

پترولوژی و ژئوشیمی پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی فنوج - مسکوتان، مکران، جنوب خاوری ایران

محمدالیاس مسلم‌پور^{۱*}، مرتضی خلعت‌بری جعفری^۲، توموآکی موریشیتا^۳ و مجید قادری^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دانشیار، سازمان علوم مرزی، دانشگاه کانازاوا، کانازاوا، ژاپن

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۹/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۲/۱۳

چکیده

توالی گوشته‌ای رخنمون‌یافته در باختر محدوده فنوج - مسکوتان، دربردارنده لِرزولیت و هارزبورژیت کِلینوپیروکسن‌دار با بافت پورفیرو کلاستیک، لرزولیت ریزبلور با کانی‌های نوظهور، عدسی‌های پراکنده کرومیت و نفوذی‌های گابرویی قطع‌کننده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و داده‌های مایکروپروب، شواهدی از فعل و انفعالات پریدوتیت/مذاب، فرایندهای پس از ذوب و فعل و انفعالات ساب‌سالدوس را نشان می‌دهند که با ظهور دو نسل پیروکسن - الیوین دگرشکل و اولیه و پیروکسن - الیوین - آمفیبول نوظهور و ریزبلور تجلی یافته است. کانی‌های نسل دوم به‌صورت میانبار، بینابینی و ریزبلور تشکیل شده‌اند. این دو نسل از کانی‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی کاملاً متمایز دارند، به‌گونه‌ای که کانی‌های نسل اول، قابل مقایسه با پریدوتیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و کانی‌های نسل دوم، ویژگی‌هایی متمایل به محیط‌های فرافروانش را نشان می‌دهند. بنابراین ترکیب شیمیایی کانی‌های نسل‌های مختلف، نشان از سنگ‌زایی (پتروژنز) متفاوت سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیتی فنوج - مسکوتان دارد. تفسیر داده‌های شیمیایی از سنگ کل نشان می‌دهد که این سنگ‌ها منبع گوشته‌ای از نوع مورب تهی شده دارند که ۵ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی را تحمل کرده‌اند. بررسی الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با مقادیر کندریت و مقایسه آنها با الگوهای گوشته‌ای از نوع مورب تهی شده (DMM)، نشانگر غنی‌شدگی LREE و HREE نسبت به MREE و ارائه الگوهای U شکل است، بنابراین پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی فنوج - مسکوتان، تحول چندمرحله‌ای را تجربه کرده‌اند و ویژگی‌هایی از محیط آبیسال تا پهنه فرافروانش نشان می‌دهند. می‌توان گفت که گذر از محیط آبیسال به سمت فرافروانش متأثر از سیال‌های برخاسته از صفحه فرورونده بوده است.

کلیدواژه‌ها: مکران، نئوتیس، پریدوتیت، مورب، توالی گوشته‌ای، فرافروانش، آبیسال

* نویسنده مسئول: محمدالیاس مسلم‌پور

E-mail: m.moslempour@srbiau.ac.ir

۱- مقدمه

افیولیت‌ها به‌عنوان بقایایی از پوسته‌های اقیانوسی کهن، نقش ارزنده‌ای در شناخت تحولات ژئودینامیکی پوسته زمین دارند. در این راه، تمرکز اصلی بر بررسی‌های ژئوشیمیایی توالی خروجی کمپلکس‌ها و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی استوار بوده است (Miyashiro, 1973; Robinson et al., 1983; Harper, 2003; Dilek et al., 2008). گاه توالی خروجی در یک افیولیت، ویژگی‌های شیمیایی مختلفی دارد که نشان‌دهنده تغییرات مکانی - زمانی ماگماهای سازنده توالی خروجی افیولیت‌ها است (Pearce et al., 1984). در سال‌های اخیر، پژوهشگران مختلف برای تعیین تاریخچه تحولی آنها، مطالعات خود را روی بخش‌های گوشته‌ای متمرکز (برای نمونه: Morishita et al., 2010; Choi et al., 2008; Zanetti et al., 2006; Tamura et al., 2008) و در مواردی محیط زمین‌ساختی پهنه فرافروانش را برای تشکیل آنها پیشنهاد کرده‌اند (برای نمونه: Morishita et al., 2010; Choi et al., 2008). Shervais (2001) با توجه به روابط صحرائی، مراحل تولد، جوانی، بلوغ، مرگ و احیا را در تشکیل افیولیت‌های نوع فرافروانش پیشنهاد کرد. مطالعه بخش‌های گوشته‌ای افیولیت‌های نوع فرافروانش، اطلاعات مهمی از بلوغ گوه گوشته‌ای در بالای پهنه‌های فروانش به دست می‌دهد، جایی که سیال‌های برخاسته از صفحه اقیانوسی فرورونده آنها را تحت تأثیر قرار داده‌اند و ممکن است شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از بلوغ در جزایر کمانی را در خود ثبت کرده باشند. مطالعات تفصیلی روی پریدوتیت‌های فرافروانش ناچیز است، زیرا به علت سرپانتینیزه بودن شدید، مطالعه آنها مشکل است (Choi et al. 2008). با این وجود، مطالعه آنها شواهد جالبی را از ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی گوه گوشته‌ای در بالای پهنه‌های فروانش فراهم می‌کند.

McCall (1985, 1997 & 2003) افیولیت‌های پهنه مکران را به سه گروه افیولیت بند زیارت/ در انار (یا همان افیولیت کهنوج)، افیولیت گنج و افیولیت رمشک - مختارآباد تقسیم کرد. در این تقسیم‌بندی، نامی از کمپلکس افیولیتی فنوج - مسکوتان نیست، ولی می‌توان گفت که در گروه رمشک - مختارآباد و در بخش خاوری آن جای دارد (شکل ۱). در سال‌های بعد، افیولیت‌های بند زیارت/ در انار توسط Ghazi et al. (2004)، کهنوج توسط کنعانیان (۱۳۸۰)، گنج توسط Shaker Ardakani et al. (2009) و رمشک - مختارآباد توسط راستین (۱۳۷۹) مورد مطالعه قرار گرفت. افیولیت فنوج - مسکوتان در مقایسه با دیگر کمپلکس‌های یاد شده، توالی کامل تری از یک افیولیت کلاسیک را نشان می‌دهد، اما کمتر مورد توجه قرار گرفته است. تاکنون به جز Desmons & Beccaluva (1983)، مهاجران (۱۳۷۸)، مسلم‌پور و خلعت‌بری جعفری (۱۳۸۹) و Hunziker et al. (2010) مطالعه تفصیلی دیگری روی این کمپلکس صورت نگرفته است. Desmons & Beccaluva (1983) و مهاجران (۱۳۷۸) به ترتیب با بررسی‌های ژئوشیمیایی، توالی خروجی در مناطق مسکوتان و سرزه در شمال‌باختری فنوج، محیط تشکیل را پشته میان‌اقیانوسی در نظر گرفتند. Desmons & Beccaluva (1983) همچنین، حوضه پشت کمانی را دور از ذهن ندانسته‌اند. McCall (1985 & 1997) با توجه به مطالعات گسترده در منطقه مکران، حوضه پشت کمانی را برای تشکیل افیولیت‌های این منطقه در نظر داشته است. کنعانیان (۱۳۸۰) در رساله دکتری خود، تشکیل افیولیت کهنوج در باختر فنوج را به یک حوضه کشتی حاشیه‌ای (پشت کمان) واقع در حدواسط میان بلوک‌های قاره‌ای باجگان و لوت نسبت داده است. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی مسلم‌پور و خلعت‌بری جعفری (۱۳۸۹) محیط فرافروانش را برای تکوین توالی خروجی

و پلاژیوگرانیت نیز از فازهای تأخیری هستند که توالی پوسته‌ای درونی و نیمه‌ژرف را قطع کرده‌اند. بخش نیمه‌ژرف، دربردارنده کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی است که گستره پهنای را در محدوده میان مسکوتان و فنوج پوشانده‌اند. دایک‌ها و پهنه‌های دگرسان در جای‌جای این گستره برنزد دارند و دربردارنده کانی‌های اقتصادی از جمله سولفیدها هستند. کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی با همبری تدریجی توسط گدازه‌های بالشی توالی خروجی پوشیده شده‌اند. می‌توان گفت که محدوده افیولیتی مسکوتان- فنوج از جمله مناطق افیولیتی در ایران است که همبری دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و گدازه‌های بالشی به‌صورت تدریجی است. توالی خروجی، دربردارنده تناوبی از گدازه بالشی (Pillow Lava)، روانه صفحه‌ای (Sheet Flow)، میان‌لایه‌های سنگ‌آهک پلاژیک، چرت و رادیولاریت است که در مواردی توسط دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند. این توالی در جنوب روستای مسکوتان، با دگرشیبی زاویه‌ای توسط فلیشهای پالوسن پوشیده شده است.

۳- سنگ‌نگاری

نمونه‌های پریدوتیتی محدوده مورد مطالعه به‌میزان متغیری سرپانتینی شده و به‌طور چیره، دربردارنده لرزولیت و به مقدار کمتر هارزبورژیت کلینوپیروکسن‌دار با بافت پورفیروکلاستیک هستند. در این سنگ‌ها، دو نسل پیروکسن دگرشکل اولیه و پیروکسن‌های نوظهور که ریزبلور هستند، دیده می‌شوند. پیروکسن‌های نسل اول به‌صورت پورفیروکلاست هستند و دگرشکلی و خاموشی موجی (Undulatory Extinction) دارند (شکل ۴- الف). اما نسل دوم، نوظهور و بدون دگرشکلی مانند نسل اول هستند، اندازه بلورهای آنها کوچک‌تر است و به‌صورت پراکنده در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۴- ب). لرزولیت‌ها خود به دو گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول، لرزولیت دارای پورفیروکلاست‌های الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول تیغه‌ای و کروم اسپینل است. الیوین‌ها گاه ساختار داخلی کینک دارند و کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و اسپینل در مواردی بافت هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۴- پ). دو نسل پیروکسن موجود در هارزبورژیت کلینوپیروکسن‌دار، در این گروه از لرزولیت‌ها نیز دیده می‌شود. با توجه به داده‌های مایکروپروب، پیروکسن‌های نسل اول، بازمانده گوشه‌ای با ترکیب مورب در یک محیط پشته میان‌اقیانوسی هستند. ولی پیروکسن‌های نوظهور در مراحل بعدی، تحت تأثیر سیال‌های برخاسته از صفحه اقیانوسی فرورونده و یا در شرایط ساب‌سالیدوس و در دمای پایین تشکیل شده‌اند. همچنین فعل و انفعالات پریدوتیت‌ها با محلول‌های عبوری و گذری در شرایط دمای پایین و ساب‌سالیدوس، سبب تشکیل بلورهای کلینوپیروکسن درون بلورهای ارتوپیروکسن شده است (شکل ۴- ت).

گروه دوم، لرزولیت ریزبلور است که دارای بلورهای ریز سیلیکاتی و آب‌دار مانند آمفیبول بوده و برگ‌وارگی (Foliation) دارند. الیوین در این گروه از لرزولیت، سالم و غیرسرپانتینی است (شکل ۴- ث). بلورهای اسپینل نیز همانند کانی‌های دیگر هم‌سو با برگ‌وارگی زمینه قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ج). در شکل‌های ۴- چ و ح، بلورهای ریز و نوظهور به‌وسیله پرتونگاری پرتو ایکس عناصر Ca و Mg در ولتاژ شتابنده 15kV و جریان پرتو 20 nA از کانی‌های دیگر قابل تفکیک هستند. کرومیتیت‌ها نیز که بیشتر به‌صورت عدسی‌هایی پراکنده همراه با غلاف‌های دونیتی به‌شدت سرپانتینی شده یافت می‌شوند، دربردارنده گارنت‌های نوع اوارویت- گروسولار- آندرادیت هستند و کلریت نوع کلینوکلر نیز به‌فراوانی در آنها دیده می‌شود. Proenz (1999) بر این باور است که گارنت‌های طبیعی نوع اوارویت در کرومیتیت‌ها بیشتر با مقادیر قابل توجهی از گارنت‌های کلسیم‌دار نوع گروسولار و آندرادیت همراه هستند و این مجموعه کانیایی به‌همراه کلریت نوع کلینوکلر در اثر دگرسانی گرمایی دمای پایین تشکیل شده است. برای تشکیل این مجموعه

افیولیت مسکوتان پیشنهاد کردند. (Hunziker et al. 2010) با بررسی شیست‌های آبی جنوب گودال جازموریان، تشکیل آنها را با فرورانش در نظر گرفتند. هدف از این مقاله، تحلیل داده‌های شیمیایی و نتایج مایکروپروب سنگ‌های توالی گوشته‌ای کمپلکس افیولیتی فنوج- مسکوتان است. در این راستا، پس از برداشت‌های صحرائی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعدادی از نمونه‌های کمتر سرپانتینی و دگرسان‌شده انتخاب و برای انجام بررسی‌های مایکروپروب به دانشگاه کاناواوی ژاپن و هونولولوی هاوایی و تعدادی نیز برای انجام تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل به آزمایشگاه SGS در تورونتو کانادا فرستاده شد که به روش‌های ICP-AES و ICP-MS تجزیه شدند. این مقاله حاصل تفسیر این داده‌ها روی پریدوتیت‌های توالی گوشته‌ای است.

۲- زمین‌شناسی عمومی

کمپلکس افیولیتی فنوج- مسکوتان در بخش مرکزی پهنه ساختاری مکران در جنوب‌خاوری ایران و در حاشیه جنوبی گودال جازموریان رخنمون دارد و نشان‌دهنده بقایای پوسته اقیانوسی نوتیس با سن مزوزویک است (McCall, 1985, 1997 & 2002; Desmons & Beccaluva, 1983; Sengor et al., 1988). این کمپلکس افیولیتی (شکل ۱) با رخنمونی بیش از ۲۸۰۰ کیلومتر مربع، یکی از پهناورترین و کامل‌ترین کمپلکس‌های افیولیتی در ایران است (Desmons & Beccaluva, 1983) که به‌عنوان جزئی از نوار افیولیتی آلپ- هیمالیا (Desmons & Beccaluva, 1983) در نظر گرفته شده است. در دسته‌بندی Knipper & Ricou (1986)، محدوده مورد مطالعه در گروه افیولیت مکران- زاهدان قرار گرفته که از سوی باختر با هلال افیولیتی پری- عرب، توصیف شده توسط (Ricou, 1971) همبری زمین‌ساختی دارد. واحدهای این کمپلکس به‌صورت توده‌های عدسی‌شکل و کشیده با روند خاوری- باختری در جنوب فروافتادگی جازموریان جای گرفته‌اند.

محدوده مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ فنوج (McCall et al., 1985) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ فنوج (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۶۶) قرار دارد. در کمپلکس افیولیتی فنوج- مسکوتان، توالی گوشته‌ای در سمت باختر نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲)، در شمال شهر فنوج (شکل ۳- الف)، جنوب شهر فنوج و جنوب روستای آپارنگ (شکل ۳- ب) و توالی پوسته‌ای در سمت خاوری آن رخنمون دارد. توالی گوشته‌ای، دربردارنده هارزبورژیت کلینوپیروکسن‌دار، لرزولیت، لرزولیت ریزبلور، دایک‌های گابروی رودزیتی و عدسی‌های کرومیتیت است که به‌صورت پراکنده درون توالی گوشته‌ای دیده می‌شوند. این واحدها با وجود سرپانتینی شدن شدید (شکل‌های ۳- پ، ت و ث)، شواهد بافتی مربوط به گوشته و سست‌کره را به‌خوبی در خود حفظ کرده‌اند. هارزبورژیت، پورفیروکلاست‌های کلینوپیروکسن دارد و به‌همراه لرزولیت‌های پورفیروکلاستیک در بخش زیرین توالی رخنمون یافته‌اند (شکل ۳- ج). عدسی‌های کرومیتیت بودینه‌شده در متنی از پریدوتیت به‌شدت سرپانتینی شده و درون هارزبورژیت کلینوپیروکسن‌دار دیده می‌شوند. این پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی شده می‌توانند همان غلاف‌های دونیتی باشند که معمولاً در این محیط‌ها، کرومیتیت‌ها همراه با آنها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- چ و ح). طول این عدسی‌ها از ۱ تا ۲ متر متغیر است و عرض آنها به ۵۰ سانتی‌متر می‌رسد. دایک‌های گابروی نیز به‌صورت پراکنده، پریدوتیت‌ها را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۳- خ و د). همچنین رگه- رگچه‌های سرشار از پلاژیوکلاز نیز پریدوتیت‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۳- ذ). توالی پوسته‌ای، دربردارنده طیف کاملی از سنگ‌های درونی، نیمه‌ژرف و بیرونی است. بخش پلوتونیک دربردارنده گابروهای لایه‌ای با تنوعی از الیوین‌گابرو، تروکتولیت، پیروکسن گابرو و گابروی توده‌ای (Isotropic Gabbro) است که توسط نفوذی‌های ورلیتی قطع شده‌اند. پگماتیت گابرو

از مجموعه‌های جزایر کمانی، برای نمونه در Sarigan از مجموعه کمانی Mariana (Meijer & Reagan 1981) و Tonsina در آلاسکا (DeBari & Coleman 1989) و همچنین از تعدادی از افیولیت‌ها، برای نمونه افیولیت‌های جنوب ترکیه (Parlak et al., 2002) و افیولیت Kizildag (Bageci et al., 2005) گزارش شده است. مقادیر TiO_2 در ارتوپروکسن‌های پورفیروکلاست هر دو نوع پریدوتیت یادشده از هسته به سمت کناره کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که مقدار این اکسید در هسته ارتوپروکسن در حدود ۰/۳ ولی در حاشیه در حدود ۰/۱ است (شکل ۶- الف). مقدار Al_2O_3 نیز مانند مقدار TiO_2 از هسته تا کناره ارتوپروکسن‌ها کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در هسته ارتوپروکسن هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار در حدود ۳ و در لرزولیت در حدود ۳/۳ درصد وزنی است (شکل ۶- ب). مقدار Na_2O نیز در ارتوپروکسن‌های منطقه مورد مطالعه بسیار پایین و کمتر از ۰/۰۳ درصد وزنی است (شکل ۶- پ). مقدار Cr از هسته تا کناره پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن افزایش می‌یابد و مقدار آن در کناره به ۱۳ می‌رسد (شکل ۶- ت).

۴-۵. کلینوپروکسن

عدد منیزیم ($Mg\#$) کلینوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های منطقه از ۹۳ تا ۹۶ در تغییر است که بالاترین آن مربوط به لرزولیت ریزبلور است (شکل ۶). عدد منیزیم در پورفیروکلاست‌های کلینوپروکسن از هسته به سمت کناره بلورها افزایش یافته است. تعادل ساب‌سالیدوس در دمای پایین نیز می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن باشد (Parkinson & Pearce, 1998). همچنین واکنش پریدوتیت‌ها با مذاب‌های دیرگداز همانند بونیت‌ها می‌تواند دلیل $Mg\#$ بالا در کلینوپروکسن‌ها باشد (Bodinier & Godard, 2003). مقدار TiO_2 معمولاً در پورفیروکلاست‌های کلینوپروکسن از هسته به سمت کناره کاهش می‌یابد. مقدار TiO_2 در کلینوپروکسن‌ها کمتر از ۰/۱ درصد وزنی است (شکل ۶- ج). متوسط مقدار Al_2O_3 در کلینوپروکسن‌های لرزولیت ریزبلور کمتر از ۱، در هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار در حدود ۱/۵ و در لرزولیت پورفیروکلاستیک در حدود ۳ درصد وزنی است (شکل ۶- د). مقدار این اکسید از هسته تا کناره کلینوپروکسن‌های پورفیروکلاست در همه سنگ‌های توالی گوشته‌ای کاهش یافته است. کلینوپروکسن‌های سیمپلکتیت و همچنین بلورهای کلینوپروکسن که به صورت اکسلوشن در ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شوند، دارای بیش از ۳ درصد وزنی Al_2O_3 هستند. کمترین مقدار این اکسید مربوط به بلورهای ریز کلینوپروکسن است و بنابراین می‌توان گفت که رابطه مثبتی میان اندازه بلور و افزایش مقدار Al_2O_3 در کلینوپروکسن‌های محدوده مورد مطالعه وجود دارد. مقادیر Na_2O نیز معمولاً در پورفیروکلاست‌های کلینوپروکسن از هسته به سمت کناره کاهش می‌یابد و مقدار آن کمتر از ۰/۷ درصد وزنی است (شکل ۶- خ). بیشترین مقدار این اکسید همانند TiO_2 مربوط به کلینوپروکسن‌هایی است که به صورت سیمپلکتیت دیده می‌شوند. همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد، کلینوپروکسن‌های ریزبلور و نوظهور، کمترین مقدار Na_2O را دارند. عدد کروم ($Cr\#$) نیز در کلینوپروکسن پریدوتیت‌های مورد مطالعه متغیر است و رفتاری متفاوت با عدد منیزیم دارد، به گونه‌ای که میانگین عدد کروم در لرزولیت ریزبلور در حدود ۱۱، در هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار در حدود ۲۴ و در لرزولیت قاعده توالی گوشته‌ای در حدود ۲۷ است (شکل ۶- ح). همچنین مقدار عدد کروم برخلاف عدد منیزیم از هسته به سمت کناره پورفیروکلاست‌های کلینوپروکسن کاهش یافته است. بیشترین مقدار عدد کروم مربوط به هسته پورفیروکلاست‌ها و کمترین مقدار نیز مربوط به بلورهای کلینوپروکسنی است که به صورت ریزبلور، نوظهور و بینایی دیده می‌شوند. نمودارهای شکل ۷، نشان می‌دهند که مقادیر عناصر Al_2O_3 ، CaO ، Cr_2O_3 و Na_2O در کلینوپروکسن‌های پریدوتیت‌های منطقه مورد مطالعه با مقادیر همین عناصر در پریدوتیت‌های نوع آبیسال تفاوت دارد.

کانیایی، حضور کاتیون‌های Al ، Ca و Cr الزامی است. (Proenza 1999) براین باور است که کاتیون Al ممکن است در زمان جانمایی کرومیت توسط کرومیت‌های فریک آزاد شده باشد. (Mittweide & Schandl 1992) پیشنهاد کردند که آزادی Ca باید در ارتباط با فرایند سرپانتینی شدن باشد. (Proenza 1999) یکی از منابع تأمین Ca را سیل‌های گابرویی موجود در نزدیکی کرومیت‌ها می‌دانند که دگرسان شده، بلورهای پلاژیوکلاز در آنها به پرهیت و اپیدوت تجزیه شده و بلورهای کلینوپروکسن توسط ترمولیت‌های فیبری جانشین شده باشند. همچنین Proenza (1999) منشأ کاتیون Cr را شسته‌شدن کرومیت‌ها دانسته و عنوان کرده که در طی شسته‌شدگی کرومیت‌ها، کاتیون Cr از آنها آزاد می‌شود.

۴- روش‌های تجزیه‌ای

برای انجام این پژوهش، نمونه‌های مختلف سنگ‌شناختی از توالی گوشته‌ای برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، سالم‌ترین آنها برای انجام تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل و میکروپروب انتخاب شد. برای انجام تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل، ۸ نمونه به آزمایشگاه SGS در شهر تورنتو کانادا فرستاده و به روش ICP-MS و ICP-AES تجزیه شد که نتایج آنها در جدول ۱ ارائه شده است. حدود ۴۰۰ نقطه از کانی‌های انتخابی نیز در آزمایشگاه‌های دانشگاه‌های کانادا برای ژاپن و هونولولوی هاوایی به روش میکروپروب، تجزیه نقطه‌ای شدند که به دلیل محدودیت در تعداد صفحه‌های مقاله، تنها تعدادی از تجزیه‌های کانی‌ها به صورت انتخابی در جدول ۲ ارائه شده است. در تجزیه عناصر اصلی کانی‌ها نیز از دستگاه میکروپروب JEOL JXA-8800 Superprobe استفاده شد. این تجزیه‌ها در ولتاژ شتابنده 15kV و جریان پرتو 20 nA و با استفاده از پرتوی به قطر $3\mu m$ انجام شد. نرم‌افزار JEOL نیز برای انجام تصحیح‌ها ZAF استفاده شده است. جزئیات تجزیه‌های الکترون میکروپروب در (Morishita et al. 2003) تشریح شده است.

۵- شیمی کانی‌ها

۵-۱. الیون

مقدار متوسط فورستریت (Fo) در الیون لرزولیت ریزبلور ۰/۹، در هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار ۰/۹۱ و در لرزولیت پورفیروکلاستیک افق‌های زیرین توالی گوشته‌ای ۰/۹۱ است. مقدار متوسط NiO در الیون لرزولیت ریزبلور ۰/۳۷، در هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار ۰/۳۸ و در لرزولیت پورفیروکلاستیک ۰/۴۰ است (شکل ۵- الف). بررسی این داده‌ها نشان می‌دهد که مقادیر Fo و NiO الیون‌ها در تمامی توالی گوشته‌ای تقریباً یکسان و قابل مقایسه با الیون‌های پریدوتیت‌های پیشانی کمان (Ishii et al., 1992) و پریدوتیت‌های آبیسال است.

۵-۲. اسپینل

عدد کروم ($Cr\#$) در اسپینل‌های پریدوتیت‌های منطقه از ۱۷ تا ۴۶ متغیر است. فقط مقدار عدد کروم در اسپینل کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه میان ۴۷ تا ۶۵ متغیر است (شکل ۵- ب). عدد کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌ها یکنواخت و شبیه به نمونه‌های آبیسال است، در حالی که اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها و تعدادی از اسپینل‌های لرزولیت ریزبلور متمایل به انواع مشابه در مناطق فرافورانش هستند. مقدار TiO_2 اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های منطقه ناچیز است (کمتر از ۰/۰۵ درصد وزنی) در صورتی که مقدار آن در کرومیت‌ها تا ۰/۲۲ درصد وزنی رسیده است (شکل ۵- ث).

۵-۳. ارتوپروکسن

میانگین عدد منیزیم ($Mg\#$) در ارتوپروکسن‌های هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار ۹۰/۷ و در لرزولیت ۹۱ است (شکل ۶) که جزو ارتوپروکسن‌های با عدد منیزیم بالا به حساب می‌آیند. ارتوپروکسن‌های با عدد منیزیم بالا از تعدادی

۵-۵. آمفیبول

به دنبال تقسیم‌بندی (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های لرزولیت ریزبلور بیشتر از نوع مگنزیوهورنبلند و به مقدار کمتر ترمولیتیک هورنبلند، در هارزبورژیت کینوپیروکسن‌دار از نوع مگنزیوهایستینگزیت و در لرزولیت پورفیروکلاستیک از نوع ترمولیتیک هورنبلند هستند. مقدار اکسید TiO_2 در آمفیبول‌ها ناچیز و کمتر از ۰/۳ درصد وزنی است. این عدد بسیار کمتر از مقدار این اکسید در آمفیبول‌های همراه با پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی در دیگر مناطق دنیا است و در حد آمفیبول‌های همراه با پریدوتیت‌های حوضه‌های فرافورانش است (شکل ۸). بیشترین مقادیر Al_2O_3 و Na_2O مربوط به آمفیبول‌هایی است که به صورت تیغه‌ای در هارزبورژیت کینوپیروکسن‌دار دیده می‌شوند و این مقادیر به ترتیب کمتر از ۱۲ و ۳ درصد وزنی است (شکل‌های ۸- الف و ب). نسبت اتمی $K/(K+Na)$ نیز در آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۰۵ است. مقدار Cr_2O_3 نیز در بیشترین مقدار به ۱/۳ درصد وزنی می‌رسد.

آبسیال تا پریدوتیت‌های حوضه‌های فرافورانش متغیر است و می‌توان آن را با پریدوتیت‌های حوضه‌های پشت‌کمانی نیز مقایسه کرد (Ohara et al., 2002; Mehdi-pour Ghazi et al., 2010)؛ بنابراین در این بخش به تفسیر سنگ‌زایی پریدوتیت‌ها با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌ها و شیمی سنگ کل پرداخته می‌شود. همان‌گونه که گفته شد، توالی گوشته‌ای افیولیت فئوج- مسکوتان از هارزبورژیت کینوپیروکسن‌دار، لرزولیت پورفیروکلاستیک و لرزولیت ریزبلور تشکیل شده است. عدسی‌های کرومیتیت نیز در افق‌های زیرین و بیشتر همراه با غلاف‌های دوتیتی به شدت سرپانتینیتی شده یافت می‌شوند. الیون‌ها در همه نمونه‌ها ترکیب شیمیایی تقریباً یکسانی دارند و از نظر مقادیر Fo و NiO با ترکیب الیون‌های پیشانی کمان (Issii et al., 1992) و پریدوتیت‌های آبسیال قابل مقایسه‌اند (شکل ۵- الف). پریدوتیت‌های فرافورانش معمولاً به وسیله اسپینل‌های با مقادیر به نسبت بالای $Cr\#$ با طیفی از ۳۸ تا ۸۰ نسبت به پریدوتیت‌های نوع آبسیال مشخص می‌شوند که این امر نشان‌دهنده اهمیت درجات ذوب بخشی بالا در پریدوتیت‌های نوع فرافورانش در مقایسه با پریدوتیت‌های نوع آبسیال است (Arai, 1994; Gaetani & Grove, 1998). ولی همپوشانی قابل توجهی میان اسپینل‌های نوع آبسیال و فرافورانش در قلمروی $Cr\#$ میان ۳۸ تا ۵۸ دیده می‌شود (شکل ۵- ب) و تعداد قابل توجهی از اسپینل‌های نمونه‌های افیولیت فئوج- مسکوتان در این محدوده قرار می‌گیرند. مقادیر $Cr\#$ اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مورد مطالعه، طیف گسترده‌ای از ۱۷ تا ۶۷ را شامل می‌شود که پریدوتیت‌های آبسیال و بخشی از پریدوتیت‌های نوع فرافورانش را در بر می‌گیرد و همپوشانی کاملی با مقادیر $Cr\#$ اسپینل‌های پریدوتیت‌های حوضه‌های پشت‌کمانی دارد (Monnier et al., 1995). در منطقه کمانی Izu-Bonin ماگماهای تحولی گزارش شده که ترکیبی میان مورب و بونینیت دارند (Reagan et al., 2010; Morishita et al., 2010). براین باورند که اسپینل‌های پریدوتیت‌های با عدد کروم متوسط می‌تواند معرف یک مجرای ذوب برای ماگماهای نوع تحولی باشد، بنابراین طیف گسترده تغییرات مقادیر کروم اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های منطقه (شکل ۵- ب) شاید نتیجه تغییر ترکیب مذاب در یک حوضه مرتبط با فرورانش نیز باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $Cr\#$ اسپینل در برابر فورستریت الیون‌های هم‌زیست نشان از جایگیری آنها در قلمرو پریدوتیت‌های نوع آبسیال دارد و باقیمانده ذوب بخشی ۸ تا ۱۶ درصدی گوشته مورب تهی شده هستند (شکل ۵- پ). مقادیر Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌های هم‌زیست با اسپینل‌ها نشان می‌دهد که ارتوپیروکسن‌های منطقه، ویژگی‌های متفاوت با پریدوتیت‌های نوع آبسیال دارند (شکل ۵- ت). Kamenetsky et al. (2001) مقدار TiO_2 در برابر Al_2O_3 اسپینل‌ها را برای تمایز پریدوتیت‌های محیط‌های زمین‌ساختی مختلف مورد استفاده قرار دادند (شکل ۵- ث). اسپینل‌های نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵- ث)، بیشتر در منطقه تحولی میان پریدوتیت‌های مورب و فرافورانش قرار گرفته‌اند.

Pearce et al. (2000) در نمودار $Cr\#$ در برابر TiO_2 اسپینل‌ها (شکل ۱۰- الف) نشان دادند که این مقادیر در اسپینل‌ها اهمیت بسزایی در تمایز فرایندهای ذوب بخشی و فعل و انفعالات مذاب/سنگ دارد. یک روند ذوب بخشی مشخص روی این نمودار برای کمک به تفسیر آن افزوده شده است. در این نمودار، منحنی ذوب بخشی نشان‌دهنده کاهش مقدار Ti اسپینل‌ها در برابر افزایش درجه ذوب و افزایش $Cr\#$ اسپینل‌ها است. قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، نشان‌دهنده روندی است که عضو پایانی آن کرومیتیت‌ها هستند که به سمت تولیت‌های جزایر کمانی متمایل است. این روند را می‌توان به وسیله فعل و انفعالات هارزبورژیت‌های باقیمانده گوشته‌ای با مذاب‌های تهی شده تولیتی جزایر کمانی تشریح کرد. نمودار شکل ۱۰- الف، تنها نمایانگر رخداد فعل و انفعالات است، ولی نوع فعل و انفعالات

در این مقاله، عناصر اصلی و کمیاب، که در جریان دگرسانی و دگرگونی دمای پایین غیرمتحرک هستند (Beccaluva et al., 1979; Pearce & Norry, 1979; Shervais, 1982) مورد استفاده قرار گرفت تا ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیتی فئوج- مسکوتان تشریح شوند. عناصر غیرمتحرک شامل برخی عناصر کمیاب ناسازگار (برای نمونه Th , Ti , P , Zr , Y , Nb , Ta , Hf)، عناصر خاکی کمیاب سنگین و متوسط و همچنین برخی از عناصر انتقالی شامل V , Ni , Co , Cr است. عناصر سنگ دوست (لیتوفیل) بزرگ یون (LILE) معمولاً در طول دگرسانی متحرک هستند (Saccani et al., 2010). مقادیر LOI پریدوتیت‌ها از ۳ تا ۱۱ درصد متغیر است که نشان از سرپانتینیتی شدن نمونه‌ها دارد. همه پریدوتیت‌های گوشته‌ای مقادیر پایینی Y و TiO_2 , P_2O_5 , Zr و مقادیر بالایی Cr و $Mg\#$ دارند.

۶- ژئوشیمی

به منظور مقایسه بهتر، نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل با مقادیر استاندارد N-MORB (شکل ۹- الف) و کندریت (شکل ۹- ب) (مقادیر از Sun & McDonough (1989) بهنجار شده و با الگوی گوشته مورب تهی شده (DMM) (Workman & Hart, 2005) مقایسه شدند. بررسی الگوها، نشان از غنی‌شدگی آنها از عناصر La , Nb و $LREE$ نسبت به الگوی DMM و تهی‌شدگی این الگوها از عناصر $HREE$, $MREE$ و $HFSE$ دارند. همچنین همه الگوها مقادیر متفاوتی از غنی‌شدگی $LREE/MREE$ (La/N/SmN=1.07-10.75) را نشان می‌دهند و الگوهای عناصر خاکی کمیاب نیز U شکل هستند (شکل ۹- ب). مقایسه مقادیر $MREE$ و $HREE$ در پریدوتیت‌های کمپلکس فئوج- مسکوتان، با مقادیر گوشته Residual همخوانی قابل توجهی نشان می‌دهد، ولی مقادیر $LREE$ غنی‌شدگی مشخصی دارند. مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از $LREE$ در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را می‌توان با ذوب بخشی آن، خروج مواد مذاب و تهی‌شدگی پریدوتیت اولیه و سپس غنی‌شدگی بعدی $LREE$ در اثر تأثیر سیال‌های، محلول‌ها و مذاب‌های گذری و واکنش با پریدوتیت اولیه تفسیر کرد (Hichkey & Frey, 1982).

۷- بحث

پریدوتیت‌های مرتبط با پوسته اقیانوسی، اطلاعات مهمی از فرایند تولید ماگما (Johnson et al., 1990; Hellebrand et al., 2002) غنی‌شدگی فاز سیال (Dick, 1989) و فعل و انفعالات مذاب/گوشته پس از خروج مذاب فراهم می‌کنند (Seyler et al., 2003 & 2007). همان‌گونه که گفته شد، شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های پریدوتیتی افیولیت فئوج- مسکوتان، بازتابی از ویژگی‌ها و سنگ‌زایی متفاوت آنها است. این گوناگونی ترکیبی از پریدوتیت‌های نوع

که خروج مذاب‌های نوع مورب و ورود مذاب‌های با ویژگی‌های فرافروانش را متحمل شده‌اند (برای نمونه 2008 & Saccani et al., 2004). با مقایسه تجزیه‌های شیمیایی از سنگ کل و نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها، این پرسش مطرح می‌شود که آیا پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی فونج-مسکوتان، بقایای گوشته‌ای با درجات مختلف ذوب بخشی هستند یا این که به‌طور ژنتیکی ویژگی‌های فرافروانش دارند و منشأ آنها نیز مشابه منشأ گدازه‌های بالشی توالی پوسته‌ای است؟ در پاسخ به این پرسش، از مدل ذوب بخشی دسته‌ای غیرمودال از منشأ سست کره نوع مورب تهیه شده که توسط Saccani et al. (2010) ارائه شده است (شکل ۱۲) استفاده شد. کمی کردن دقیق فرایندهای ذوب به‌عنوان ترکیب منشأ تا حدود زیادی غیرممکن و مشکل است. به همین دلیل، یک مدل نیمه کمی از عناصر خاکی کمیاب می‌تواند فرضیه بالا را به‌تواتر آزمایش بگذارد. در شکل ۱۲، فرض شده است که منشأ گوشته، گوشته مورب تهیه شده (DMM) (Workman & Hart, 2005) است. ترکیب مودال (الیومین=۵۷٪، ارتوپروکسن=۲۸٪، کلینوپروکسن=۱۳٪ و اسپینل=۲٪) و نسبت‌های ذوب (الیومین=۰/۰۶، ارتوپروکسن=۰/۲۸، کلینوپروکسن=۰/۶۷ و اسپینل=۰/۱۱) به ترتیب از Workman & Hart (2005) و Kinzler (1997) است. ضریب توزیع برای همه عناصر خاکی کمیاب از Mckenzie & O'Nions (1991)، به جز Lu و Yb در الیومین و کلینوپروکسن که از Fujimakai et al. (1984) است. تمامی الگوها از Saccani et al. (2010) اقتباس شده است. در شکل ۱۲، قابل ملاحظه است که الگوهای عناصر خاکی کمیاب به‌نحی که با مقادیر استاندارد کندریت برای پریدوتیت‌های افیولیتی فونج-مسکوتان با ترکیبات محاسبه شده معادل ۲/۵-۱۵٪ ذوب بخشی دسته‌ای غیرمودال از منشأ گوشته مورب تهیه شده (DMM) سازگار است.

پریدوتیت‌های افیولیتی فونج-مسکوتان، دارای مقادیر عناصر خاکی کمیاب متوسط و عناصر خاکی کمیاب سنگین مشابه با بقایای گوشته‌ای بوده، ولی مقادیر عناصر خاکی کمیاب سبک در آنها خیلی بیشتر از مقادیر محاسبه شده است (شکل ۹-ب). مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی نسبی از عناصر HFSE و عناصر خاکی کمیاب سبک در پریدوتیت‌های گوشته معمولاً تحت تأثیر جدایش مذاب و غنی‌شدگی بعدی از عناصر خاکی کمیاب سبک تفسیر شده است (برای نمونه Hickey & Frey, 1982). بنابراین، با توجه به ویژگی‌های شیمیایی معمول و الگوهای عناصر خاکی کمیاب U شکل در پریدوتیت‌های این محدوده به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌ها بقایای گوشته‌ای ناشی از خروج مذاب‌های نوع مورب هستند که بعداً از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی شده‌اند. چندین سازوکار برای محاسبه غنی‌شدگی انتخابی عناصر خاکی کمیاب سبک یا الگوهای U شکل عناصر خاکی کمیاب پیشنهاد شده است. این سازوکارها برای نمونه شامل فعل و انفعالات سنگ-مذاب (Niu, 2004)، فرایندهای سرپانتینی شدن (Paulik et al., 2006) و غنی‌شدگی از سیال‌های آب‌دار برخاسته از پهنه فرورانش (Pearce & Parkinson, 1993) و (Beccaluva & Serri, 1988; Pearce et al., 1992 & 2000) هستند که در میان آنها فعل و انفعالات سنگ/مذاب و سیال‌های آب‌دار برخاسته از صفحه فرورونده را می‌توان سازوکارهایی مناسب برای غنی‌شدگی LREEs/MREEs در پریدوتیت‌های افیولیتی فونج-مسکوتان به‌شمار آورد.

برای تعیین میزان غنی‌شدگی پریدوتیت‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک، از مدل عناصر خاکی کمیاب نیمه کمی ارائه شده توسط Saccani et al. (2010) در شکل ۱۲-الف استفاده شده است. لرزولیت‌ها به دلیل کمترین مقدار تهی‌شدگی نسبت به گوشته مورب تهیه شده، به‌عنوان بقایای گوشته‌ای اولیه در نظر گرفته شده‌اند. همچنین فرض شده است نمونه FN-115 که نسبت به نمونه‌های دیگر، کمترین تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب نسبت به DMM را دارد و از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب میانگین

را مشخص نمی‌کند. برای تشخیص نوع فعل و انفعالات می‌توان از نمودار Ti اسپینل در برابر Ti سنگ کل (شکل ۱۰-ب) استفاده کرد. این نمودار نشان می‌دهد که اگرچه فعل و انفعالات مذاب/گوشته سبب افزایش مقدار Ti اسپینل‌ها در هر مجموعه پریدوتیتی می‌شود (همان‌گونه که در شکل ۱۰-الف نشان داده شده)، ولی این فعل و انفعالات می‌تواند سبب کاهش Ti در سنگ کل شود. این نمودار می‌تواند تأثیر فعل و انفعالات مذاب/گوشته را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهد و بیانگر آن است که لرزولیت‌های اولیه (مانند نمونه FN-115) بقایای حاصل از ذوب بخشی کمتر از ۱۵ درصدی گوشته تهی‌شده‌ای هستند که در مراحل بعدی توسط فعل و انفعالات مذاب/گوشته، مقدار Ti در اسپینل‌ها افزایش و مقدار Ti در سنگ کل کاهش یافته است. مقادیر Cr# پروکسن‌ها در برابر مقادیر Cr# اسپینل‌های هم‌زیست در پریدوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار (شکل‌های ۱۰-پ و ت) (Hellebrand et al., 2001) روندی مثبت با شیب یکسان را نشان نمی‌دهد، بلکه نمایانگر روندی عمودی است. روند عمودی در نمونه‌ها نشان‌دهنده افزایش مقدار Cr# پروکسن‌ها در برابر مقدار ثابت Cr# اسپینل‌ها است که این امر بیانگر شرایط غیرتعادلی آنها است. در این نمودارها (Hellebrand et al., 2001) از مقادیر HREE در پروکسن‌های پریدوتیت‌های نوع آیسال در برابر فاکتور Cr# اسپینل‌ها برای محاسبه درصد‌های ذوب تفریقی در گوشته استفاده شده که برای مقادیر Cr# میان ۱۰ تا ۶۰ درصد در اسپینل‌ها مفید است. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه درجات میانگین ذوب بخشی در حدود ۸ تا ۱۵ درصد را نشان می‌دهند. همچنین درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها با مقادیر Yb-Ti (شکل ۱۱-الف) و سنگ کل (شکل ۱۱-ب) قابل پی‌گیری است.

Pearce et al. (2000) ماهیت و درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها را با استفاده از نمودار Ti-Yb به‌صورت کمی ارائه کردند (شکل ۱۱-الف). در این نمودار، منحنی ذوب تفریقی اسپینل لرزولیت نشان داده شده است، منحنی ذوب تفریقی گارنت لرزولیت (نشان داده نشده) در پایین آن و منحنی ذوب دسته‌ای اسپینل لرزولیت (نشان داده نشده) در بالای آن قرار می‌گیرد. در این نمودار (شکل ۱۱-الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه نمایانگر ذوب تفریقی ۱۰ تا ۱۶ درصدی از یک منشأ با ترکیب میان اسپینل لرزولیت تا گارنت لرزولیت است. (Pearce et al., 2000) همچنین نمودار V-Yb (شکل ۱۱-ب) را برای برآورد فوگاسیته اکسیژن و همچنین تمایز بهتر میان منشأ پشته میان اقیانوسی و زیرکمانی برای پریدوتیت‌ها به کار بردند؛ به‌گونه‌ای که اگر فوگاسیته اکسیژن در محیط پایین باشد، ضریب تفکیک کانی/مذاب برای عنصر V بالا می‌رود، به همین دلیل عنصر V در طی ذوب و در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن پایین باشد، نسبت به زمانی که فوگاسیته اکسیژن بالا و ضرایب تفکیک کانی/مذاب پایین باشد، با سرعت کمتری تهی می‌شود. بنابراین، مذاب‌های پهنه فرافروانش که فوگاسیته اکسیژن بالایی دارند، باید مقادیر V بالایی داشته باشند و بقایای گوشته‌ای آنها باید نسبت‌های پایینی از V داشته باشد (Pearce & Parkinson, 1993). پریدوتیت‌های افیولیتی فونج-مسکوتان در اطراف منحنی QFM قرار می‌گیرند که این امر مستقیماً با فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده در نمونه‌های با منشأهای پشته میان‌اقیانوسی و یا نمونه‌های تشکیل شده در حوضه‌های پشت‌کمانی که دارای سازنده‌های به نسبت کم فرورانش هستند (Pearce et al., 2000) سازگار است.

شواهد صحرائی، شیمی کانی و داده‌های شیمی سنگ کل، ویژگی‌های توالی گوشته‌ای افیولیتی فونج-مسکوتان را آشکار کرد: (۱) وجود سنگ‌های افیولیتی و کانی‌های با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مختلف (برای نمونه پشته میان‌اقیانوسی تا فرافروانش)، (۲) غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین تقریباً در همه نمونه‌های مورد مطالعه. پریدوتیت‌های گوشته‌ای رخنمون‌یافته در توده‌های افیولیتی معمولاً به‌عنوان بقایای گوشته سنگ کره‌ای هستند

طیف پریدوتیت‌های آیسال و بخشی از پریدوتیت‌های فرافروانش را در بر می‌گیرد و همپوشانی کاملی با مقادیر Cr# اسپینل و نسبت‌های ذوب دارد. همچنین پیروکسن‌های مورد مطالعه مقادیر پایینی از عناصر فرعی دارند و مقدار Cr# در آنها بالاست. مقدار بالای عدد کروم در کلینوپيروكسن‌ها می‌تواند ناشی از فعل و انفعالات با مذاب‌های دیرگداز مانند بونیت‌ها و یا تعادل ساب‌سالیدوس در دمای پایین باشد که مورد آخر با حضور بلورهای پیروکسن و الیون نوظهور همراه است. مقادیر TiO_2 و Na_2O به‌طور مشخصی در میان‌بهارهای سیلیکاتی پریدوتیتی این محدوده نسبت به پریدوتیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی، پایین‌تر است. بررسی شیمی کانی‌ها، نشان از سنگ‌نگاری متفاوت آنها دارد و از پریدوتیت‌های آیسال تا پریدوتیت‌های مرتبط با حوضه‌های فرافروانش متغیر است. این تغییرات می‌تواند قابل مقایسه با پریدوتیت‌های حوضه‌های پشت‌کمانی نیز باشد. برپایه تفسیر شیمی کانی‌ها و سنگ کل، این سنگ‌ها بقایای گوشته مورب هستند که ذوب بخشی ۵ تا ۱۵ درصدی را محتمل شده‌اند.

پریدوتیت‌های افیولیتی فوج- مسکوتان در اطراف منحنی QFM قرار می‌گیرند که این امر به‌طور مستقیم با فوگاسیته اکسیژن محاسبه‌شده در نمونه‌های با منشأهای پشته میان‌اقیانوسی و یا نمونه‌های تشکیل‌شده در حوضه‌های پشت‌کمانی که دارای سازنده‌های به نسبت کم فرورانش هستند، سازگار است. بررسی الگوهای بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب با مقادیر استاندارد کندریت و N-MORB، نشان از غنی‌شدگی آنها از عناصر La, Nb, Nb و LREE نسبت به الگوی DMM دارد که از عناصر HFSE, MREE و HREE تهی شده است. همچنین، همه الگوها مقادیر متفاوتی از غنی‌شدگی LREEs/MREEs (LaN/SmN=1.07-10.75) را نشان دادند و الگوهای عناصر خاکی کمیاب نیز U شکل هستند. الگوهای U شکل از عناصر خاکی کمیاب در پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی فوج- مسکوتان، نشان از ویژگی‌های Residual آنها در اثر خروج مذاب با ترکیب MORB دارد که بعدها از LREEs غنی شده‌اند. شواهد سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که توالی گوشته‌ای افیولیتی فوج- مسکوتان، تحول چندمرحله‌ای را تجربه کرده است و ویژگی‌هایی از محیط آیسال تا فرافروانش نشان می‌دهند.

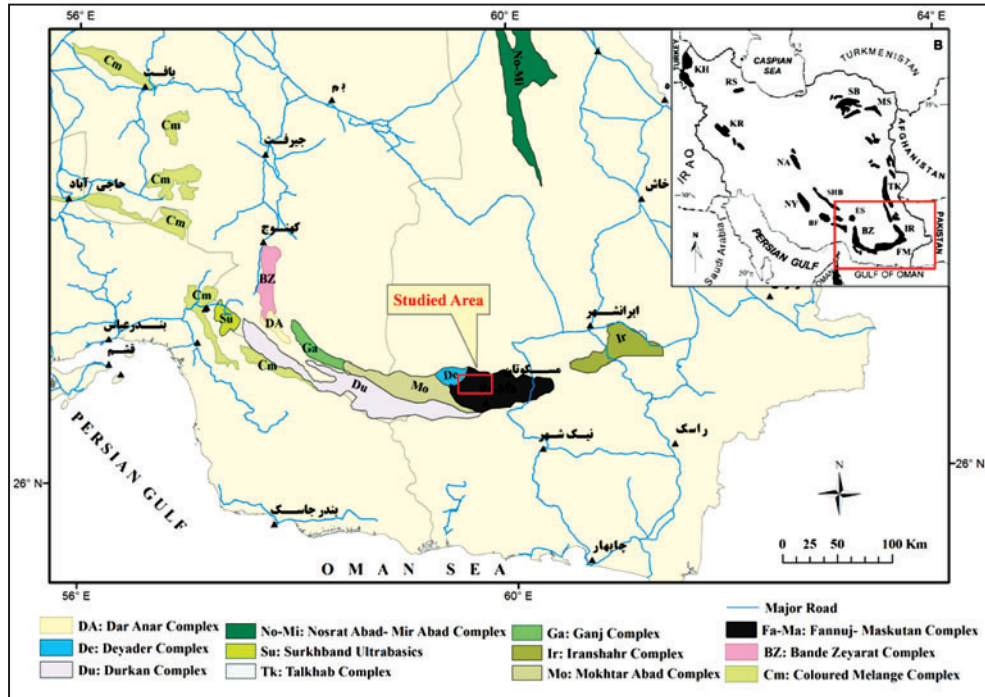
سپاسگزاری

از حمایت‌های مسئولان دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان سپاسگزاری می‌شود. از پروفیسور شوچی آرایبی از دانشگاه کاناواوی ژاپن برای همکاری در انجام تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها و همچنین از مدیر مسئول، هیئت تحریریه و داوران محترم فصلنامه که این مقاله را با دقت و حوصله فراوان مطالعه کردند و نکات بسیار ارزشمندی را یادآور شدند، و از خانم‌ها زینب منوچهری، نعیمه سادات موسوی، معصومه نوروزی و مریم طالبی که مراحل مختلف ویرایش و آماده‌سازی نهایی مقاله را به عهده داشتند، سپاسگزاریم.

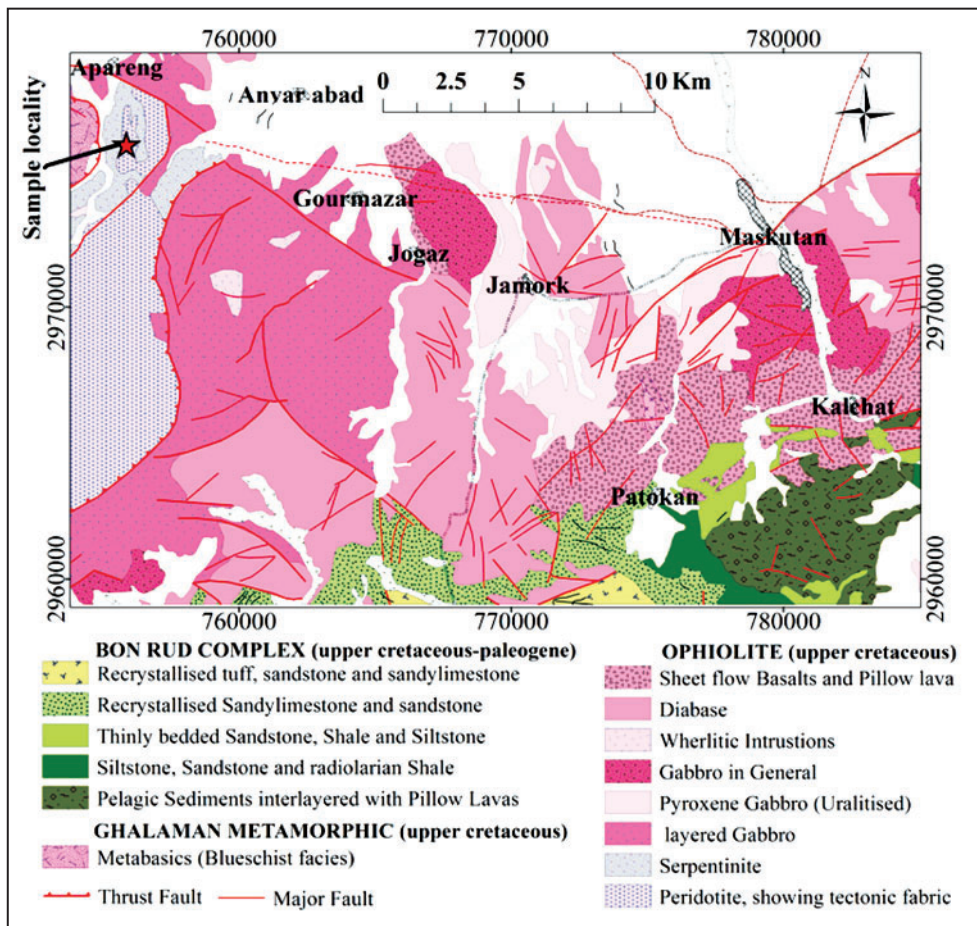
غنی شده است، به عنوان منشأ گوشته‌ای است. ترکیبات مودال (الیون=۷۰٪، ارتوپيروكسن=۲۴٪، کلینوپيروكسن=۵٪، و اسپینل=۱٪) و نسبت‌های ذوب (الیون=۰/۰۹، ارتوپيروكسن=۰/۶۴، کلینوپيروكسن=۰/۲۴، و اسپینل=۰/۰۲) از (Kostopoulos & Murton (1992) است. ضرایب توزیع برای همه عناصر خاکی کمیاب از (McKenzie & O'Nions (1991) به جز برای Lu و Ho, Er, Tm, Yb در الیون و ارتوپيروكسن که از (Fujimaki et al. (1984) است. همچنین بیشترین مقدار غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک که به‌طور چشمی قابل برآورد است، مربوط به نمونه FN-115 است که با خط تهی‌شده عناصر خاکی کمیاب سبک به متوسط با ترکیب محاسبه‌شده تقریبی ۲/۵٪ ذوب بخشی دسته‌ای غیرمودال از منشأ گوشته مورب تهی‌شده مقایسه شده است (شکل ۱۲- ب). انطباق مقادیر عناصر خاکی کمیاب سنگین نمونه FN-115 با خط ۲/۵٪ و غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک در این نمونه نسبت به این خط که ترکیبی از گوشته مورب تهی‌شده است، نشان‌دهنده غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک تحت تأثیر سیال‌های برخاسته از پهنه فرورونده است. داده‌های ارائه‌شده در اینجا نشان داد که تقریباً همه پریدوتیت‌های منطقه، غنی‌شدگی مشخص از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین دارند و پریدوتیت‌های گوشته‌ای به‌وسیله سیال‌های پهنه فرافروانش، متاسوماتیزه شده‌اند. شواهد صحرائی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که توالی گوشته‌ای افیولیتی فوج- مسکوتان، تحولی چند مرحله‌ای را تجربه کرده است، به‌گونه‌ای که در مرحله اول در یک محیط پشته میان‌اقیانوسی تشکیل و سپس به محیط مرتبط با فرورانش منتقل شده و تحت تأثیر سیال‌های برخاسته از پوسته فرورونده قرار گرفته است.

۸- نتیجه‌گیری

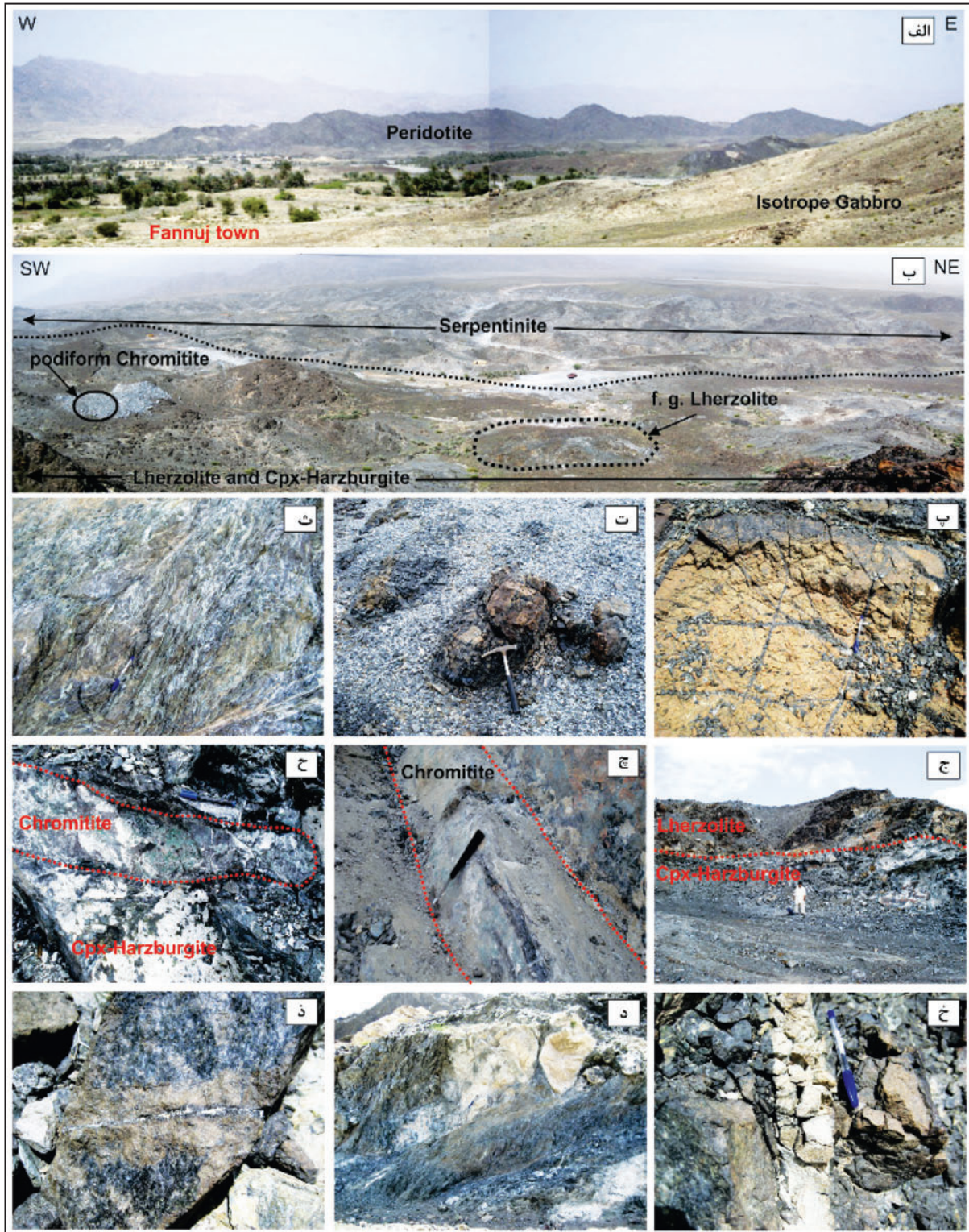
کمپلکس افیولیتی فوج- مسکوتان بقایای اقیانوس نئوتتیس با سن مزوزویک است که توالی گوشته‌ای آن هارزبورژیت کلینوپيروكسن دار، لرزولیت پورفیرو کلاستیک، لرزولیت ریزبلور و عدسی‌های پراکنده کرومیت است. این سنگ‌ها ترکیب گوناگونی را در تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده وجود شواهد فعل و انفعالات پریدوتیت/مذاب، فرایندهای پس از ذوب و یا فعل و انفعالات ساب‌سالیدوس در پریدوتیت‌های منطقه است که با پیدایش دو نسل پیروکسن- الیون‌های دگرشکل و اولیه و پیروکسن- الیون- آمفیبول‌های نوظهور و ریزبلور نمایان می‌شود که به‌صورت‌های میان‌بار، بینابینی و ریزبلور تظاهر یافته‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این دو نسل از کانی‌ها نشان از تمایز آنها از یکدیگر دارد، گروه اول قابل مقایسه با کانی‌های پریدوتیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و گروه دوم مشابه حوضه‌های فرافروانش هستند. مقادیر Cr# اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مورد مطالعه، طیف گسترده‌ای از ۱۷ تا ۶۷ را شامل می‌شود که این



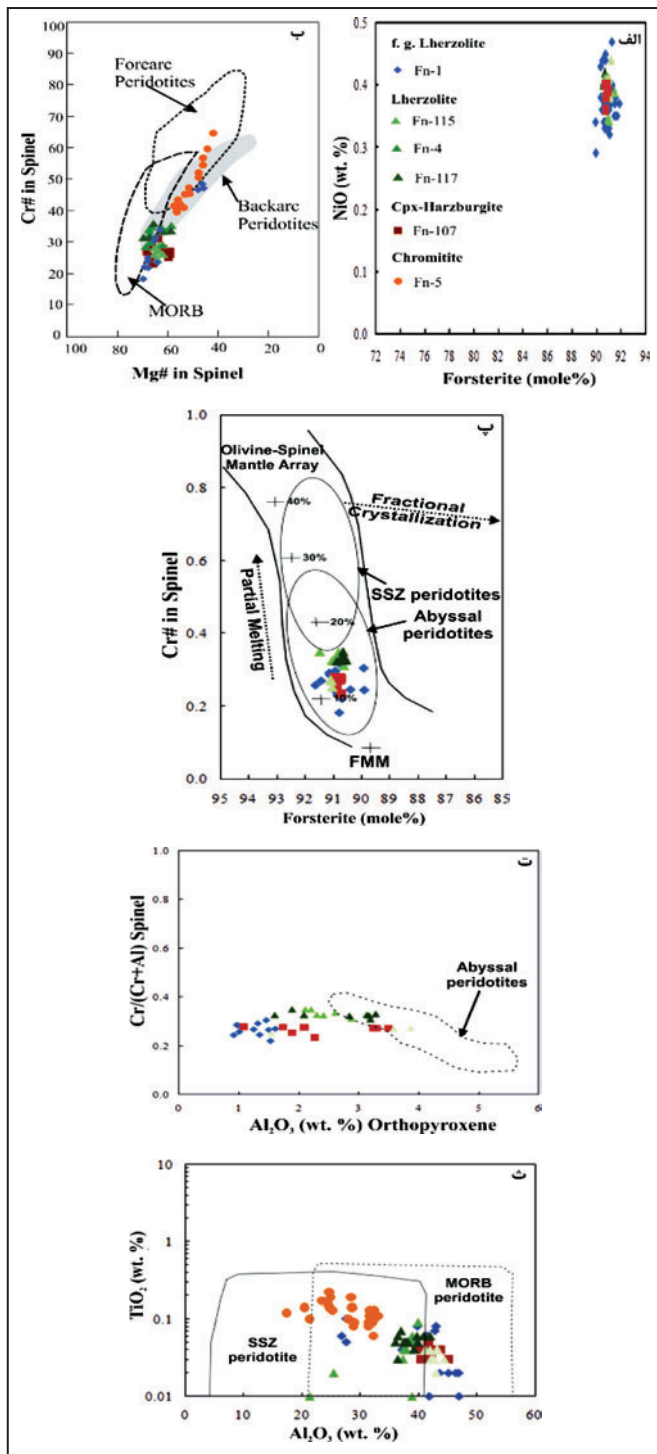
شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در افولیت‌های پهنه مکران نشان داده شده است (McCall, 1985).



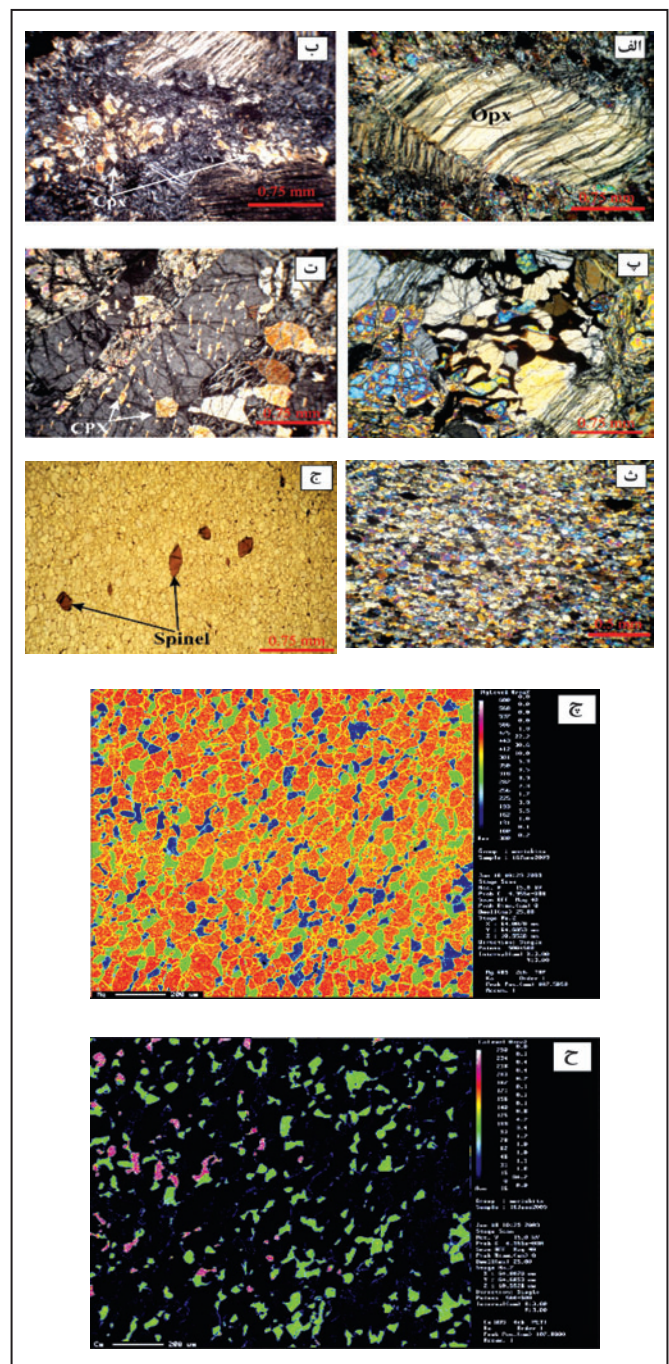
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدوده فنوج- مسکوتان که توالی گوشته‌ای در باختر و توالی پوسته‌ای در خاور آن رخنمون دارند.



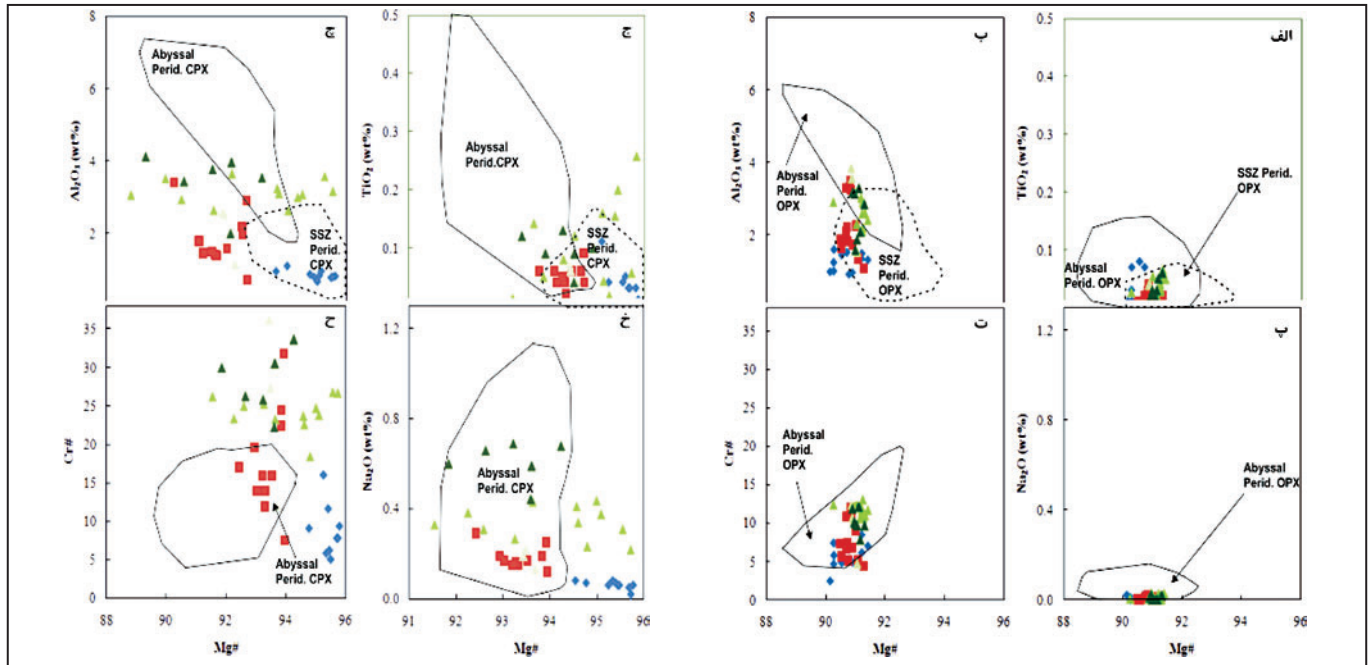
شکل ۳- تصاویر انتخابی از رخنمون سنگ‌های توالی گوشته‌ای افیولیت فنوج- مسکوتان. الف) نمایی دور از توالی گوشته‌ای رخنمون یافته در شمال شهر فنوج. ب) نمایی دور از توالی گوشته‌ای رخنمون یافته در جنوب روستای آپارنگ. پ) سرپانتینیته شدن پریدوتیت در امتداد رگه و رگچه‌ها در جنوب روستای آپارنگ. ت) نمایی از پریدوتیت‌های به شدت تکنونیزه برشی و سرپانتینی در جنوب روستای آپارنگ. ث) دگرشکلی پلاستیک و سرپانتینیته شدن پریدوتیت در شمال شهر فنوج. ج) نمایی از موقعیت ساختاری واحدهای پریدوتیتی در رخنمون‌های جنوب روستای آپارنگ. چ) عدسی کرومیتیت در پریدوتیت جنوب روستای آپارنگ. ح) نمایی نزدیک از عدسی‌های کرومیتیت در پریدوتیت جنوب روستای آپارنگ. خ) دایک گابرویی رودزیتی قطع کننده پریدوتیت در شمال شهر فنوج. د) رودزیتی شدن شدید دایک گابرویی قطع کننده پریدوتیت در شمال شهر فنوج. ذ) رگه-رگچه‌های سرشار از پلاژیوکلاز قطع کننده پریدوتیت در شمال شهر فنوج.



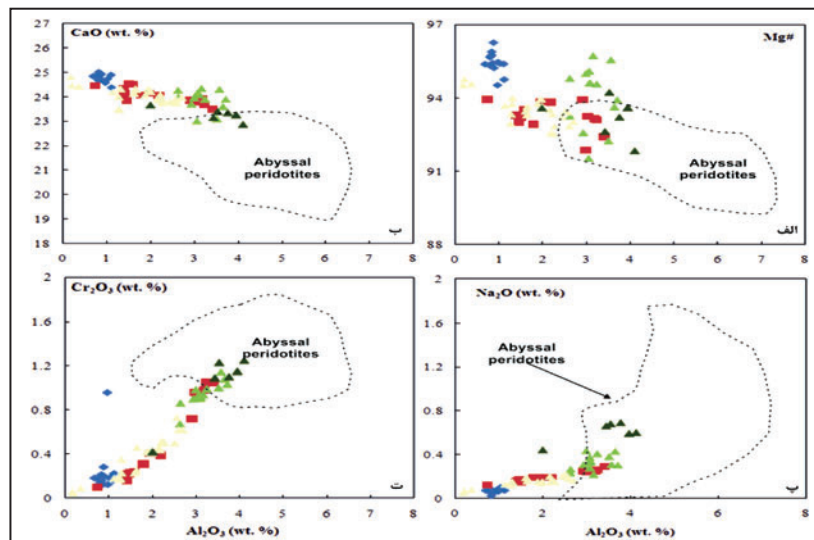
شکل ۵- الف) ارتباط مقادیر فورستریت و NiO در الیون های موجود در پریدوتیت ها. ب) مقادیر Cr# در برابر Mg# اسپینل (ب) مقادیر Cr# اسپینل در برابر مقدار Fo در الیون های همزیست. آرایه الیون- اسپینل گشته و روند های ذوب (به وسیله درصد ذوب مشخص شده اند) برای شکل ب از Arai (1994) است. (منبع داده ها: پریدوتیت های آبیسال و دونیت ها از Dick & Bullen (1984); پریدوتیت های پهنه فرافروانش (SSZ) از Ishii et al. (1990), Parkinson & Pearce (1998), Pearce et al. (2000). FMM = گوشته مورب زایا. ت) مقدار Al₂O₃ ارتوپروکسن در برابر مقدار Cr/(Cr+Al) اسپینل در پریدوتیت های تجزیه شده. محدوده پریدوتیت های آبیسال از Johnson & Dick (1990); Hellebrand et al. (2002). ث) مقدار Al₂O₃ در برابر TiO₂ اسپینل ها. محدوده های پریدوتیت های فرافروانش و مورب از Kamenetsky et al. (2001).



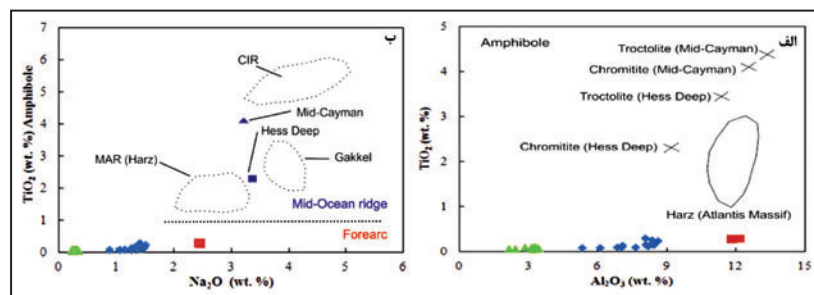
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی پریدوتیت های افولیت فنوج- مسکوتان. الف) هارزبورژیت کلینوپروکسن دار با بافت پورفیروکلاستیک که دارای ارتوپروکسن دگرشکل است (نور XPL). ب) هارزبورژیت کلینوپروکسن دار پورفیروکلاستیک که تجمعات از بلورهای کلینوپروکسن نوظهور ریز در کنار پورفیروکلاستیک های دگرشکل ارتوپروکسن نسل قدیمی را نشان می دهد (نور XPL). پ) لرزولیت پورفیروکلاستیک با بافت سیمپلکتیت از هم رشدی بلورهای اسپینل و کلینوپروکسن (نور XPL). ت) لرزولیت پورفیروکلاستیک که رشد بلورهای ریز کلینوپروکسن را در اثر محلول های عبوری درون بلورهای ارتوپروکسن نشان می دهد (نور XPL). ث) لرزولیت ریز بلور با بلورهای ریز الیون و برگ واریگی مشخص (نور XPL). ج) لرزولیت ریز بلور دارای بلورهای ریز اسپینل جهت یافته (نور PPL). چ) تصویر پرتونگاری پرتو ایکس عنصر Mg برای نمایش کانی های الیون (رنگ نارنجی)، ارتوپروکسن (رنگ سبز)، آمفیبول و کلینوپروکسن (رنگ آبی). ح) تصویر پرتونگاری پرتو ایکس عنصر Ca برای نمایش کانی های هورنبلند (رنگ صورتی) و کلینوپروکسن (رنگ سبز).



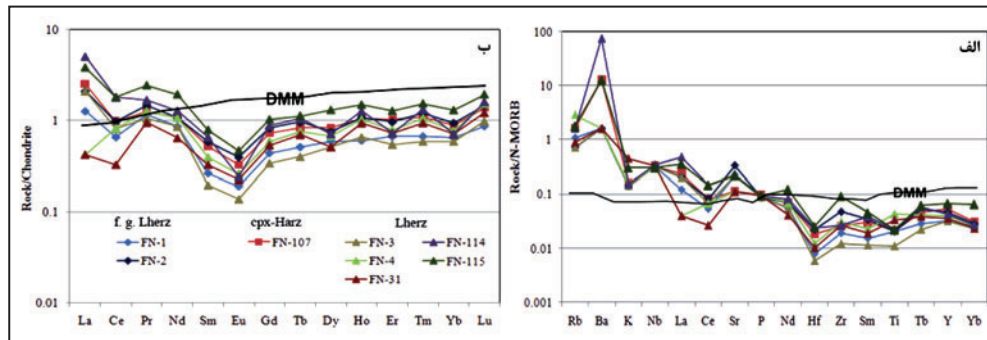
شکل ۶- نمودارهای عناصر فرعی پیروکسن‌های افیولیت فنوج- مسکوتان. رسم مقدار $Mg\#$ ارتوپیروکسن‌ها در برابر الف) TiO_2 ، ب) Al_2O_3 ، پ) Na_2O و ت) $Cr\#$. رسم مقدار $Mg\#$ کلیتوپیروکسن‌ها در برابر ج) TiO_2 ، چ) Al_2O_3 (خ) Na_2O و ح) $Cr\#$. محدوده‌های ارتوپیروکسن و کلیتوپیروکسن از پریدوتیت‌های آبیسال به وسیله خط ممتد مشخص شده‌اند. محدوده‌های Al_2O_3 و TiO_2 برای پیروکسن‌های پریدوتیت‌های فرافروانش در شکل‌های الف، ب، ج و چ به وسیله خط چین مشخص شده است. داده‌ها و محدوده‌ها از Choi et al. (2008). علایم نمونه‌ها همانند شکل ۵- الف است.



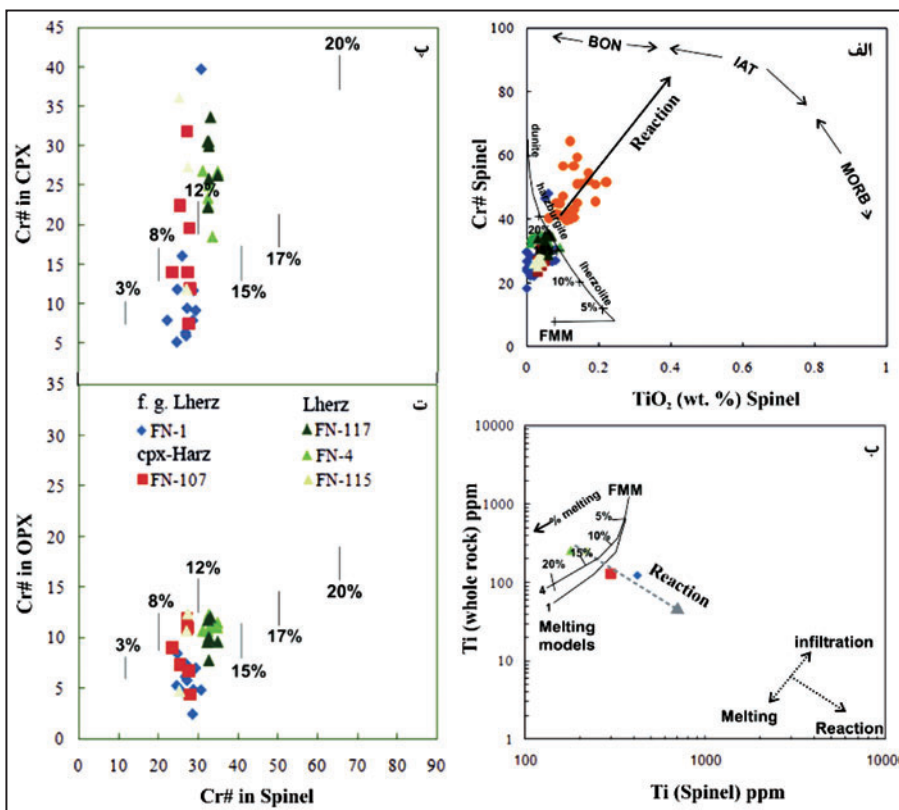
شکل ۷- رسم مقدار Al_2O_3 کلیتوپیروکسن‌ها در برابر الف) $Mg\#$ ، ب) CaO ، پ) Na_2O و ت) Cr_2O_3 . محدوده پریدوتیت‌های آبیسال از Zanetti et al. (2006) علایم نمونه‌ها همانند شکل ۵- الف است.



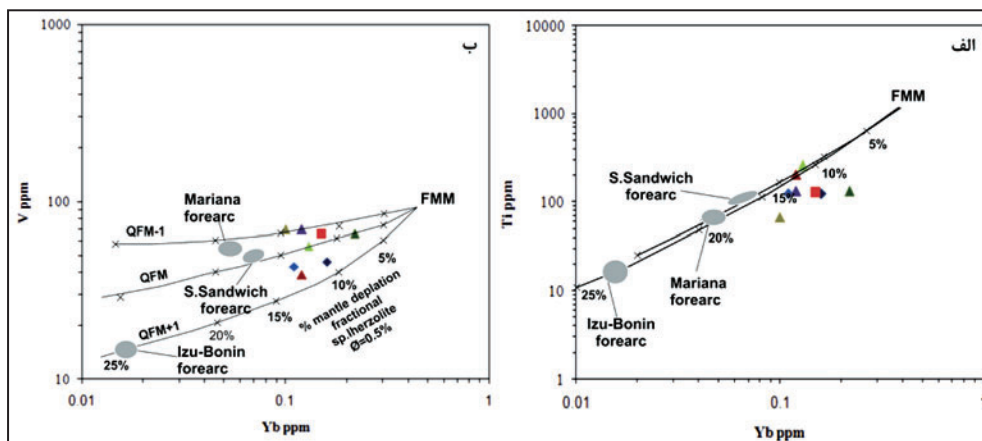
شکل ۸- ارتباط ترکیبی میان درصد TiO_2 در برابر الف) Al_2O_3 و ب) Na_2O در آفیول پریدوتیت‌های افیولیت فنوج- مسکوتان. محدوده‌ها و داده‌ها از Morishita et al. (2010). علایم نمونه‌ها همانند شکل ۵- الف است.



شکل ۹- الف) الگوهای عناصر ناسازگار بهنجارشده با N-MORB. ب) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده به کندریت برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت فنوج-مسکوتان. ترکیب گوشته مورب نهی شده (DMM) از (Workman & Hart (2005). داده‌های بهنجار از (Sun & McDonough (1989).



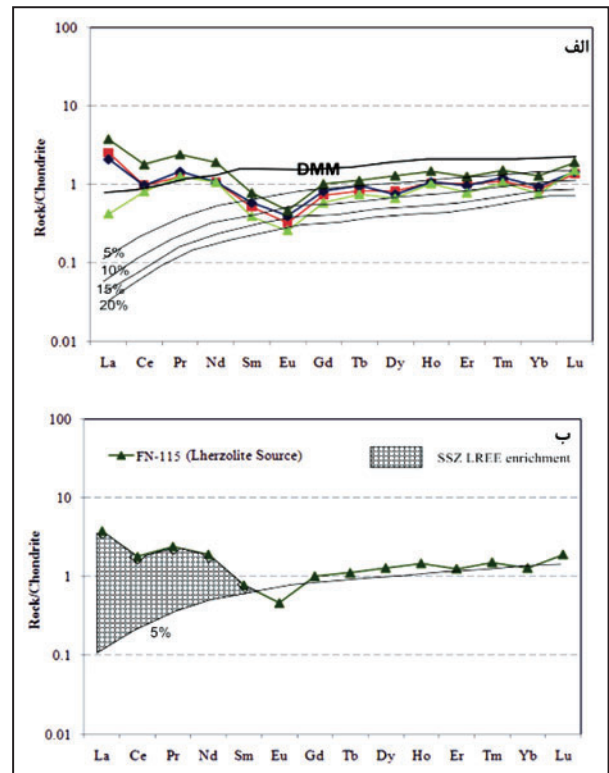
شکل ۱۰- الف) رسم مقدار TiO_2 در برابر $Cr\#$ اسپینل‌ها، روندها و منحنی‌های ذوب بخشی از (Pearce et al. (2000). رسم مقدار Ti اسپینل در برابر مقدار Ti سنگ کل. روندها و منحنی‌های ذوب از (Pearce et al. (2000). رسم $Cr\#$ کلینوپیروکسن و Ti ارتوپیروکسن در برابر $Cr\#$ اسپینل‌های هم‌زیست. خطوط نشان‌دهنده درصد جدایش مذاب بر طبق $Cr\#$ اسپینل‌ها توسط (Hellebrand et al. (2001) محاسبه شده است. علائم نمونه‌ها همانند شکل ۹- ب است.



شکل ۱۱- مدل‌سازی درجات ذوب و فوگاسیته اکسیژن با استفاده از متغیرهای الف) Ti - Yb و ب) V - Yb برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه. محدوده‌ها و مدل‌های ذوب از (Pearce et al. (2000). علائم نمونه‌ها همانند شکل ۹- ب است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه به روش ICP-MS و ICP-AES

نمونه‌ها	FN-1	FN-2	FN-3	FN-4	FN-31	FN-114	FN-115	FN-107
نوع سنگ	لرزلیت							
بافت	ریزبلور		پورفیر و کلاستیک					
(Wt. %)								
SiO ₂	42.3	42.5	39.9	41.8	37.5	40.5	41.4	38
Al ₂ O ₃	1.45	1.42	1.2	1.51	1.32	1.55	1.82	5.99
CaO	1.58	1.75	1.33	1.49	1.5	1.12	1.64	0.84
Cr ₂ O ₃	0.4	0.42	0.52	0.41	0.33	0.4	0.42	0.4
Fe ₂ O ₃	8.76	8.74	8.37	7.86	7.66	7.85	8.1	7.73
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01
MgO	44.52	44.83	41.67	40.48	38.03	40.25	40.24	39.45
MnO	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.31	0.13	0.18
Na ₂ O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO ₂	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02
LOI	4.12	3.38	9.66	7.55	11.2	9.57	7.08	9.17
Sum	103.4	103.3	102.9	101.4	97.8	101.7	101.1	101.9
(ppm)								
Ba	10	10	10	10	10	470	80	80
Sr	20	30	20	10	10	20	20	10
Zn	39	44	38	38	41	51	40	22
Ce	0.4	0.6	0.5	0.5	0.2	1.1	1.1	0.6
Co	114	121	115	103	99.8	107	109	107
Cs	0.2	0.2	0.4	0.4	0.1	1.5	1.1	0.9
Cu	21	5	5	5	23	49	25	5
Dy	0.15	0.19	0.13	0.17	0.13	0.18	0.33	0.21
Er	0.11	0.16	0.09	0.13	0.12	0.12	0.21	0.17
Eu	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Ga	2	2	1	2	1	2	2	3
Gd	0.09	0.17	0.07	0.12	0.11	0.18	0.21	0.15
Hf	0.016	0.046	0.012	0.025	0.021	0.049	0.052	0.038
Ho	0.034	0.061	0.037	0.058	0.053	0.072	0.084	0.059
La	0.3	0.5	0.5	0.1	0.1	1.2	0.9	0.6
Lu	0.022	0.037	0.025	0.039	0.031	0.041	0.049	0.035
Nb	0.014	0.007	0.028	0.018	0.016	0.014	0.031	0.029
Nd	0.4	0.5	0.4	0.5	0.3	0.6	0.9	0.5
Ni	2240	2400	2230	2090	1990	2190	2150	2280
Pr	0.11	0.14	0.1	0.12	0.09	0.16	0.23	0.12
Rb	0.6	0.4	0.4	1.6	0.5	0.9	1	0.9
Sm	0.04	0.09	0.03	0.06	0.05	0.1	0.12	0.08
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Tb	0.019	0.036	0.015	0.028	0.026	0.039	0.042	0.031
Th	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tm	0.017	0.031	0.015	0.027	0.024	0.034	0.039	0.028
U	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
V	43	46	70	56	39	70	66	66
Y	0.9	1.3	0.9	1.1	1	1.2	1.9	1.5
Yb	0.11	0.16	0.1	0.13	0.12	0.12	0.22	0.15
Zr	1.4	3.5	0.9	2.3	2	2	6.8	1.9
Ti	123.8	124.1	66.36	259.4	203	132	132.6	129.5
(La/Sm) _N	4.842	3.586	10.76	1.076	1.291	7.747	4.842	4.842
(Sm/Yb) _N	0.404	0.625	0.333	0.513	0.463	0.926	0.606	0.593
(La/Yb) _N	1.956	2.242	3.586	0.552	0.598	7.173	2.934	2.869



شکل ۱۲- الف) الگوهای محاسبه‌شده عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989) برای مذاب‌های مادر و مکمل‌های باقیمانده از ذوب بخشی منشأ گوشته مورب تهی‌شده (DMM) الگوها از (Saccani et al. 1989) اقتباس شده است. ب) محاسبه میزان غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک در لرزلیت‌های منطقه با استفاده از نمونه FN-115 و خط محاسبه‌شده ۵٪ همه مدل‌های فرضی درجات متغیر ذوب بخشی بر طبق ذوب دسته‌ای غیرمودال هستند. علایم نمونه‌ها همانند شکل ۹- ب است.

جدول ۲- نتایج تعدادی از تجزیه‌های انتخابی کانی‌های پریدوتیت‌های منطقه مورد مطالعه به روش مایکروپروب

Sample	Lithology	Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	Mg#	Cr#		
Fn-1	Lherzolite	Olivine	41.85	<0.01	<0.03	<0.1	8.27	0.16	49.49	0.07	<0.01	<0.01	0.35	100.19	91.44			
			41.15	<0.01	<0.03	<0.1	9.25	0.18	49.23	0.01	<0.01	<0.01	0.44	100.26	90.46			
		Spinel	0.00	0.06	41.57	24.07	17.93	0.24	14.99	0.01	<0.01	<0.01	0.19	99.06	63.76	27.98		
			0.07	0.06	26.87	37.19	24.62	0.35	9.92	0.01	0.03	0.02	0.03	99.17	46.06	48.15		
		OPX	57.24	0.01	1.00	0.09	6.60	0.16	34.34	0.27	0.01	<0.01	0.05	99.77	90.26	4.65		
			57.51	0.00	1.34	0.17	5.99	0.12	34.82	0.21	0.01	0.02	0.09	100.28	91.19	8.47		
		CPX	54.87	0.01	0.83	0.21	1.61	0.05	17.62	24.89	0.06	<0.01	0.06	100.21	95.77	9.38		
			54.75	0.03	0.85	0.12	1.84	0.07	17.93	24.89	0.06	<0.01	0.09	100.63	95.44	6.25		
		Amph	49.96	0.15	8.09	1.10	2.85	0.05	19.88	12.65	1.40	0.13	<0.01	96.26	92.55			
			52.12	0.08	6.11	0.45	2.29	0.05	20.90	12.78	1.05	0.07	<0.01	95.90	94.22			
Fn-107	Harzburgite	Olivine	40.37	<0.01	<0.03	<0.1	9.07	0.13	50.52	<0.01	<0.01	<0.01	0.39	100.48	90.85			
			40.81	<0.01	<0.03	<0.1	9.09	0.13	50.74	<0.01	<0.01	<0.01	0.40	101.17	90.88			
		Spinel	0.00	0.04	41.09	24.90	19.06	0.17	15.36	<0.01	<0.01	<0.01	0.21	100.83	64.32	28.90		
			0.00	0.04	39.67	25.91	19.73	0.17	14.76	<0.01	<0.01	<0.01	0.20	100.48	62.52	30.47		
		OPX Core	54.57	0.04	3.24	0.61	6.30	0.12	35.09	0.52	0.02	<0.01	<0.01	100.51	90.84	10.96		
		OPX rim	55.65	0.02	1.08	0.06	6.15	0.14	36.20	0.19	<0.01	0.02	<0.01	99.51	91.29	4.35		
		OPX recryst	55.72	0.00	2.09	0.22	6.55	0.15	35.75	0.37	<0.01	<0.01	<0.01	100.85	90.69	6.67		
		OPX interstitial	55.36	0.02	1.35	0.12	6.22	0.13	35.74	0.20	0.01	<0.01	<0.01	99.15	91.08	5.17		
		CPX core	51.66	0.09	2.91	0.72	2.43	0.06	17.35	23.86	0.25	0.01	<0.01	99.34	93.92	31.82		
		CPX rim	53.07	0.04	1.38	0.21	1.94	0.08	18.58	24.35	0.15	<0.01	<0.01	99.80	93.29	13.95		
		CPX fine grain	53.27	0.02	1.38	0.22	1.95	0.09	18.31	24.02	0.15	0.01	<0.01	99.42	93.31	13.95		
		CPX interstitial	53.49	0.04	0.73	0.10	1.74	0.05	19.00	24.46	0.12	<0.01	<0.01	99.73	93.94	7.50		
		CPX lamella in OPX	52.45	0.10	2.98	0.96	2.71	0.14	17.20	23.79	0.24	0.01	<0.01	100.58	91.87	17.65		
		Amph lamella in OPX	45.52	0.27	11.83	1.07	3.94	0.10	19.79	12.48	2.45	0.01	<0.01	97.46	89.95			
			44.68	0.28	12.16	1.02	4.00	0.08	19.53	12.42	2.43	0.02	<0.01	96.62	89.69			
		Fn-115	Lherzolite	Olivine	39.78	<0.01	<0.03	<0.1	8.79	0.13	50.55	<0.01	<0.01	<0.01	0.38	99.63	91.10	
	40.46			<0.01	<0.03	<0.1	8.89	0.13	50.65	<0.01	<0.01	<0.01	0.39	100.52	91.04			
Spinel	0.01			0.03	42.04	24.38	17.89	0.14	15.75	<0.01	<0.01	<0.01	0.20	100.44	65.76	28.00		
	0.00			0.04	43.23	24.00	17.27	0.16	16.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.19	100.92	66.30	27.13		
OPX Core	54.77			0.04	3.58	0.64	6.25	0.17	34.97	0.42	<0.01	<0.01	<0.01	100.84	90.89	10.63		
OPX rim	56.78			0.01	1.54	0.12	6.33	0.15	36.05	0.18	<0.01	<0.01	<0.01	101.16	91.05	4.69		
CPX core	51.85			0.06	2.51	0.50	2.16	0.09	17.90	23.78	0.22	<0.01	<0.01	99.07	93.47	27.45		
CPX rim	53.08			0.04	1.13	0.18	1.80	0.07	18.59	24.20	0.13	<0.01	<0.01	99.22	93.68	11.90		
CPX fine grain	53.19			0.04	1.29	0.23	1.84	0.08	19.22	23.47	0.15	0.01	<0.01	99.52	93.76	15.91		
CPX symplectite	53.06			0.03	1.87	0.42	1.90	0.06	18.07	24.07	0.15	0.01	<0.01	99.64	93.76	22.64		
Amph lamella	51.97			0.09	2.83	0.77	1.90	0.06	17.45	24.14	0.29	<0.01	<0.01	99.50	94.25			
	52.08			0.06	2.41	0.51	2.15	0.04	18.00	23.53	0.25	<0.01	<0.01	99.03	93.73			
Fn-117	Lherzolite			Olivine	40.29	<0.01	<0.03	<0.1	9.01	0.12	50.52	<0.01	<0.01	<0.01	0.41	100.35	90.90	
					40.00	<0.01	<0.03	<0.1	9.10	0.14	50.32	<0.01	<0.01	<0.01	0.40	99.96	90.77	
		Spinel	0.02	0.05	39.98	27.63	16.43	0.14	16.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.18	100.44	67.19	31.67		
			0.01	0.06	36.55	30.08	16.93	0.15	15.28	<0.01	<0.01	<0.01	0.17	99.23	65.86	35.57		
		OPX Core	55.78	0.06	2.84	0.45	6.03	0.16	35.43	0.75	0.02	<0.01	<0.01	101.52	91.30	9.60		
		OPX rim	56.21	0.01	1.59	0.25	6.32	0.19	35.82	0.40	<0.01	<0.01	<0.01	100.79	90.99	9.86		
		OPX symplectite	55.55	0.03	3.13	0.51	6.27	0.16	35.31	0.59	0.02	<0.01	<0.01	101.57	90.96	10.07		
		CPX core	51.47	0.09	3.95	1.15	2.22	0.11	16.77	23.27	0.59	0.01	<0.01	99.63	93.61	30.56		
		CPX rim	53.37	0.04	1.99	0.42	1.95	0.06	18.22	23.68	0.44	<0.01	<0.01	100.17	93.59	22.22		
		CPX symplectite	53.11	0.09	3.43	1.09	1.99	0.10	17.15	23.16	0.66	<0.01	<0.01	100.78	92.63	26.27		
		Fn-4	Lherzolite	Olivine	40.60	0.04	<0.03	<0.1	8.98	0.10	50.11	<0.01	0.01	<0.01	0.35	100.19	90.88	
					41.31	<0.01	<0.03	<0.1	8.89	0.13	50.25	0.04	<0.01	<0.01	0.39	101.00	90.96	
Spinel	0.00			0.04	37.55	30.02	16.31	0.23	15.39	0.02	0.02	<0.01	0.16	99.74	66.00	34.91		
	0.00			0.01	38.95	28.00	15.83	0.22	15.90	0.07	<0.01	0.01	0.20	99.19	67.90	32.53		
OPX Core	55.08			0.05	3.15	0.67	5.90	0.15	33.31	0.96	0.03	0.01	0.14	99.46	90.97	12.24		
OPX rim	55.10			0.03	2.91	0.63	6.31	0.12	32.76	0.75	0.01	0.01	0.04	98.66	90.25	12.41		
OPX symplectite	56.64			0.01	2.08	0.38	5.95	0.13	34.25	0.47	<0.01	<0.01	0.09	100.01	91.14	10.64		
CPX core	52.23			0.06	3.57	1.14	2.03	0.08	16.22	24.30	0.31	0.01	<0.01	99.94	95.55	26.83		
CPX rim	53.30			0.02	2.62	0.67	1.95	0.05	16.82	24.27	0.23	0.01	0.02	99.97	94.79	18.45		
CPX symplectite	53.16			0.05	2.93	0.90	2.29	0.07	17.18	23.70	0.31	<0.01	0.04	100.63	92.58	25.00		
Fn-5	Chromitite	Spinel	0.01	0.12	17.36	47.06	24.56	0.33	8.53	0.01	<0.01	<0.01	0.12	98.10	42.03	64.52		
			0.00	0.10	21.34	41.69	23.39	0.36	9.41	<0.01	<0.01	<0.01	0.12	96.41	46.05	56.72		
		Grt And	35.54	0.52	0.91	0.16	25.15	<0.01	0.04	34.12	0.01	<0.01	<0.01	96.45				
		Grt Uv	34.50	2.60	6.16	13.84	5.03	0.05	0.10	34.14	0.01	<0.01	<0.01	96.43				
		Chl	29.40	0.08	20.50	1.84	2.48	<0.01	29.61	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	83.93				

کتابنگاری

- افتخارنژاد، ج.، ارشدی، س. و مهدوی، م. ا.، ۱۳۶۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش فنوج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- راستین، م.، ۱۳۷۹- ژئوشیمی و پتروژئولوژی کمپلکس افیولیتی مختارآباد- رمشک، واقع در زون مکران، جنوب شرق کرمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۸۸ صفحه.
- کنعانیان، ع.، ۱۳۸۰- پتروژئولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی کهنوج، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۴۰ صفحه.
- مسلم‌پور، م. ا. و خلعت‌بری جعفری، م.، ۱۳۸۹- بررسی توالی خروجی افیولیت مسکوتان، جنوب‌باختر ایران‌شهر، استان سیستان و بلوچستان، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.
- مهاجران، ک.، ۱۳۷۸- مطالعه پتروژئولوژیکی منطقه افیولیتی سرزه، شمال شهرستان فنوج، استان سیستان و بلوچستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۱۰ صفحه.

References

- Arai, S. & Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology* 89: 1279-1288.
- Bağcı, U., Parlak, O. & Höck, V., 2005- Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kizildag (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean. *Mineralogical Magazine* 69: 39-62.
- Beccaluva, L. & Serri, G., 1988- Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics* 146: 291-315.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D. & Ohnenstetter, M., 1979- Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 1874-1882.
- Bodiniar, J. L. & Godard, M. R., 2003- Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: Carlson, W. (Ed.), *Treasure on Geochemistry. The Mantle and Core, Volume 2*. Elsevier Ltd., p. 103-170.
- Choi, S. H., Shervais, J. W. & Mukasa, S. B., 2008- Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156: 551-576.
- DeBari, S. M. & Coleman, R. G., 1989- Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 94: 4373-4391.
- Desmons, J. & Beccaluva, L., 1983- Mid-Ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications. *Chem. Geol.*, 39: 39-63.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.
- Dick, H. J. B., 1989- Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society, London, Special Publications*, 42: 71-105.
- Dilek, Y., Furnes, H. & Shallo, M., 2008- Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos* 100: 174-209.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. & Aoki, K., 1984- Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research* 89 (Supl. B1): 662-672.
- Gaetani, G. A. & Grove, T. L., 1998- The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contrib Mineral Petrol* 131:323-346.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J. & Duncon, R. A., 2004- Geochemical characteristics, ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary Prism, S.E. Iran.
- Harper, G. D., 2003- Fe-Ti basalts and propagating-rift tectonics in the Josephine Ophiolite. *Geology* 115: 771-787.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. & Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410: 677-681.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. & Hofmann, A. W., 2002- Garnet-field melting and later-stage refertilization in -residual- abyssal peridotites from the central Indian Ridge. *Journal of Petrology* 43: 2305-2338.
- Hickey, R. L. & Frey, A. F., 1982- Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 2099-2115.
- Hunziker, D., Burg, J. P., Caddick, M., Reusser, E. & Omrani, J., 2010- Blueschists of the Inner Makran accretionary wedge, SE Iran: Petrography, geochemistry and thermobarometry. *Geophysical Research Abstracts*. vol. 12, EGU2010-1572.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske, R., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, LEG125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results: Ocean Drilling Program, College Station, Texas*, 125: 445-485.
- Johnson, K. T. M. & Dick, H. J. B., 1992- Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 97: 9219-9241.

- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. & Shimizu, N., 1990- Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95: 2661-2678.
- Kamenetsky, V., Crawford, A. J. & 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.
- 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* 102: 853-874.
- Knipper, A. & Ricou, L. E., 1986- Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics*, 123, P. 213- 40.
- Kostopoulos, D. K. & Murton, B. J., 1992- Origin and Distribution of Components in Boninite Genesis: Significance of the OIB Component. In: Parson, L.M., Murton, B.J., Browning, P. (Eds.), *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. Geological Society of London Special Publication, 60. Blackwell, Oxford, p. 133-154.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandaino, J. A., Marsch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y., 1997- Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- McCall, G. J. H., 1985- Area Report. East Iran Project, Area No. 1, Report no. 57.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15: 517-531.
- McCall, G. J. H., 2002- A Summary of the Geology of the Iranian Makran. In: Clift, P.D., Kroon, D., Gaedicke, C., Craig, J. (Eds.), *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*. Geological Society of London Special Publication, 195. Blackwell, Oxford, p. 147-204.
- McCall, G. J. H., 2003- A Critiqu of the analogy between Archean and Phanerozoic tectonic based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plat Convergent zone in the Makran, Iran.
- McKenzie, D. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of Rare Earth Element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. & Moghadam, H. S., 2010- Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, central Iran. *Journal of Geodynamics* 49: 261-270.
- Meijer, A. & Reagan, M., 1981- Petrology and geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc: calcalkaline volcanism in an oceanic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77: 337-354.
- Mittwede, S. K. & Schandle, S., 1992- Rodingites from the southern Appalachian Piedmont, South Carolina, USA. *Eur. J. Mineral.* 4, 7 -16.
- Miyashiro, A., 1973- The Troodos complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet Sci Lett* 19:218-224
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R. & Cotten, J., 1995- Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia). *Geology* 23, 851-854.
- Morishita, T., Arai, S. & Tamura, A., 2003- Petrology of an apatite-rich layer in the Finero phlogopite-peridotite, Italian Western Alps; implications for evolution of a metasomatising agent. *Lithos* 69, 37-49.
- Morishita, T., Dilek, Y., Shallo, M., Tamura, A. & Arai, S., 2010- Insight into the uppermost mantle section of a maturing arc: The Eastern Mirdita ophiolite, Albania. (*Lithos*). doi:10.1016/j.lithos.2010.10.003.
- 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.
- Ohara, Y., Stern, R., Ishii, T., Yurimoto, H. & Yamazaki, T., 2002- Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 1-18.
- Parkinson, I. J. & Pearce, J. A., 1998- Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125) : evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology* 39: 1577-1618.
- Parlak, O., Höck, V. & Delaloye, M., 2002- The suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos* 65: 205-224.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. & 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.
- Pearce J. A. & Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Pritchard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geol Soc Lond Spec Publ 76: 373-403.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33-47.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. & 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.

- Pearce, J. A., Lippard, S. S. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London Special Publication 16*: 77-94.
- Pearce, J. A., Van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Parkinson, I. J. & Peate, D. W., 1992- Boninite and harzburgite from ODP Leg 125 (Bonin–Mariana forearc): a Case Study of Magma Genesis During the Initial Stages of Subduction. In: Freyer, P., Stokking, L.B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results 125*: 623–659.
- Proenza, J., 1999- Uvarovite in Podiform Chromitite: The Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba. *The Canadian Mineralogist* 37: 679–690.
- Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S. H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B. B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J. I., Peater, D. W., Rowe, M. C. & Woods, M., 2010- Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin- Mariana system. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q03X12. doi:10.1029/2009GC002871.
- Ricou, L. E., 1971- Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique*, XIII, Paris, 327–350.
- Robinson, P. T., Melson, W. G., O’Hearn, T. & Schmincke, H. U., 1983- Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 11:400–404
- Saccani, E., Beccaluva, L., Coltorti, M. & Siena, F., 2004- Petrogenesis and tectonomagmatic significance of the Albanide-Hellenide Subpelagonian ophiolites. *Ofioliti* 29: 77-95.
- Saccani, E., Photiades, A. & Beccaluva, L., 2008- Petrogenesis and tectonic significance of IAT magma-types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). *Lithos* 104, 71-84.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran) : Implication for the evolution of the Sistan Ocean . *Lithos* 117, 209-228.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. & Hsu, K. J., 1988- The Tethyside orogenic collage. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Tethys*. Geological Society and Oxford University Press, Special Publication of the Geological Society No. 37: 119–181.
- Seyler, M., Cannat, M. & Mével, C., 2003- Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68°E). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 9101. doi:10.1029/2002GC000305.
- Seyler, M., Loarn, J. P., Dick, H. J. B. & Drouin, M., 2007- Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15° 20’N: ODP Hole 1274A. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 303-319.
- Shaker Ardakani, A. R., Arvin, M., Oberhansli, R., Mocek, B. & Moeinzadeh, S. H., 2009- Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, southeastern Kerman, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 20(2): 139-151.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2 2000GC000080, ISSN: 1525-2027.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publications 42: 313–345.
- Tamura, A., Arai, S., Ishimaru, S. & Andal, E. S., 2008- Petrology and geochemistry of peridotites from IODP Site U1309 at Atlantis Massif, MAR 30°N: micro- and macroscale melt penetrations into peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: 491-509.
- Workman, R. K. & Hart, S. R., 2005- Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231: 53–72.
- Zanetti, A., D’Antonio, M., Spadea, P., Raffone, N., Vannucci, R. & Brugeir, O., 2006- Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc. *Ofioliti* 31: 189-206.