal peridotites in the central Oman ophiolite: evidence of oceanic mantle heterogeneity. *Gondwana Research*, 25: 1242-1262. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.010>.
- Kinzler, R. J., 1997- Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102: 853-874. <https://doi.org/10.1029/96JB00988>.
- Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B. S. and Gméling, K., 2011- Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, 53: 235-270. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr058>.
- Liang, Y. and Elthon, D., 1990- Evidence from chromium abundances in mantle rocks for extraction of picrite and komatiite melts. *Nature* 343: 551-553. <https://doi.org/10.1038/343551a0>.
- Malvoisin, B., 2015- Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinization is not isochemical. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 75-85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.043>.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Bodinier, J. L., Hidas, K., Padron-Navarta, J. A. and Gervilla, F., 2012- A Late Oligocene suprasubduction setting in the westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (southern Spain). *The Journal of Geology*, 120: 237-247. <https://doi.org/10.1086/663875>.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Michael, P. J. and Bonatti, E., 1985- Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 73: 91-104. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90037-8).
- Mohammad, Y. O., 2013- P-T evolution of meta-peridotite in the Penjwin ophiolite, northeastern Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 6: 505-518. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0372-x>.
- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R. and Xiao, W., 2018- Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Research*, 62: 287-305. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.002>.
- Moradpour, A., Sahamieh, R. Z., Khalaji, A. A. and Sarikhani, R., 2017- Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys. *Journal of Geosciences*, 62: 165-186. <http://dx.doi.org/10.3190/jgeosci.244>.
- Nicolas, A., 1989- *Structural Studies of Ophiolites and Dynamics of Ocean Lithosphere*. 1st edition, Kluwer Academic, Boston, 370p.
- Niu, Y., 1997- Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38: 1047-1074. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.8.1047>.
- Niu, Y., 2004- Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423-2458. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh068>.
- Nouri, F., Asahara, Y., Azizi, H. and Tsuboi, M., 2019- Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentinitized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux. *Geological Magazine*, 156: 772-800. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000201>.
- Palme, H. and O'Neill, H. S. C., 2004- Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *Treatise on geochemistry*, (Eds. Holland, H. D. and Turekian, K. K.) 2.1: 1-38. Elsevier Science, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02177-0>.

- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39: 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.9.1577>.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, 234: 179-210. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.04.011>.
- Pearce, J. A., 2014- Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10: 101-108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>.
- Pearce, J. A. and Robinson, P. T., 2010- The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, 18: 60-81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>.
- Rampone, E., Romairone, A. and Hofmann, A. W., 2004- Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 491-506. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00679-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00679-4).
- Roberts, S. and Neary, C., 1993- Petrogenesis of ophiolitic chromitite. *Geological Society, London, Special Publications*, 76: 257-272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.12>.
- Sabzehei, M., Gourabjiri, A. and Eslamdoust, F., 2010- Geological Map of Paweh and West Paweh 1/100,000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G., 2013- Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 24: 392-411. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.009>.
- Saccani, E., Allahyari, K. and Rahimzadeh, B., 2014- Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics*, 621: 132-147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011>.
- Salter, V. J. and Stracke, A., 2004- Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5: Q05B07. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>.
- Shafaii-Moghadam, H., Mosaddegh, H. and Santosh, M., 2013- Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis-Zagros suture zone. *Geological Journal*, 48: 579-602. <https://doi.org/10.1002/gj.2458>.
- Shafaii-Moghadam, H. and Stern, R. J., 2011- Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148: 762-801. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000410>.
- Shafaii-Moghadam, H. and Stern, R. J., 2015- Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31-59. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.12.016>.
- Shafaii-Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Chiaradia, M., Stern, R. J., Bakhshizad, F., Arai, S., Ottley, C. J. and Tamura, A., 2014- Supra-subduction zone magmatism of the Neyriz ophiolite, Iran: constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes. *International Geology Review*, 56: 1395-1412. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.942391>.
- Suhr, G., 1999- Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology*, 40: 575-599. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.4.575>.
- Uysal, I., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Kapsiotis, A. and Sarfakioğlu, E., 2016- Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism and enrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neotethyan Eldivan ophiolite, Turkey. *Lithos*, 246: 228-245. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.004>.
- Uysal, İ., Ersoy, E. Y., Karlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M. B., Ottley, C. J., Tiepolo, M. and Meisel, T., 2012- Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. *Lithos*, 132: 50-69. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.009>.
- Uysal, İ., Şen, A. D., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Saka, S., Zaccarini, F., Escayola, M. and Karlı, O., 2014- Geochemical make-up of oceanic peridotites from NW Turkey and the multi-stage melting history of the Tethyan upper mantle. *Mineralogy and Petrology*, 108: 49-69. <https://doi.org/10.1007/s00710-013-0277-3>.
- Whattam, S. A., Cho, M. and Smith, I. E., 2011- Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt-rock interaction. *Lithos*, 127: 599-618. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.06.013>.
- White, W. M., 2013- Geochemistry. 1st edition John Wiley and Sons, New Jersey, United States, 672p.
- 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: 53-72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>.
- You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. and Spivack, A. J., 1996- Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 41-52. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00049-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00049-0).

Petrography and Geochemistry of ophiolitic peridotite from Marivan-Kamyaran region (Zagros, western Iran)

A. Karimi¹, A. Ahmadi^{2*}, M. Khairkhah³ and A. R. Partabian⁴

¹Ph.D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

³Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2020 March 15

Accepted: 2020 August 05

Abstract

The peridotites from Marivan-Kamyaran ophiolite suite (MKO), outer Zagros ophiolite belt, western Iran, are studied for the petrological and geochemical characteristics. Both mantle and crustal peridotites are present in the Marivan-Kamyaran ophiolitic sequence. Extensive compositional variations in MgO , Al_2O_3 , Cr, Ni and $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$, combined with the abyssal (MOR) and supra-subduction zone (SSZ) nature of the peridotites, are indicative of variant degrees of depletion of the mantle peridotites. Various degrees of depletion are consistent with a wide range of partial melting percentages (10-15%) obtained from non-modal backward partial melting models. The enrichment in HFSE such as Hf, Ti, Ta and Th indicates melt-rock interaction in the mantle peridotites; while, the enrichment in U and LIL elements such as Cs, Rb, Pb is most probably related to the fluid-rock interaction. It is suggested here that MOR nature of a part of the mantle peridotites in the region has been changed to SSZ characteristics in later stages through processes such as melt-rock interaction. It is likely that, similar to other occurrences of outer Zagros ophiolite belt, mantle peridotites from MKO with MOR and SSZ characteristics had been originated in MOR setting, before their composition were modified in a SSZ environment.

Keywords: Ophiolite, Melt-rock interaction, Supra-subduction zone, Marivan-Kamyaran, Zagros.

For Persian Version see pages 25 to 36

*Corresponding author: A. Ahmadi; E-mail: aahmadi@science.usb.ac.ir