

## پترولوژی توده‌های الترامافیک-مافیک منطقه ماسوله، استان گیلان

مرتضی خلعت‌بری جعفری<sup>۱\*</sup>، زهرا لشنی<sup>۲</sup>، جعفر عمرانی<sup>۳</sup>

۱- استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور

۲- کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور

۳- استادیار سازمان زمین‌شناسی کشور، مدیریت آزمایشگاه

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۳/۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۰

### چکیده

سه توده کوچک با ترکیب الترامافیک-مافیک رخنمون یافته در حوالی روستاهای چپول، زودل و گیلونده‌رود در منطقه ماسوله، جنوب باختری فومن (استان گیلان) در این مقاله مطالعه شدند. این توده‌ها ترکیب الیوین و بستریت، و بستریت، لرزولیت، الیوین گابرو، هورنبلند گابرو و گابرو داشته و توسط دایک‌های میکروگابرویی-دیابازی و دایک-رگه‌های کوارتزموئزودیوریتی و میکروگرانیتی قطع شده‌اند. روند تبلور کانی‌ها در این توده‌ها به صورت: الیوین - پلاژیوکلاز - کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن - هورنبلند - بیوتیت است که مشابه روند تبلور در حجره‌های ماگمایی بسته در پشته‌های میان اقیانوسی است، اما وجود بافت هترادکومولایی و کانی‌های آبدار مانند هورنبلند و بیوتیت نشان از تبلور در حجره‌های ماگمایی باز، مشابه مناطق کمانی را دارد. وجود میکرو آنکلاو هارزبورژی و گزنوکریست گارنت در گابروها نشان از منشاء گوشته‌ای آنها دارد. در نمودارهای تمایز ماهیت ماگمایی، بیشتر نمونه‌ها ترکیب تولئیتی داشته و در نمودارهای تکنونوماگمایی در قلمروهای کمانی جای گرفته‌اند. الگوهای نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک و تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با ماگماتیسم مناطق فرورانش است. بنظر می‌رسد که ماگمای مادر به احتمال حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بوده و تحت تاثیر ترکیبات فرورانش برخاسته از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی و دیاپیرهای گوشته‌ای بوده است و در حجره ماگمایی کم عمق تفریق یافته است. با توجه به کوچک-متوسط بودن ابعاد توده‌های مورد مطالعه، نبود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا و سرپانتینیت، وجود کانی‌های آبدار، و همبری مشخص بین بخش‌های الترامافیک و مافیک، می‌توان توده‌های الترامافیک-مافیک منطقه ماسوله را با توده‌های کوهزایی نوع آلاسکایی مقایسه نمود.

**واژه‌های کلیدی:** پترولوژی، توده الترامافیک-مافیک، ماسوله، گیلان.

## مقدمه

توده‌های الترامافیک-مافیک با رخنمون متوسط-کوچک در حوالی روستاهای زودل، چپول، گیلونده رود در منطقه ماسوله، در جنوب باختری شهر فومن، در استان گیلان برونزد دارند. این توده‌ها در نقشه زمین-شناسی بندر انزلی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ بندر انزلی (نظری و همکاران، ۱۳۸۴) رخنمون یافته‌اند. در این نقشه‌ها، این توده‌ها بخشی از کمپلکس دگرگون شده اسالم-شاندومن معرفی شده و تشکیل این کمپلکس به رخداد کوهزایی پرکامبرین بالایی-پالئوزوئیک زیرین نسبت داده شده است. توده‌های الترامافیک-مافیک در پوسته‌های اقیانوسی قدیمی-افیولیت‌ها جایگاه ویژه‌ای دارند (وینتر، ۲۰۰۱)، همچنین شناخت جایگاه این سنگ‌ها در توده‌های لایه‌ای بزرگ مقیاس مانند بوشولد و اسکارگاد، در سری‌های کوهزایی آلپی، نوع آلاسکایی و همچنین در پاره‌ای از مناطق ریفتی قاره‌ای قدیمی (وینتر، ۲۰۱۴؛ ژیل، ۲۰۱۰) با اهمیت بوده است. علیرغم انتشار نقشه‌های زمین‌شناسی، نبود مطالعات پترولوژی از سه توده الترامافیک-مافیک چپول، زودل و گیله و ندرود با اتکا بر طیف کاملی از عناصر اصلی و کمیاب محسوس می‌نمود. در چهارچوب این هدف، در این مقاله نتایج مطالعات پترولوژی از توده‌های مورد نظر معرفی شده است.

## مواد و روش‌ها

پس از مطالعات مقدماتی و جمع‌آوری پیشینه مطالعاتی شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای آستر و اسپات، برداشت صحرائی در تابستان سال ۱۳۹۱ طی ۱۰ روز انجام شد. در این راستا، نمونه‌برداری سیستماتیک از توده‌های الترامافیک-مافیک چپول، زودل، گیلونده رود انجام و

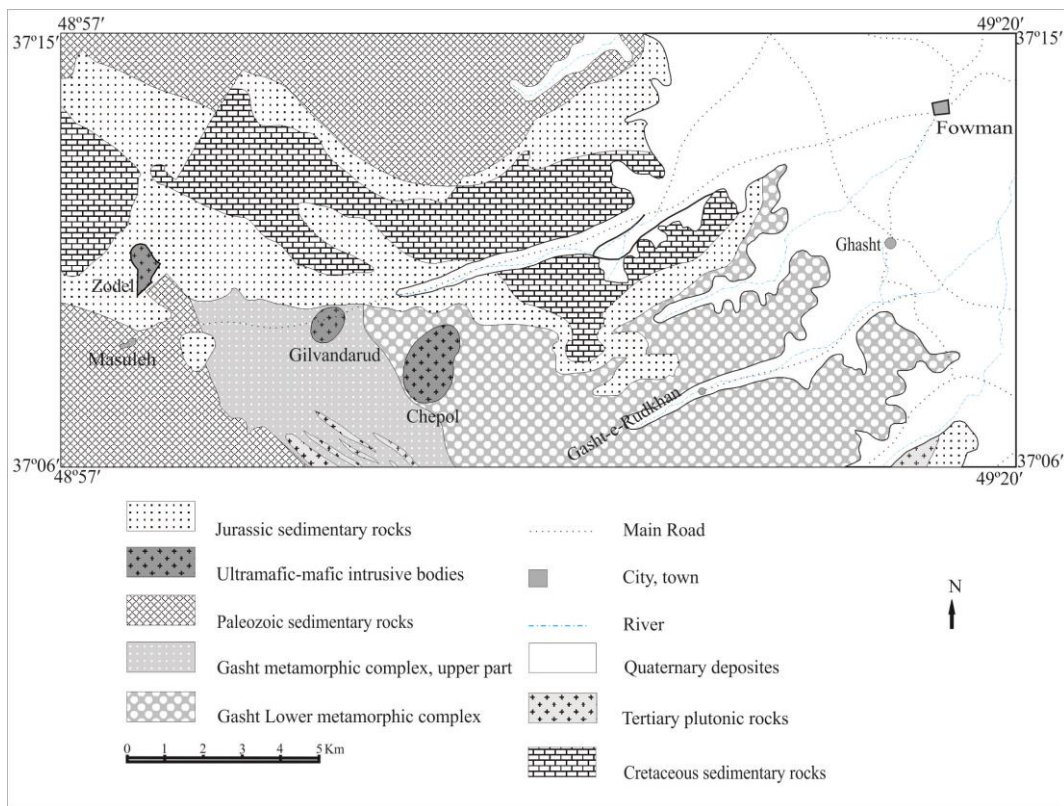
تعداد ۵۱ نمونه سنگی برداشت شدند. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعات سنگ‌نگاری، تعداد ۱۴ نمونه انتخاب و جهت انجام آنالیزهای شیمیایی (به روش XRF جهت اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و به روش ICP-Mass spectrometry جهت اندازه-گیری عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) به آزمایشگاه آکادمی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال شدند که نتایج آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. پس از پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای Petrograph, GCDKit و Igpet، نمودارها در نرم افزار Corel Draw بازترسیم شدند. نتایج این بررسی‌ها در این مقاله به بحث گذاشته شدند.

## نتایج

زمین‌شناسی: توده‌های مورد مطالعه در محدوده‌ای با طول‌های جغرافیایی ۵۷ °۴۸ تا ۲۰ °۴۹ و عرض‌های جغرافیایی ۰۶ °۳۷ تا ۱۵ °۳۷ پراکنده‌اند (شکل ۱) که طبق تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸)، در قلمروی البرز شمالی واقع شده‌اند. شکل ۱، نقشه ساده شده از محدوده و پراکندگی توده‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد که برگرفته از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ بندر انزلی (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵) است. قدیمی‌ترین واحدها در محدوده مورد مطالعه به سنگ‌های کمپلکس دگرگونی گشت تعلق دارد که سری‌های رسوبی پالئوزوئیک به‌صورتی دگرشیب بر روی آن‌ها نهشته شده‌اند. سری‌های رسوبی مزوزوئیک مانند ماسه‌سنگ، شیل و سنگ آهک ژوراسیک و سنگ آهک کرتاسه و توده‌های نفوذی ترشیری از دیگر واحدهای رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه‌اند. طبق نقشه ساده شده در شکل ۱، توده‌های

زودل را قطع و دایک‌های دیابازی هر سه توده را قطع نموده‌اند. رگه‌ها و رگچه‌های میکروگرانیتی و کوارتز-فلدسپاتیک نیز توده گیلونده‌رود را قطع نموده‌اند. توده چپول ترکیب الیوین و بستریت، و بستریت، الیوین گابرو و گابرو داشته و در همبری با پوشش گیاهی و خاکزایی شدید، توسط سنگ‌های دگرگونی کمپلکس گشت بالایی دربرگرفته شده است. این سنگ‌های دگرگونی در جنوب باختری روستای چپول دربردارنده سیلت سنگ و ماسه سنگ دگرگونه و فیلیت هستند و علیرغم پوشش گیاهی و خاکزایی شدید در اطراف توده، آثار دگرسانی ناشی از نفوذ توده چپول در آن‌ها واضح است. همچنین مطالعات پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی گشت بالایی در اطراف توده چپول، نشان از تبلور دوباره سیلت سنگ و ماسه‌سنگ دگرگونه و تشکیل کانی‌های پراکنده ولی ریز و تازه شکل یافته بیوتیت را دارد که شاید بتوان حدس زد که سنگ‌های دگرگونه قدیمی موجود در حاشیه توده چپول، دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس را متحمل شده‌اند.

الترامافیک-مافیک مورد مطالعه، سنگ‌های دگرگونی کمپلکس گشت بالایی و سری‌های ژوراسیک را قطع نموده‌اند. در رابطه با پیشینه مطالعاتی مرتبط با توده‌های مورد مطالعه، می‌توان به رساله کارشناسی ارشد حسن زاده استخر بیجاری (۱۳۷۶) اشاره کرد که توده چپول را جوان‌تر از ژوراسیک بالایی با ترکیب ورلیت-دیوریت با ویژگی‌های قاره‌ای دانسته است. کوثری (۱۳۸۴) در رساله کارشناسی ارشد، توده زودل را از یک منشأ گوشته‌ای تهی شده دانسته که در یک محیط قاره‌ای شکل گرفته‌اند. این توده‌ها در دل درختان انبوه در جنوب خاوری فومن آرمیده‌اند. به-دلیل خاکزایی شدید و پوشش گیاهی انبوه، مشاهده همبری این توده‌ها با سنگ‌های اطراف اغلب ممکن نیست و اظهار نظر در رابطه با همبری این توده‌ها با واحدهای زمین‌شناسی اطراف، اغلب بر پایه حدس و گمان است تا دلایل عینی. در میان سه توده مورد مطالعه، توده‌های چپول و گیلونده‌رود بیشتر دارای ترکیب الترامافیک (شکل ۲ الف) و توده زودل بیشتر ترکیب مافیک (شکل ۲ ب، پ و ت) دارند. دایک‌های کوارتزمونوزودیوریتی و دایک‌های میکروگابروی، توده



شکل ۱: نقشه ساده شده محدوده مورد مطالعه همراه با تغییرات، برگرفته شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ بندر انزلی (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵) که موقعیت توده‌های الترامافیک-مافیک چیپول، زودل و گیلونده‌رود نشان داده شده است.

حجره ماگمایی تراوا و باز نسبت داد (هانتز، ۱۹۹۶). بلوک‌های بزرگ از گابرو لایه‌ای با همبندی تدریجی در درون ملاگابرو یافت می‌شوند که می‌توان با جریان-های همرفتی و کنده شدن بخش‌های تبلور یافته در کف حجره ماگمایی توجیه نمود (هانتز، ۱۹۹۶). در خاور توده زودل و در یک همبندی همراه با پوشش گیاهی انبوه، نهشته‌های کنگلومرا رخنمون دارند که نظری و همکاران (۱۳۸۴) آن‌ها را به ژوراسیک نسبت داده‌اند. در این کنگلومرا، قله‌های الترامافیک-مافیک از توده‌های مورد مطالعه یافت نشد، بنابراین شاید سن بعد از ژوراسیک این توده‌ها نیز قابل بحث و مطرح شدن است.

توده زودل از تناوبی از الیوین گابرو، گابرو لایه‌ای، هورنبلند گابرو و گابرو تشکیل شده است. گابرو لایه-ای و الیوین گابرو هر کدام در سه افق تکرار شده‌اند و گابرو در بالاترین افق آن دیده می‌شود. قرارگیری گابروی معمولی در بالاترین افق از توده مافیک زودل را شاید بتوان به عنوان شاهد صحرایی تفریق ماگمایی تعبیر نمود. گابرو لایه‌ای (شکل ۲ پ و ت) نیز در توده زودل در دو افق دیده می‌شود که می‌توان با ته-نشست ثقلی و جهت‌یافتگی کانی‌ها در اثر حرکت در درون حجره ماگمایی در هنگام تبلور توجیه نمود (هانتز، ۱۹۹۶). وجود افق‌هایی از الیوین گابرو (شکل ۲ ب) و نوارهای نازک پیروکسنیت در درون گابرو را شاید بتوان به تراوش ماگمای بازیک در درون یک





شکل ۲: الف) باندهای نازک پیروکسنیت درون لرزولیت توده چپول، ب) رخنمون گابرو و الیونین گابرو در توده زودل، جهت تصویر رو به شمال، پ) لایه بندی نازک درون گابرو لایه‌ای توده زودل، ت) نمایی نزدیک از لایه بندی نازک در گابرو لایه‌ای، ث) دایک دیابازی که بخش الترامافیک (الیونین وبستریت-وبستریت) توده گیلونده رود را قطع نموده است. جهت تصویر رو به شمال باختر، ج) رگچه‌های کوارتز فلدسیاتیک و میکروگرانییتی که بخش الترامافیک توده گیلونده رود را قطع نموده‌اند جهت تصویر رو به شمال.

تکتونیکي بالا آمده‌اند و به این دلیل نتوان قلوه‌های الترامافیک-مافیک را در درون کنگلومرای مورد بحث یافت. بنابراین تا تعیین سن ایزوتوپی از توده‌های مورد بحث، سن آن‌ها همچنان به‌عنوان یک معما باقی

بدریل پوشش جنگلی و نبود همبری مشخص بین واحدهای زمین‌شناسی، بطور یقین نمی‌توان گفت که این توده‌ها، سری‌های رسوبی پرمین-مزوزوئیک را قطع نموده‌اند. شاید این توده‌ها در محدوده یک پنجره

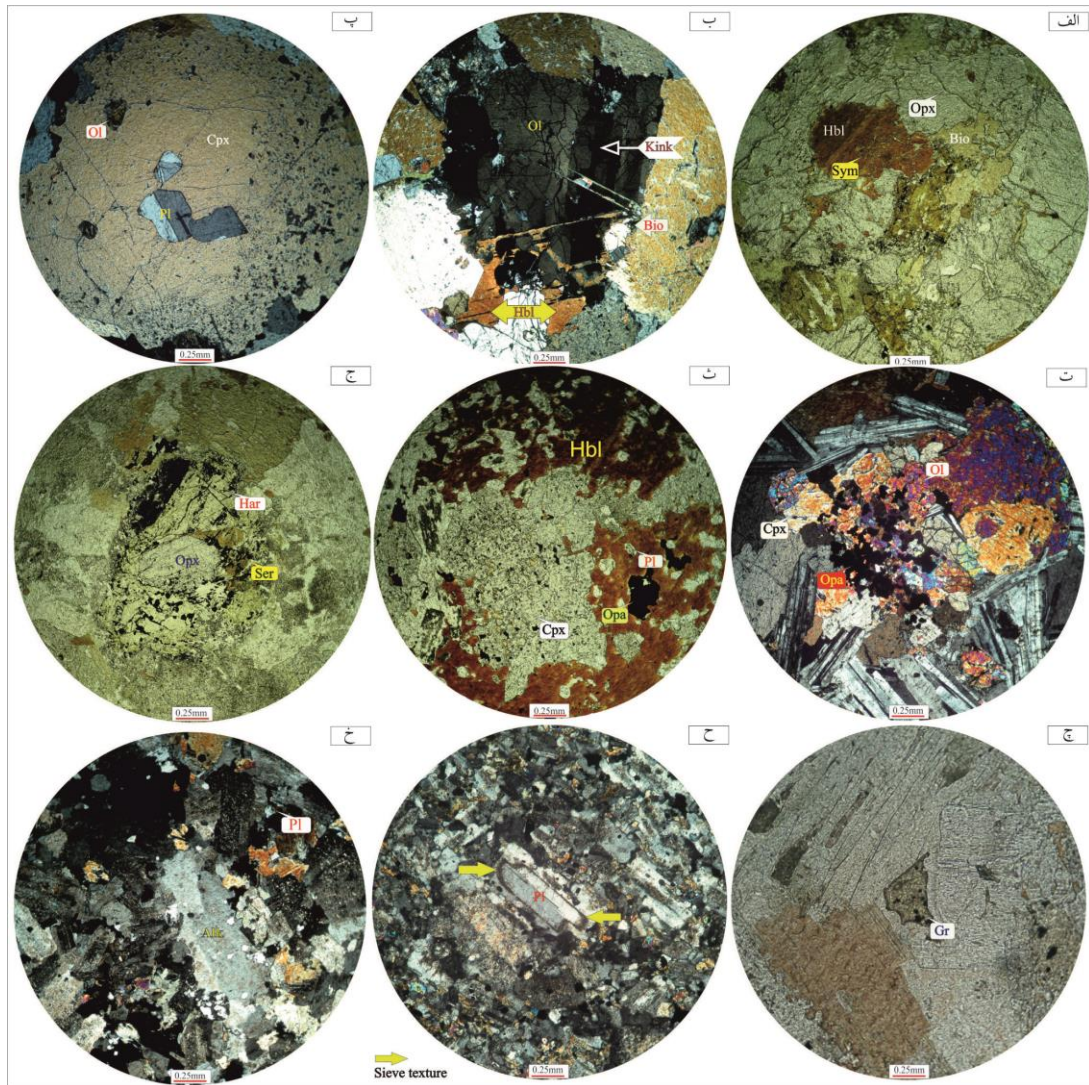
از نوع باز بوده است. در نتیجه، بلورهای کومولوس الیوین، پلاژیوکلاز (شکل ۳ پ) و پیروکسن (شکل ۳ ث) توسط هورنبلند و بیوتیت دربرگرفته شده‌اند. بلورهای الیوین در الیوین‌گابروهای توده چپول ساختار داخلی کینک باند (شکل ۳ ب) دارند که می‌توان با خروج مایع بین کانی‌های کومولایی و فشردگی کانی‌های کومولوس در جریان دگرشکلی ویسکوز توجیه نمود (مک بیرنی و هانتر، ۱۹۹۵). در الیوین گابروی زودل، تجمع‌های کومولایی از کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و کدر دیده می‌شوند که مرتبط با ته‌نشست این کانی‌ها در کف حجره ماگمایی است که بعداً توسط جریان‌های همرفتی درون حجره ماگمایی در افق‌های بالاتر جای گرفته‌اند (شکل ۳ ت). میکروآنکلاوهایی از نوع هارزبورژیت (شکل ۳ ج) و گزنوکریست‌های گارنت (شکل ۳ چ) در الیوین‌گابروی زودل یافت شدند. میکروآنکلاو هارزبورژیتی از فنوکلاست ارتوپیروکسن در خمیره‌ای از الیوین سرپانتینی شده تشکیل شده است. شاید بتوان میکروآنکلاوهای هارزبورژیتی را به‌عنوان باقیمانده‌ای از منبع گوشته‌ای در نظر گرفت که ماگمای سازنده سنگ‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه از ذوب بخشی آن‌ها بوجود آمده، اما این میکروآنکلاوها از ذوب بخشی مصون مانده‌اند. حضور گزنوکریست‌های گارنت به احتمال نشان‌گر این است که ماگمای میزبان بدون توقف از گوشته به حجره ماگمایی در عمق کم از سطح زمین رسیده است (هانتر، ۱۹۹۶). کوارتز مونوزودیوریت دارای بافت پورفیریتیک با خمیره میکروکریستالین است. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز فوکریست اصلی است که دارای بافت غربالی است (شکل ۳ ح). میکروگرانیت نیز دارای بافت پورفیریتیک با خمیره میکروکریستالین بوده و

خواهد ماند. توده گیلونده‌رود از الیوین وبستریت-لرزولیت در سه افق و ملاگابرو-گابرو در دو افق تشکیل شده است. همانند توده زودل، گابرو در بالاترین افق دیده می‌شود که شاید بتوان به عنوان شاهد صحرائی از تفریق ماگمایی در این توده تلقی نمود. دایک‌های دیابازی (شکل ۲ ث)، رگچه‌های پگماتیت گابرو بیوتیت‌دار، میکروگرانیتی و کوارتز فلدسپاتیک (شکل ۲ ج) نیز توده گیلونده‌رود را قطع نموده‌اند. می‌توان گفت که اصلی‌ترین ترکیب توده گیلونده‌رود، الیوین‌وبستریت-لرزولیت است که در دو سوی باختری و خاوری توده رخنمون یافته‌اند. در نمونه‌های دستی سنگ‌های الترامافیک توده‌های چپول و گیلونده‌رود، کانی‌های آبدار مانند هورنبلند و بیوتیت فراوان است. دگرشکلی‌های گوشته‌ای نیز که در پریدوتیت‌های افیولیتی فراوان است، در سنگ‌های الترامافیک مورد مطالعه مشاهده نشد.

پتروگرافی: از نظر پتروگرافی، سنگ‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه دارای بافت‌های میکروسکوپی گرانولار درشت بلور (شکل ۳ الف، ب و پ)، هترادکومولایی (شکل ۳ ث) و بافت‌های فرعی سیمپلکتیت (شکل ۳ الف)، پوئی‌کلیتیک و افیتیک (شکل ۳ پ) است. بافت کومولایی در گابرو حاصل بسته‌بندی و انباشتگی بلورها طی فرایند فشردگی است (هانتر، ۱۹۹۶؛ خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۲۰۱۳). پلاژیوکلاز در ملاگابروها ترکیب در حد لابرادوریت-آنورتیت دارد. این کانی‌ها درشت بوده و اغلب منطقه‌بندی نوسانی یا منقطع دارند که نشان از عدم تعادل درحجره ماگمایی دارد. نشانه‌های عدم تعادل در پلاژیوکلاز و ظهور بافت هترادکومولایی را می‌توان به تراوش ماگمای بازیک در درون حجره ماگمایی در حال تبلور و تفریق نسبت داد. می‌توان گفت که حجره ماگمایی، دارای تراوایی بالا و سیستم



پلاژیوکلاز و الکالی فلدسپار در آن بشدت کائولینیتی شده است (شکل ۳ خ).



شکل ۳: الف) الیوین وبستریت- لرزولیت از توده چپول که دارای هورنبلند و بیوتیت است (4X-PPL). ب) الیوین گابروی توده چپول که الیوین دارای ساختار کینک باند است. هورنبلند و بیوتیت نیز دیده می‌شوند (4X-XPL). پ) ادخال‌های الیوین و پلاژیوکلاز در درون کلینوپیروکسن در بخش الیوین گابروی توده چپول (10X-XPL). ت) تجمع‌های کومولایی از کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های کدر در الیوین گابروی توده چپول (4X-XPL). ث) بافت هتراد کومولا در هورنبلند گابروی توده چپول که هورنبلند بلورهای کلینوپیروکسن، کدر و پلاژیوکلاز را دربر گرفته است (4X-PPL). ج) میکروآنکلاو هارزبورژیت در ملاگابروی توده زودل که دربردارنده فنوکلاست ارتوپیروکسن در خمیره‌ای از سرپانتینیت است (4X-PPL). چ) گزنوکریست گارنت در ملاگابرو توده زودل (10X-PPL). ح) بافت غربالی در پلاژیوکلاز دایک کوارتزومنزودیوریتی که توده زودل را قطع نموده است (10X-XPL). خ) میکروگرانیت که بخش الترامافیک- مافیک توده گیلونده رود را قطع نموده است (4X-XPL).

پنتلاندیت هستند. در پشته‌های میان اقیانوسی، به دلیل فشار کمتر حاکم بر حجره ماگمایی، پلاژیوکلاز زودتر از پیروکسن متبلور می‌شود. شاید دلیل تبلور پلاژیوکلاز پیش از کلینوپیروکسن در توده‌های مورد مطالعه، تبلور آن‌ها در حجره‌های ماگمایی با عمق کم است. فرضی که اثبات آن نیاز به داده‌های ترموبارومتري نیز دارد.

ژئوشیمی: نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های برداشته شده، در جدول ۱ آورده شد. تفسیر و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی ناشی از ترسیم نمودارهای انتخابی در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرد. در شکل ۴ الف، نامگذاری ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه را بر اساس نسبت  $SiO_2$  به  $Na_2O+K_2O$  را در نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶) نشان داده است. در این نمودار، سنگ‌های الترامافیک-مافیک توده‌های چپول، زودل و گیلونده‌رود در قلمروهای معادل آتشفشانی بازالت، پیکروبازالت، بازالتیک تراکی آندزیت پراکنده شده‌اند.

مشابهت‌ها و تفاوت‌هایی مابین نوع حجره ماگمایی و روند تبلور که توده‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه تشکیل شده‌اند و سنگ‌های با ترکیب مشابه در پشته‌های میان اقیانوسی دیده می‌شود. به دلیل حضور بافت هترادکومولا در سنگ‌های الترامافیک-مافیک و بافت آدکومولا در سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه که نشان از حجره ماگمایی باز و تراوا را دارد، مشکل بتوان تشکیل این سنگ‌ها را با حجره‌های ماگمایی بسته در پشته‌های میان اقیانوسی مقایسه نمود (ژوتو و موری، ۲۰۰۹). در مقابل، روند تبلور کانی‌ها در توده‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه به صورت: الیون-پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن+ارئوپیروکسن-هورنبلند-بیوتیت است که مشابه روند تبلور در پشته‌های میان اقیانوسی است (پرلاک و همکاران، ۱۹۹۶؛ پرلاک و همکاران، ۲۰۰۲؛ پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). مطالعه مقاطع صیقلی نشان می‌دهد که بخشی از کانی‌های کدر در مقاطع میکروسکوپی، از نوع پیریت، کالکوپیریت و

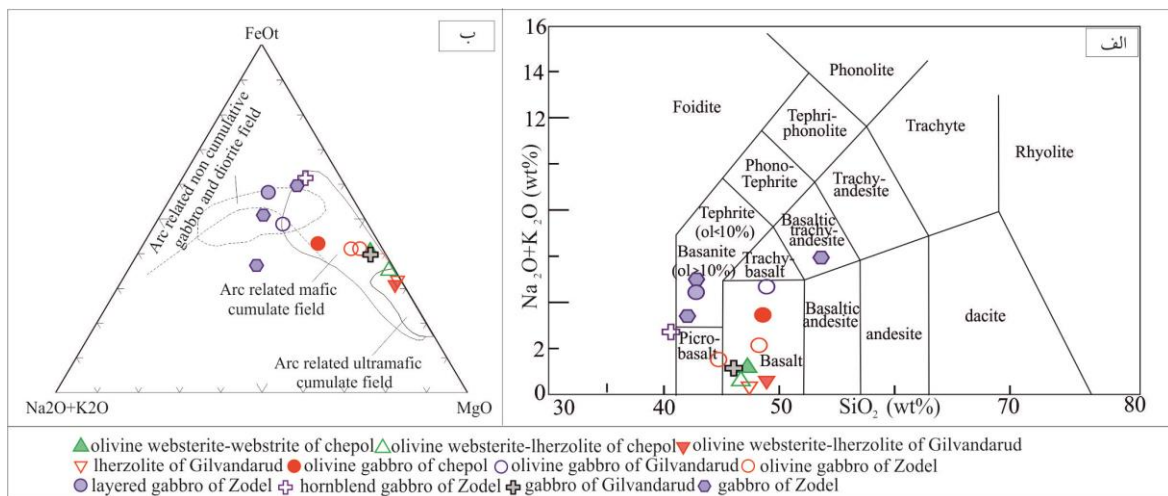
جدول ۱: ترکیب اکسیدهای اصلی به روش XRF بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر حسب (ppm) که در آزمایشگاه انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک شهر پکن، کشور چین آنالیز شده‌اند.

R.Code	Sh1	Sh11	Sh13	Sh15	Sh16	Sh19	Sh22	Sh32	Sh41	Sh44	Sh47a	Sh5	Sh7	Sh9
SiO <sub>2</sub>	46.81	40.35	41.74	42.5	42.47	53	47.79	44.37	48.43	45.65	46.97	48.44	46.25	48.11
TiO <sub>2</sub>	0.64	3.38	3.22	1.83	2.51	1.02	0.74	0.45	0.65	0.58	0.33	1.34	0.4	0.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.09	10.73	12.69	21.5	19.32	16.3	7.91	10.84	3.43	6.97	2.09	14.78	2.74	14.32
MnO	0.26	0.28	0.22	0.1	0.15	0.14	0.22	0.21	0.14	0.2	0.18	0.18	0.19	0.16
MgO	17.64	9.17	8.21	5.07	5.05	5.41	13.74	13.82	16.38	16	20.43	6.88	19.12	9.55
CaO	12.55	11.51	10.94	10.2	10.21	9.27	13.19	13.71	19.04	14.92	16.29	10.76	15.42	12
Na <sub>2</sub> O	0.29	1.5	1.69	1.17	2.01	5.27	1.14	0.73	0.34	0.59	0.2	2.45	0.26	2.16
K <sub>2</sub> O	0.79	1.14	1.64	3.76	2.36	0.61	0.92	0.71	0.18	0.47	0.07	2.16	0.24	1.22



P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	1.41	0.4	0.09	0.25	0.33	0.18	0.05	0.02	0.09	0.02	0.38	0.03	0.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12.77	19.09	17.01	10.5	12.48	6.52	11.17	10.8	7.62	11.25	9.9	10.83	10.6	9.73
LOI	2.68	0.05	1.96	3.02	1.90	1.56	1.26	2.04	1.12	1.28	0.62	0.04	2.44	0.06
Total	98.78	98.77	99.85	99.91	99.21	99.63	98.38	97.84	97.44	98.11	97.30	98.32	97.85	88.57
Sc	53.3	40.4	43.6	20.6	26	17.7	59.4	62.7	86.4	52.4	64.2	33.9	62.6	42.2
V	223	552	585	466	353	140	265	238	251	244	208	296	211	306
Cr	1222	136	25	8.03	12.4	229	656	260	605	1080	1921	168	1373	391
Co	89.5	62.7	62.4	43.7	41.9	22.9	60.9	75	60.9	72.5	89.5	41.7	85.2	49.2
Ni	356	38.5	20.8	10.6	13	51.4	84.5	65.3	167	241	337	47.6	284	84.9
Cu	18.3	84.6	72	37	17.2	10.5	37.4	6.04	8.16	43.4	13.6	80.8	14.7	37.7
Zn	86.7	183	122	79.9	102	51.7	87.1	80.6	39.8	73.6	51.8	84.2	63.1	69
Rb	27.2	32.8	46.6	117	69.4	11.4	28	19	5.06	14.4	2.67	55.1	7.75	27
Sr	77.3	571	432	626	739	1126	204	294	60.1	264	55.4	615	42.3	617
Y	16.9	30.6	20.6	7.35	20.7	21.9	18.5	9.01	10.3	14	7.26	25.7	8.82	18.4
Cs	1.4	1.24	1.92	2.28	1.74	0.29	1.15	1.01	0.36	0.79	0.16	2.09	0.41	0.653
Ba	180	247	267	548	398	155	210	185	26.1	89.3	20.3	444	55.3	381
La	9.77	36.5	16.6	7.65	15.6	20.5	15.5	5.47	4.31	7.98	2.25	33.6	3.69	14.6
Ce	23	81.9	36.5	14.2	33.2	40.8	30.3	11	10.4	19.3	6.1	83.4	8.7	30.6
Pr	3.47	11.3	5.11	1.82	4.75	5.55	3.99	1.55	1.76	2.91	1.08	7.91	1.43	4.15
Nd	16.7	51.3	23.2	7.94	22	24.2	17.9	7.24	9.25	13.4	5.82	32.6	7.59	18.7
Sm	3.95	10.2	5.37	1.81	4.77	5.21	3.7	1.86	2.71	3.88	1.82	6.19	2.35	4.02
Eu	1.03	2.86	1.49	0.86	1.75	1.58	1.22	0.76	0.86	0.94	0.6	2.12	0.72	1.45
Gd	3.84	9.28	4.78	2.04	5.42	4.71	3.77	1.86	2.6	3.74	1.74	6.75	2.48	3.94
Tb	0.79	1.42	0.88	0.27	1.07	0.81	0.71	0.35	0.43	0.69	0.37	1.11	0.37	0.66
Dy	3.62	6.81	4.5	1.5	4.5	4.35	3.69	1.87	2.36	3.07	1.65	5.23	2.02	3.69
Ho	0.7	1.22	0.8	0.28	0.82	0.79	0.73	0.36	0.43	0.56	0.28	1.04	0.35	0.67
Er	1.82	2.92	2.09	0.74	2.04	2.27	1.87	0.9	1.05	1.45	0.78	2.66	0.89	1.78
Tm	0.3	0.42	0.32	0.11	0.31	0.39	0.31	0.13	0.14	0.22	0.11	0.41	0.13	0.31

Yb	1.88	2.23	1.64	0.68	1.6	2.32	1.89	0.9	0.97	1.22	0.7	2.53	0.76	1.72
Lu	0.25	0.31	0.25	0.1	0.24	0.35	0.27	0.12	0.13	0.17	0.1	0.37	0.11	0.24
Pb	1.83	7.64	4.89	7.94	4.07	7.97	3.41	6.92	1.74	5.06	0.59	6.26	3.74	2.84
Th	1.09	2.8	1.93	1.39	1.34	3.55	2.23	0.34	0.97	1.2	0.28	5.42	0.66	2.18
U	0.27	0.6	0.45	0.28	0.36	0.48	0.58	0.11	0.22	0.29	0.1	1.39	0.15	0.57
Nb	5.25	0.13	0.65	3.75	7.66	12.4	6.54	1.43	1.44	2.42	0.6	12.3	1.14	5.42
Ta	0.301	0.006	0.002	0.33	0.34	0.98	0.36	0.10	0.1	0.15	0.6	0.66	0.08	0.34
Zr	44.1	79.1	84.2	48.9	51.5	172	62.6	23.8	26.8	46.8	13	135	22.6	71.3
Hf	1.68	2.22	2.96	1.4	2.14	4.7	1.94	1.03	1.2	1.8	0.63	3.73	0.93	2.03



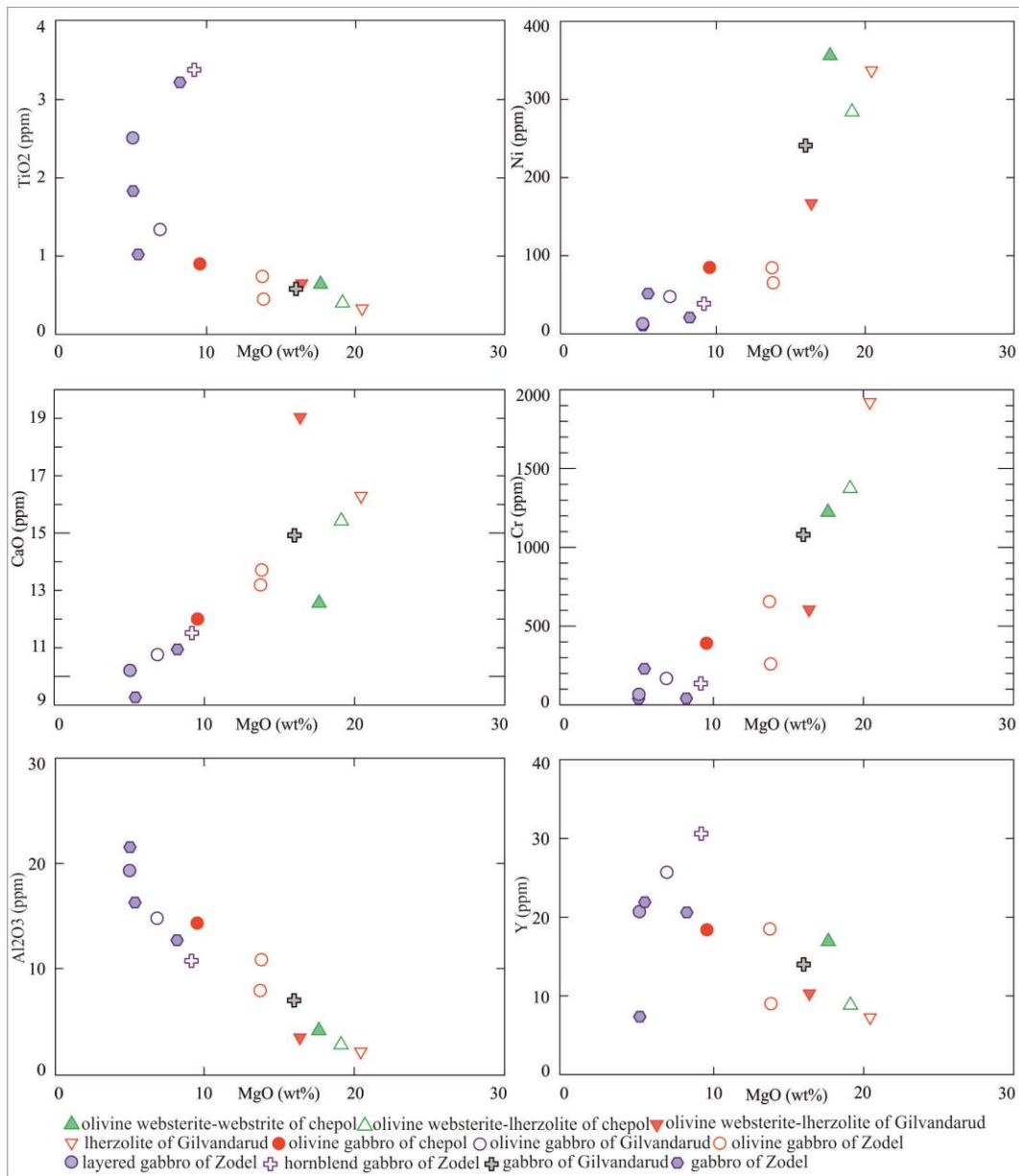
شکل ۴: الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) را نشان می‌دهد. ب) نمودار مثلی FeO-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-MgO به نقل از بئارد (۱۹۸۶) را نشان می‌دهد که سنگ‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه بیشتر در قلمروهای کمانی واقع شده‌اند. در این نمودار و به نقل از ایروین و باراگار (۱۹۷۱) اکثر نمونه‌ها در بالای خط چین کمانی شکل و در قلمروی تولیتی جای گرفته‌اند.

شکل ۵، نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی انتخابی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، CaO و TiO<sub>2</sub> نسبت به MgO نشان داده شده است. با کاهش مقدار MgO از سنگ‌های الترامافیک به سمت سنگ‌های مافیک، مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> افزایش یافته است که می‌توان به افزایش اکسید آلومینیوم در گابروها و به تبلور پلاژیوکلاز نسبت داد. روند این تغییرات کاملاً خطی است و می‌توان با تفریق

در شکل ۴ ب، در نمودار چندمنظوره بئارد (۱۹۸۶)، سنگ‌های الترامافیک در قلمروی کومولایی الترامافیک مربوط به کمان جای گرفته‌اند. تعدادی از گابروها در قلمروی گابرو و دیوریت غیر کومولایی ترسیم شده‌اند. در این نمودار و به نقل از ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، اکثر نمونه‌ها در بالای خط چین کمانی شکل و در قلمروی تولیتی جای گرفته‌اند.

هورنبلند گابرو،  $TiO_2$  دارای مقادیر بالاتری است و از روند عادی تغییرات  $TiO_2$  در سنگ‌های الترامافیک-مافیک تبعیت ننموده است. افزایش غیرعادی  $TiO_2$  در بعضی از گابروها شاید مرتبط با تاثیر پلوم‌های برخاسته از گوشته و یا عوامل دیگری غیر از تفریق ماگمایی بوده که در توصیف نمودارهای عنکبوتی بیشتر بدان پرداخته خواهد شد. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب انتخابی نسبت به  $MgO$  نیز موید تفریق ماگمایی است. مقدار  $Y$  در مقابل  $MgO$ ، از سنگ‌های الترامافیک به سمت مافیک روندی افزایشی را نشان می‌دهد. پراکندگی نقاط مربوط به گابروها توجیهی مانند روند پراکندگی نقاط در نمودار تغییرات  $TiO_2$  در مقابل  $MgO$  دارد. تغییرات  $Cr$  و  $Ni$  به  $MgO$  از سنگ‌های الترامافیک به سمت مافیک روندی کاهشی دارد که می‌توان با تبلور کانی‌های البوین و پیروکسن در سنگ‌های الترامافیک و کاهش تبلور این کانی‌ها در سنگ‌های مافیک توجیه نمود.

ماگمایی مرتبط دانست (ایوب اوقلو و همکاران، ۲۰۱۰). با افزایش روند تفریق در ماگما و با کاهش  $MgO$ ، مقدار  $CaO$  نیز کاهش یافته است. از آن‌جا که کلسیم در ترکیب پیروکسن کلسیم‌دار و پلاژیوکلاز کلسیک مشارکت می‌نماید (ایروین، ۱۹۷۱؛ هیملمبرگ و لونی، ۱۹۹۵؛ ایوب اوقلو، ۲۰۱۰)، بنابراین با پیشرفت تفریق و تبلور پیروکسن و پلاژیوکلاز، مقدار کلسیم در ماگمای باقی مانده کاهش می‌یابد. در سنگ‌های الترامافیک مورد مطالعه، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن همراه با البوین مشارکت گسترده‌ای دارند. بعلاوه هورنبلند و بیوتیت نیز دیده می‌شوند، بنابراین مقدار  $CaO$  در این سنگ‌ها بالاتر از سنگ‌های گابرویی است. روند تغییرات  $CaO$  نیز از سنگ‌های الترامافیک بسوی سنگ‌های گابرویی روندی خطی است که می‌توان با تفریق ماگمایی توجیه نمود. روند تغییرات  $TiO_2$  از سنگ‌های الترامافیک به سمت گابرو، ابتدا خطی و افزایشی است اما در گابرو و



شکل ۵: نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی انتخابی  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  و عناصر کمیاب انتخابی  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Y$  نسبت به  $MgO$  را در سنگ‌های الترامافیک-مافیک توده‌های چپول، زودل و گیلونده‌رود.

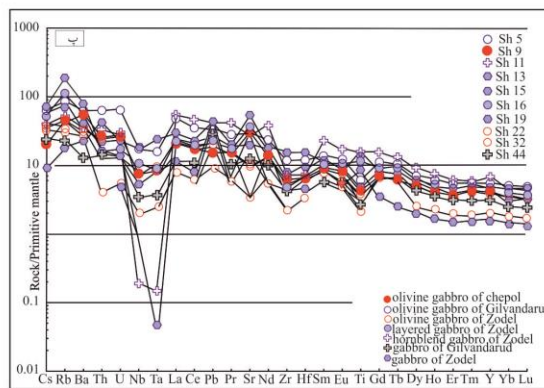
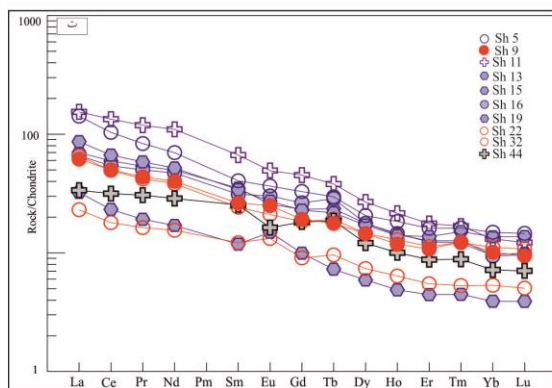
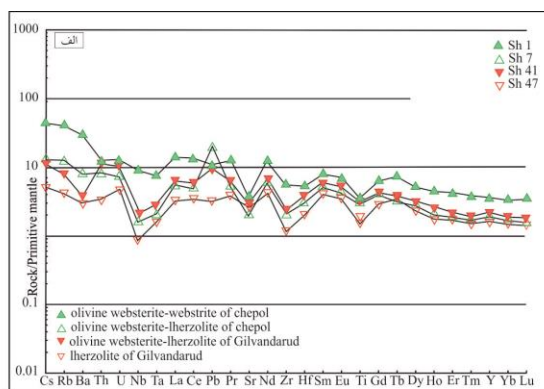
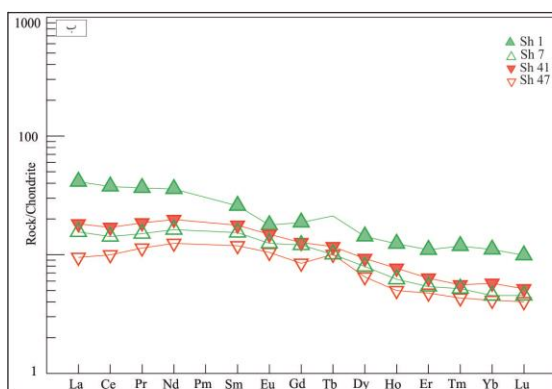
می‌دهند. چنین رفتاری در الگوهای به‌هنجار شده و ظهور کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول بخصوص در سنگ‌های الترامافیک، می‌تواند نقش ترکیبات فرورانش را در ژنز سنگ‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه نشان دهد (اوموری، ۱۹۹۸؛ مونتتر و همکاران، ۲۰۰۱؛ اولمر، ۲۰۰۱؛ سیسر و

شکل ۶ الف الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و شکل ۶ ب، الگوهای عناصر REE (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) از سنگ‌های الترامافیک را نشان داده است. در شکل ۶ الف، بیشتر این الگوها تهی شدگی عناصر  $Zr$  و  $Ti$ ،  $Nb$  را نشان



غنی‌شدگی از LILE در الگوهای سنگ‌های الترامافیک (شکل ۶ ب) می‌تواند نمایانگر درجه کم ذوب بخشی گوشته باشد. بعلاوه غنی‌شدگی این الگوها از LILE (شکل ۶ ب) را شاید بتوان به تبلور هیپرستن، هورنبلاند، زیرکن و حضور گارنت در سنگ منبع گوشته‌ای نسبت داد که شواهد کانی‌شناسی مرتبط نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده شدند.

همکاران، ۲۰۰۲؛ گرو و همکاران، ۲۰۰۶؛ هوری و همکاران، ۲۰۰۶؛ کلی و همکاران، ۲۰۰۶؛ ایوب‌اوقلو و همکاران، ۲۰۱۰؛ هاسیگاوا و همکاران، ۲۰۰۹؛ کوگیسو و همکاران، ۲۰۰۹؛ زاهو و اوتهانی، ۲۰۰۹). الگوهای عناصر نادر کمیاب به‌هنجار شده با مقادیر کندریت (سان و مکدونو، ۱۹۸۹)، غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب) که می‌تواند دلایل متعددی داشته باشد.



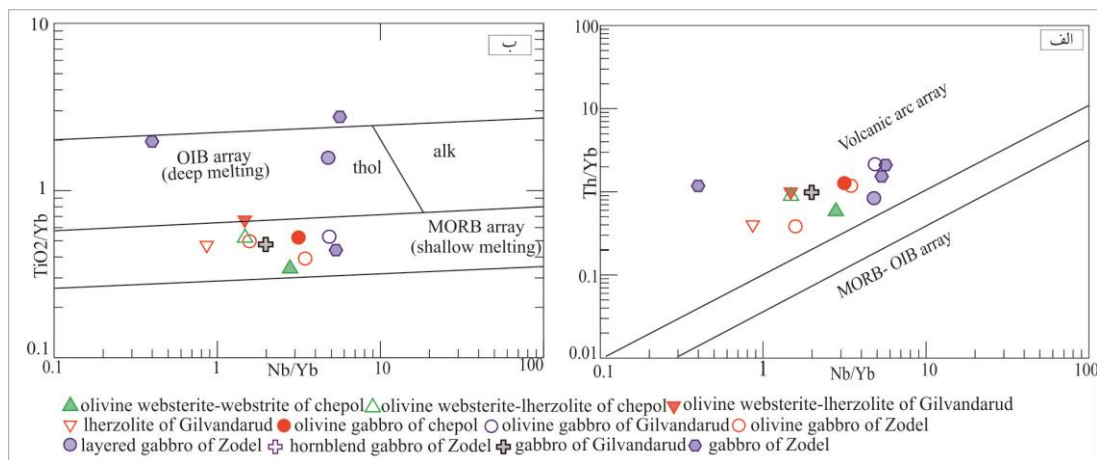
شکل ۶: الف) نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) و ب) الگوهای عناصر کمیاب خاکی به‌هنجار شده با مقادیر کندریت (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) برای توده‌های الترامافیک-مافیک محدوده ماسوله.

شکل ۶ پ، الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و شکل ۶ ت، الگوهای عناصر REE (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) از سنگ‌های مافیک را نشان داده است. بعضی از الگوهای سنگ-های مافیک از عناصر کمیاب خاکی سبک و عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ مانند Sr, Ba, Rb, Th (شکل ۶ پ) و La غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل

شکل ۶ پ، الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و شکل ۶ ت، الگوهای عناصر REE (سان و مکدونو، ۱۹۸۹) از سنگ‌های

مقاطع میکروسکوپی دیده شده‌اند. غنی‌شدگی در LILE و LREE در کنار تهی‌شدگی از عناصر نیوبیوم و تانتالیم (شکل ۶ پ)، شاید حاصل آزاد شدن سیالات و یا مذاب ناشی از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی و دخالت آنها در تکوین سنگ‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه بوده است (رینگوود، ۱۹۹۰؛ ژوتو و موری، ۲۰۰۹). بنابراین شاید بتوان گفت که ذوب بخشی گوه گوشته‌ای دلیل تشکیل ماگمای مادر توده‌های الترامافیک-مافیک محدوده ماسوله در بالای یک لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش بوده است. تشکیل این ماگما و سپس جایگیری آن در حجره ماگمایی در عمق کم از سطح زمین، متاثر از عواملی چون تفریق ماگمایی، تاثیر ترکیبات فرورانش (مانند مذاب برخاسته از لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش) و تاثیر احتمالی پلوم‌های گوشته‌ای بوده است.

۶ ت). این در حالی است که این الگوها، تهی‌شدگی ملایم تا شدید از عناصر HFSE مانند Nb و Ta و تهی‌شدگی ملایم از عناصر Zr و Ti دارند. الگوهای بعضی از سنگ‌های گابرویی توده زودل، دارای مرتبه غنی‌شدگی بالاتر از ۱۰۰ از عناصر نادر کمیاب سبک هستند و ویژگی‌های E-MORB و T-MORB را دارند. تشکیل چنین گابروهایی را شاید بتوان به تاثیر پلوم‌های گوشته‌ای نسبت داد که از بخش‌های ضعیف لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش به سمت بالا حرکت کرده و بر ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه تاثیر گذاشته‌اند. غنی‌شدگی خفیف Eu در برخی از الگوها (شکل ۶ پ)، انباشت پلاژیوکلاز و تشکیل هورنبلند را تأیید می‌نماید (ایوبوقلو و همکاران، ۲۰۱۰). مسطح بودن تقریبی الگوهای MREE و HREE نمونه‌های الترامافیک را می‌توان به تبلور هورنبلند در این نمونه‌ها نسبت داد که به فراوانی در



شکل ۷: نمودارهای تکتونوماگمایی انتخابی که بر اساس عناصر کمیاب (پیرس، ۲۰۰۸) ترسیم شده‌اند.

جزایر اقیانوسی از قلمروی کمان آتشفشانی تفکیک شده است، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمروی معادل کمان آتشفشانی واقع شده‌اند. در شکل ۷ ب که بر پایه مقادیر نسبت Nb/Yb به TiO<sub>2</sub>/Yb

شکل ۷ نمودارهای تکتونوماگمایی انتخابی پیشنهادی پیرس (۲۰۰۸) را نشان می‌دهد. در شکل ۷ الف که بر پایه مقادیر نسبت Nb/Yb به Th/Yb پیشنهاد شده است و قلمروی بازالت مورب-بازالت

پیشنهاد شده است و قلمروهای مورب و بازالت جزایر اقیانوسی تفکیک شده است. جز چند نمونه از گابرو که در قلمروی معادل بازالت جزایر اقیانوسی ترسیم شده‌اند، بقیه نمونه‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه در حیطه مورب واقع شده‌اند.

### نتیجه گیری

سه توده الترامافیک-مافیک چپول، زودل و گیلونده-رود رخنمون یافته در منطقه ماسوله از نوع توده‌های با ابعاد کوچک-متوسط بوده و دگرگونی ناحیه‌ای را متحمل نشده و ساختارهای برگ‌وارگی و خط‌وارگی نشان نمی‌دهند. بنابراین نمی‌توان آنها را جزیی از کمپلکس دگرگونی اسالم-شاندرمن بحساب آورد. ترکیب توده‌های مورد مطالعه عبارت از الیون-وبستریت-لرزولیت، الیون‌وبستریت-وبستریت، الیون‌گابرو، هورنبلندگابرو و گابرو است که توسط دایک‌ها و رگه‌های دیابازی-میکروگابرویی، کوارتزموئوزودیوریتی و میکروگرانیته قطع شده‌اند. با توجه به ابعاد متوسط-کوچک این توده‌ها، مقایسه توده‌های مورد مطالعه با توده‌های بزرگ مقیاس و لایه لایه الترامافیک-مافیک مانند کمپلکس بوشولد و اسکارگاد را دشوار می‌نماید. نبود توده‌های سرپانتینیتی و همچنین نبود سنگ‌های دگرگونه درجه پایین و شیست آبی همراه با این توده‌ها، امکان مقایسه این توده‌ها را با توده‌های الترامافیک-مافیک کوهزایی آلپی ناممکن می‌سازد. نمونه‌های الترامافیک مزبور فاقد دگرشکلی‌های گوشته‌ای است که در پریدوتیت‌های ماسیف‌های افیولیتی کم و بیش دیده می‌شوند. بعلاوه، وجود کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول قهوه‌ای رنگ که بوفور در نمونه‌های دستی سنگ‌های الترامافیک توده‌های چپول و گیلونده‌رود قابل شناسایی هستند،

انتساب توده‌های مورد مطالعه را به افیولیت‌ها با اشکال مواجه می‌سازد. با توجه به کوچک بودن این توده‌ها و اینکه می‌توان تغییرات را از الترامافیک-مافیک در این توده‌ها تعقیب نمود و سایر ویژگی‌های پتروگرافی مطرح در این نوشتار از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمانی آنها، شاید بتوان توده‌های الترامافیک-مافیک محدوده ماسوله را با توده‌های کوهزایی نوع آلاسکایی مقایسه نمود. مطالعات پتروگرافی نشان داد که کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های الترامافیک مورد مطالعه به فراوانی حضور دارند. این کانی‌ها، گاه به صورت اینترکومولوس، کانی‌های کومولوس مانند الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را دربرگرفته و بافت هترادکومولایی را تشکیل داده‌اند که نشان از تبلور در حجره ماگمایی باز و تراوا دارد و مشابه حجره‌های ماگمایی در مناطق کمانی است. از طرف دیگر روند تبلور در توده‌های الترامافیک-مافیک مورد مطالعه به صورت: الیون-پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن-هورنبلند-بیوتیت است که مشابه روند تبلور ماگماها در حجره‌های پشته‌های میان اقیانوسی است. بلورهای درشت الیون در الیون‌گابرو، ساختار داخلی کینک باند دارند که می‌توان به دگرشکلی ویسکوز توده‌های الترامافیک-مافیک با ویژگی‌های کم و بیش کومولایی نسبت داد. در الیون‌گابروی توده زودل، میکروآنکلاوهای هارزبورژیتی یافت شدند که شاید بقایایی از گوشته اولیه بوده‌اند که ماگمای سازنده توده‌های الترامافیک-مافیک از ذوب بخشی آن حاصل شده است. همچنین، گزنوکریست‌هایی از گارنت نیز مشاهده شدند که ممکن است بقایایی برجا مانده از ذوب بخشی گوشته بوده‌اند که از ذوب بخشی مصون مانده‌اند. بنظر می‌رسد که ماگمای بازالتی با آهن و منیزیم بالا که

فرورونده نموده که متاثر از ترکیبات فرورانش و پلوم-های گوشته‌ای بوده است. ماگمای مورد نظر در سطوح بالاتر و در عمق کم پوسته انباشته و سپس تفریق یافته است. وجود کانی‌های پراکنده مانند پیریت، کالکوپیریت و پنتلاندیت از کانی‌های سولفیدی نشان از پتانسیل این توده‌ها جهت پی-جویی‌های اقتصادی کانی‌های یاد شده و کانی‌های گروه پلاتینوئیدی را دارد.

سپاسگزاری: از آقایان دکتر حمید نظری مجری طرح کاسپین و دکتر خلیل بهار فیروزی و پژوهشکده علوم زمین در جهت به انجام رساندن این پژوهش قدردانی می‌شود. آقای عادل فرهادی نیز در برداشت روی زمین همکاری داشته‌اند که از ایشان نیز متشکریم.

ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نظری، ح.، عمرانی، ج.، شهیدی، ع.، سلامتی، ر. و موسوی، ع.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ بندر انزلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros, implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis: *Geology*, v. 14, p. 848-851.  
-Cesare, B., Rubatto, D., Hermann, J. and Barzi, L., 2002. Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates

حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بوده، سرعت در سطوح بالاتر در درون حجره‌های ماگمایی کم عمق انباشته شدند. فرایندی که سبب شده است تا گزنوکریست گارنت و میکروآنکلاو هارزبورژیته از ذوب مصون بمانند. در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به MgO، روند تفریق از سنگ‌های الترامافیک به مافیک به خوبی دیده می‌شود. در نمودارهای تکتونوماگمایی، سنگ‌های الترامافیک-مافیک در قلمروهای کمانی واقع شده‌اند. بعلاوه، الگوهای بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه و کندریت، تهی شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از LREE را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماتیسم مناطق کمانی است. شاید بتوان گفت که ذوب بخشی گوه گوشته‌ای، ایجاد ماگمای مادر بازالتی آهن و منیزیم بالا در بالای یک لیتوسفر اقیانوسی

## منابع

- حسن‌زاده استخر بیجاری، م.، ۱۳۷۶. بررسی پترولوژی سنگ‌های مافیک و الترامافیک ماسوله، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.  
-کوثری، ع.، ۱۳۸۴. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های مافیک و الترامافیک ماسوله، پایان‌نامه کارشناسی

of the SW Tauern window (Eastern Alps): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 142, p. 449-464.

-Clark, G.C., Davis, R.G., Hamzpour, B., Jones, C.R., Ghorashi, M., Hamdi, B. and Navaee, N., 1975. Geological map of Bandar-e-Anzali, Scale 1:250,000: Geological Survey of Iran, Report No/D3. Tehran, Iran, 198p.



- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B. and Sen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey: *Gondwana Research*, v. 18, p. 230-252.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and process, a practical guide*: Wiley-Blackwell, 428p.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W. and Medard, E., 2006. The influence of H<sub>2</sub>O on the mantle wedge melting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74-89.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Okada, T., Zhao, D., Matsuzawa, T. and Umino, N., 2009. Plate subduction and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations, an overview: *Gondwana Research*, v. 16, p. 370- 400.
- Hauri, E.H., Gaetani, G.A. and Green, T.H., 2006. Partitioning of water during melting of the earth's upper mantle at H<sub>2</sub>O-undersaturated conditions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 715- 734.
- Himmelberg, G.R. and Loney, R.A., 1995. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska: *US Geological Survey, Professional Paper*, v. 16 (119), p. 15-64.
- Hunter, R.H., 1996. Texture development in cumulate rocks, In *Layered Intrusions* (ed. R. G. Cawthorn): Elsevier, p. 77-101.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical of the common Volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Iwamori, H., 1998. Transportation of H<sub>2</sub>O and melting subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 65-80.
- Juteau, T., Maury, R., 2009. La croute Océanique, *Pétrologie et Dynamique Endogene*: Société Géologique de France Vuibert, Paris, Cedex 13, 470 p.
- Kelley, K.A., Plank, T., Grove, T.L., Stolper, E.M., Newmann, S. and Hauri, E., 2006. Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, v. 111, p. 09-208, doi:10.1029/2005JB003732. 144.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A. and Mirzaie, M., 2013. Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, northeast Iran: *Geological Magazine*, p. 1- 23, <http://dx.doi.org/10.1017/S0016566812000933>.
- Kogiso, T., Omori, S. and Maruyama, S., 2009. Magma genesis beneath northeast Japan arc: a new perspective on subduction zone magmatism: *Gondwana Research*, v. 16, p. 446-457.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettine, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- McBimey, A. R. and Hunter, R. H., 1995. The cumulate paradigm reconsidered: *Journal of Geology*, v. 103, p. 114-22.
- Muntener, O., Kelemen, P. B. and Grove, T. L., 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141, p. 643- 658.
- Parlak, O., Delaloye, M. and Bingol, E., 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey): *Geologische Rundschau*, v. 85 (4), p. 647-661.

- Parlak, O., Hock, V. and Delaloye, M., 2002. The supra- subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high- pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates: *Lithos*, v. 65, p. 205-224.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, p. 14-48.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F (edt.): *Marginal Basin Geology*, Geological Society of London, Special Publication, v. 16, p. 77-94.
- Ringwood, A. E., 1990. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle: *Chemical Geology*, v. 82, p. 187-207.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review: *AAPG Bulletin*, v. 52 (7), p. 1229-1258
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society of London, Special Publication*, v. 42, p. 313–345.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge-the role of H<sub>2</sub>O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 127, p. 215-232.
- Zhao, D. and Ohtani, E., 2009. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences, evidence from seismology and mineral physics: *Gondwana Research*, v. 16, p. 401-413.
- Winter, J.D., 2014. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*: Prentice hall Inc, Upper Saddle River, New Jersey, 737p.