

بازسازی ژئوشیمیایی و پتروولوژیکی نفوذی‌های مافیکی - اولترامافیکی تله پهلوانی، شهر بابک، ایران

عبدالناصر فضل‌نیا*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

رخنمون توده‌های کوچک مافیکی-اولترامافیکی تله پهلوانی در بخش شمال غرب و جنوب باتولیت لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی در ۱۷۳ میلیون سال پیش، باعث تکامل بخش جنوب غرب زون سنندج-سیرجان شد. این توده ماگمایی شامل عمدتاً گابرو است. رگه‌ها و عدسی‌هایی با ترکیب آنورتوزیتی، تروکتولیتی، کلینوپیروکسنیتی و ورلیتی، با مرز تدریجی و گاه مرز واضح در داخل این گابروها حاضر هستند. در بخش‌هایی که گابروها مرز تدریجی با آنورتوزیت‌ها و ورلیت‌ها می‌سازند، به تدریج گابروها، روشن‌تر و یا تیره‌تر می‌شوند و تبدیل کانی‌شناسی تدریجی است؛ در مقابل، در قسمت‌هایی که مرزی واضح بین گابروها و آنورتوزیت‌ها، کلینوپیروکسنیت و ورلیت‌ها وجود دارد، گردهمایی کانی‌شناسی کاملاً متفاوت است. هیچ دگرشکلی واضحی در توده‌های نفوذی مافیکی-اولترامافیکی تله پهلوانی مشاهده نمی‌شود؛ بنابراین، این نوسان‌ها در ترکیب کانی‌شناسی از نحوه تبلور در آشیانه ماگمایی ناشی شده است. با توجه به ارتباط نزدیک و تغییرات شیمیایی تدریجی، به خصوص برای REE، از گابروها به آنورتوزیت‌ها و ورلیت‌ها، در قسمت‌هایی که مرزها تدریجی است، احتمالاً تفاوت در نحوه تبلور (تبلور تفریقی) در بخش‌های مختلف آشیانه ماگمایی، به‌ویژه نزدیک به حواشی آشیانه، باعث ظهور کومولیت‌های آنورتوزیتی، کلینوپیروکسنیتی و ورلیتی شده است. در بخش‌هایی که مرزهای واضح مشاهده می‌شود، تغییرات شیمیایی ناگهانی بوده، اما این تغییرات به خصوص در مورد REE مشابه است. چنین شرایطی نشان می‌دهد که احتمالاً ماگمای مادر آنها یکسان بوده است، اما در ضربان‌های تزریقی بعدی و یا جابه‌جایی‌های مکانیکی ماگمایی در آشیانه، احتمال دارد بخش‌هایی که تبلور ناهمگن داشته‌اند (و به‌صورت کومولیت هستند) و هنوز به حالت نیمه جامد و خمیری بوده‌اند، جابجا شده و به‌صورت عدسی یا رگ‌های در داخل گابروها قرار گرفته‌اند. داده‌های سنی و ژئوشیمی نشان می‌دهند که این مجموعه احتمالاً از یک ماگمای بازالت توله‌ایتی غنی از Al_2O_3 ، FeO و Sr و فقیر در K و Nb، بر اثر ذوب ۵ تا ۳۰ درصدی یک گوشته اسپینل پریدوتیتی در یک محیط ریفت قاره‌ای در مرحله آغاز گسترش، ایجاد شده و سپس تحت شرایط پوسته زیرین (فشارهای نسبتاً بالا)، متبلور شده است.

واژه‌های کلیدی: آنورتوزیت، تبلور تفریقی، ریفت، گابرو، نفوذی مافیکی-اولترامافیکی، ورلیت

مقدمه

سرزمین گندوانا، شکستگی و کافت شدن شدیدی، در انتهای پرمین و تریاس و همچنین، ژوراسیک تا ابتدای کرتاسه تحمل کرده است؛ در نتیجه، ماگماتیسم غیر کوهزایی در این زمان‌ها متداول بوده است (Sears *et al.*, 2005). نفوذ چنین ماگماهایی به بخش‌هایی از پوسته میانی و بالایی می‌تواند باعث ایجاد مجموعه‌های مافیک-اولترامافیک شود. این نفوذی‌ها می‌توانند همراه با مجموعه‌های افیولیتی در حواشی قاره‌ها، در داخل قاره‌ها بر اثر ماگماتیسم درون صفحه‌ای و در امتداد ریفت‌های درون قاره‌ای که در مرحله آغاز گسترش هستند، تشکیل شوند (Ashwal, 1993; Hall, 1996; Raymond, 2002; Best, 2003; Yan Wang *et al.*, 2006; Koglin *et al.*, 2009) و بر اساس اینکه در چه محیط تکتونیکی تشکیل می‌شوند، دارای مشخصات منحصر به فردی هستند.

انواعی که در مجموعه‌های افیولیتی مشاهده می‌شوند، معمولاً با بازالت‌های بالشی، دایک‌های صفحه‌ای و رسوبات کف اقیانوسی همراه هستند. انواع حاصل از ماگماتیسم درون صفحه‌ای (مانند مجموعه اسکارگارد) معمولاً به صورت مجموعه‌های لایه‌ای رخنمون دارند و با معادل‌های آتشفشانی همراه نمی‌شوند. در مقابل، انواعی که در امتداد ریفت‌های درون قاره‌ای ایجاد می‌شوند، می‌توانند مجموعه‌ای از انواع سنگ‌های مافیک-اولترامافیک را ایجاد کنند که دارای نظم خاصی مانند انواع موجود در دو مورد قبلی نیستند. این نوع از سنگ‌ها دارای طبیعت عمدتاً آلکالن و در مقادیر کمتر توله‌ایتی و عبوری هستند.

در محیط‌های ریفتی با گسترش ناحیه‌ای، مجموعه‌های سنگی فوق می‌توانند با گستره‌هایی از سنگ‌های آنورتوزیتی همراه شوند. به علاوه، برخی

نویسندگان (احمدی‌پور، ۱۳۸۲) از توده‌های اولترامافیکی گزارش نموده‌اند که بر اثر عملکرد غسل‌های عمیق، بخش‌هایی از گوشته فوقانی در سطح زمین رخنمون یافته‌اند. به هر حال، نفوذ چنین مجموعه‌هایی می‌تواند باعث تکامل پوسته‌های قاره‌ای در طول زمان زمین‌شناسی شود.

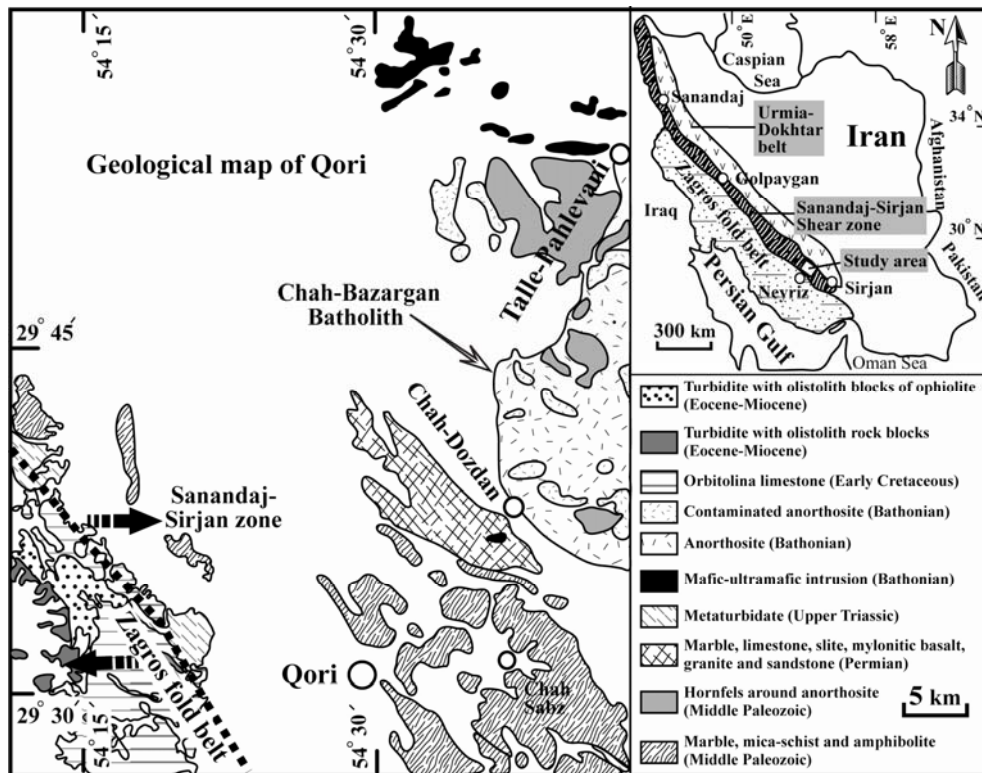
مطالعات ژئوشیمیایی نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک می‌تواند در شناسایی محیط تکتونیکی تشکیل آنها، کمک شایانی نماید. به این منظور، مطالعه حاضر سعی دارد با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی موجود، به تکامل سنگ‌شناسی و محیط تکتونیکی محتمل سنگ‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی بپردازد. در این مطالعه، سنگ‌های گابرویی، آنورتوزیتی، تروکتولیتی، کلینوپیروکسنیتی و ورلیتی که در این مجموعه حاضر هستند، مطالعه می‌شوند. مجموعه فوق در ۷۵ کیلومتری شمال شرق شهر نیریز و ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهر بابک قرار دارد. راه اصلی دسترسی به محدوده مورد مطالعه از طریق جاده آسفالت نیریز-قوری-تفت (استان یزد) امکان‌پذیر است.

محیط زمین‌شناسی

کمپلکس دگرگونی شمال شرق نیریز (قوری) عمدتاً از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی دگرگون شده (کیانیت شیست) تشکیل یافته است (شکل ۱). میگماتیت‌هایی از قاعده پالئوزویک شمال-شرق نیریز، که حاوی لوکوسوم‌هایی با ترکیب ترونجمیت تا گرانیت هستند، توسط سبزه‌یی و همکاران (۱۳۷۲) و Fazlnia و همکاران (۲۰۰۹) گزارش شده‌اند. این میگماتیت‌ها ترکیب مافیکی داشته و در حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شده‌اند (Fazlnia *et al.*, 2009).

زمان‌هایی بین ۱۸۷ و ۱۸۰ میلیون سال پیش بر اثر ضخیم شدن پوسته قاره‌ای به‌وقوع پیوسته است. این رخداد دگرگونی همزمان با کوهزایی رخ داده است (Fazlnia *et al.*, 2009).

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه (سه قلاتون) دو واقعه دگرگونی در حد رخساره‌های میانی باروین را تحمل کرده‌اند. اولین واقعه، اوج دگرگونی معادل ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۱ کیلوپا را نشان می‌دهد. این واقعه در



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدود شمال شرق نیریز (با تغییرات، از سبزه‌بی و همکاران، ۱۳۷۲).

(Fazlnia *et al.*, 2009; *et al.*, 2007) (فضل‌نیا، زیرچاپ؛ فضل‌نیا، ۱۳۸۹). مطالعات انجام شده بر روی برخی توده‌های مافیک-اولترامافیک به‌وسیله درانی و مرادیان (۱۳۸۶) نشان داده است که سنگ‌های فوق، توده‌های گابرویی هستند که طبیعت توله‌ای کمی پتاسیم حاصل از گوشته فوقانی داشته و بر اثر فعالیت ماگماتیسم در یک حوضه حاشی‌های کششی در زمان‌هایی بین تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی، تحت شرایط شیب زیاد فرورانش بخشی از نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، ایجاد شده‌اند. آنها این توده‌ها را بخشی از افیولیت‌های شهر بابک می‌دانند که در طول جایگزینی از افیولیت‌های

پس از اولین واقعه دگرگونی، عملکرد سیستم ریفت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Sears *et al.*, 2005; Golonka, 2004) باعث شد تا در یک سیستم ریفت، ماگماتیسم غیر کوهزایی در شمال شرق نیریز توسعه یابد (Fazlnia *et al.*, 2009). بر اثر این واقعه، باتولیت ناهمگن تله‌پهلوانی به‌صورت قدرتمند (powerful) به داخل سنگ‌های نیمه رسی تا رسی و دگرگون شده (بیوتیت-گارنت-کیانیت شیست) شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری تزریق شد. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگ‌های لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک-اولترامافیک است (Fazlnia

روش انجام پژوهش

مطالعات ژئوشیمیایی نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک می‌تواند در شناسایی محیط تکتونیکی تشکیل آنها کمک شایانی نماید. به این منظور، مطالعه حاضر سعی دارد با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی موجود، به تکامل سنگ‌شناسی و محیط تکتونیکی محتمل سنگ‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی بپردازد. در این مطالعه، ارتباط سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گابرویی، آنورتوزیتی، تروکتولیتی، کلینوپیروکسنیتی و ورلیتی که در این مجموعه حاضر هستند، بررسی می‌شود. در این راستا، نمونه برداری از توده‌های نفوذی انجام شد. در بخش‌هایی که انواع سنگ‌های فوق حضور داشتند، نمونه‌برداری دقیق‌تری صورت پذیرفت، تا ارتباط صحرایی بین رخنمون‌های مختلف سنگی مشخص شود. سپس بر اساس روابط صحرایی از نمونه‌های تازه و بدون هوازدگی مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد تا با توجه به روابط صحرایی، روابط پتروگرافی نیز برقرار شود. بهترین نمونه‌ها که گویای بهتری از تکامل صحرایی، پتروگرافی و بافتی بود، انتخاب و تجزیه شیمیایی شدند. در نهایت، بر اساس همه شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی مطالعات انجام شد.

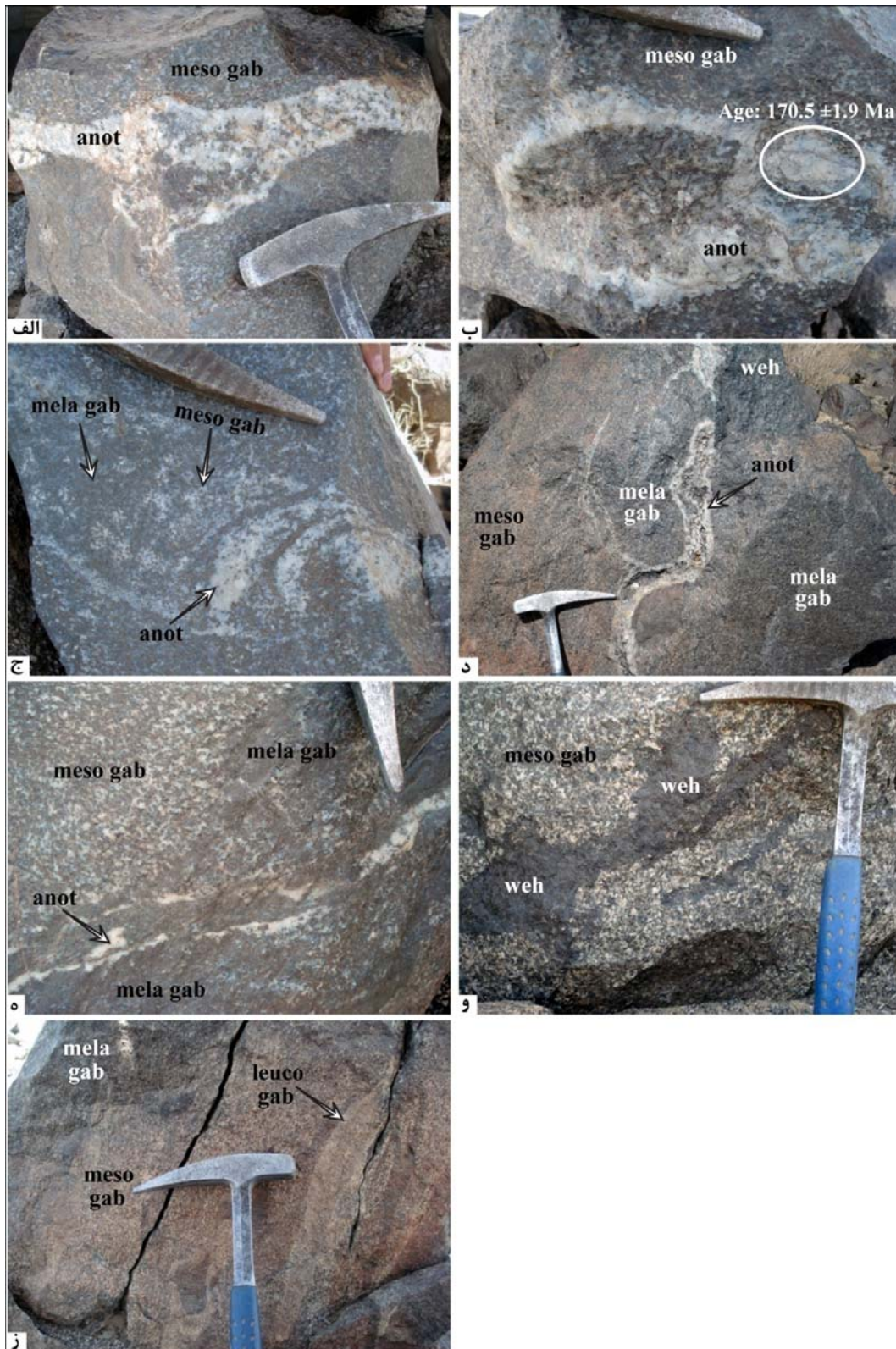
شواهد صحرایی و پتروگرافی

بررسی دقیق صحرایی رخنمون‌های سنگی مختلف در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی نشان می‌دهد که چندین نوع رخنمون سنگی مختلف در محدوده مورد مطالعه وجود دارد. سنگ‌های اصلی موجود در این نفوذی‌ها، دارای ترکیب گابرویی هستند. گابروها بر اساس درصد فراوانی کانی‌های تیره، به انواع لوکوگابرو، مزوگابرو و ملاگابرو تفکیک می‌شوند (شکل ۲).

فوق‌کنده و در فاصله ۶۰-۵۰ کیلومتری آن جایگزین شده‌اند. این مقاله صحت این پیشنهاد را بررسی می‌نماید. متعاقب ریفتی شدن و ماگماتیسم غیرکوهزایی، اقیانوس نئوتتیس باز شد و دومین واقعه دگرگونی با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوبار در زمانی حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش، در ارتباط با آغاز فرورانش نئوتتیس به زیر قوس قاره‌ای فعال زون سنندج-سیرجان جنوبی به وقوع پیوست (Fazlnia *et al.*, 2007; Sheikholeslami *et al.*, 2008; Fazlnia *et al.*, 2009). آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس کمی قبل از این زمان، به لبه جنوبی زون دگرگونی سنندج-سیرجان در حوالی شرق نیریز، این نوع فرایند دگرگونی را توسعه داده است. در طول واقعه دوم دگرگونی، واکنش‌های دگرگونی، باعث ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبه قوس فعال قاره‌ای شده است (Fazlnia *et al.*, 2007).

مطالعات انجام شده (Fazlnia *et al.*, 2009) بر اساس برخی عناصر فرعی و خاکی نادر، نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌های مافیک مورد مطالعه درجات کوچکی از ذوب‌بخشی (کمتر از ۲۰٪) را تحمل کرده و تولید نفوذی‌های کوچک ترونجمیتی را نموده‌اند. در بخش‌هایی که مذاب‌ها نتوانسته‌اند خارج شوند، به خوبی آثار آمفیبولیت‌های میگماتیستی قابل مشاهده هستند.

در ادامه این واقعه و در طول بسته شدن نئوتتیس زون دگرگونی سنندج-سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل (Mohajjel *et al.*, 2003; Golonka, 2004; Davoudian *et al.*, 2008) و ماگماتیسم در زون ارومیه-دختر در طول سنوزوییک (برای مثال، Berberian and King, 1981; Shahabpour, 2005)، این زون را توسعه داده است. در مقابل، برخی پژوهشگران (Sarkarinejad and Alizadeh, 2009) دگرشکلی برشی در زون دگرگونی سنندج-سیرجان را مربوط به ژوراسیک می‌دانند.



شکل ۲- تصاویر صحرایی و نمونه دستی از رخنمون انواع سنگ‌ها در توده‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی. عدد موجود در شکل ب، سن لکه‌های آنورتوزیتی موجود در گابروهاست که بر اساس سن‌سنجی SHRIMP بر روی دانه‌های بلوری زیرکن انجام شده است (Fazlnia et al., 2007 = anot = آنورتوزیت، meso gab = مزوگابرو، mela gab = ملاگابرو، leuco gab = لوکوگابرو، weh = ورلیت).

نفوذی‌ها سنی برابر $170/5 \pm 1/9$ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند.

دیگر انواع سنگ‌ها در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی، بخش‌های اولترامافیک هستند. این سنگ‌ها شامل وریلیت و مقادیر کمی کلینوپیروکسنیت است. هر دو نوع سنگ بیشتر با مرز واضح درون گابروها قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها با همه انواع سنگی ذکر شده در بالا، مرز مشترک دارند (شکل‌های ۲-د، ۲-و). به‌علاوه، در برخی بخش‌ها مرز این سنگ‌ها و ملاگابروها تدریجی است. به‌علت شکل‌های عدسی شکل، مارپیچی و خمیده بودن، فعالیت ماگمایی این سنگ‌ها و دیگر انواع سنگ‌ها همزمان بوده است. چنین مشخصاتی احتمالاً نشان‌دهندهٔ عدم تعادل مکانیکی یا تبلوری در مخزن ماگمایی بوده است.

گردهمایی کانیایی در گابروها، شامل عمدتاً پلاژیوکلاز (۶۰-۱۵ درصد)، کلینوپیروکسن (۵۰-۱۵ درصد) و الیوین (۳۵-۵ درصد) است (شکل ۳). در اکثر نمونه‌ها بلورهای هورنبلند (۲۰-۲ درصد) و بیوتیت در مقادیر فرعی (کمتر از ۱ درصد) حضور دارند. در اکثر نمونه‌ها ارتوپیروکسن غایب بوده، یا درصد ناچیزی را شامل می‌شود. کانی‌های فرعی دیگر، شامل: فلدسپار پتاسیم، آپاتیت و ایلمنیت هستند. گابروها دانه درشت بوده، بلورهای اصلی آنها بیشتر خودشکل هستند.

بافت عمدهٔ این سنگ‌ها گرانولار و ارتوکومولایی (orthocumulate = بافت‌های تجمعی که بلورهای خودشکل به هم چسبیده و در فضای بین آنها بلورهای اینترکومولیت با یک نوع یا چندین نوع کانی تشکیل شده باشد) است (شکل ۳). بلورهای فلدسپار پتاسیم در مقادیر کم به‌صورت بی‌شکل فضای بین پلاژیوکلازها را پر نموده‌اند. در بخش‌هایی که محل تماس انواع گابروها

در اکثر رخنمون‌ها، مرز بین انواع گابرو تدریجی بوده، از انواع ملاگابرو تا لوکوگابرو تغییر می‌یابد (شکل‌های ۲-ه، ۲-و، ۲-ز). در برخی از رخنمون‌های گابرو، انواع ملاگابرو هم به‌صورت عدسی‌هایی در داخل لوکوگابروها و هم مرز تدریجی با دیگر انواع گابروها قابل مشاهده است (شکل‌های ۲-ج، ۲-ز). چنین مشخصاتی احتمالاً نشان‌دهندهٔ آشفستگی و عدم تعادل مکانیکی در هنگام تبلور در آشیانه ماگمایی است.

تصاویر میکروسکوپی در این مطالعه، مشابه‌آهایی است که در درانی و مرادیان (۱۳۸۶) وجود دارد. در این مقاله خلاصه‌ای از مشخصات پتروگرافی بحث می‌شود.

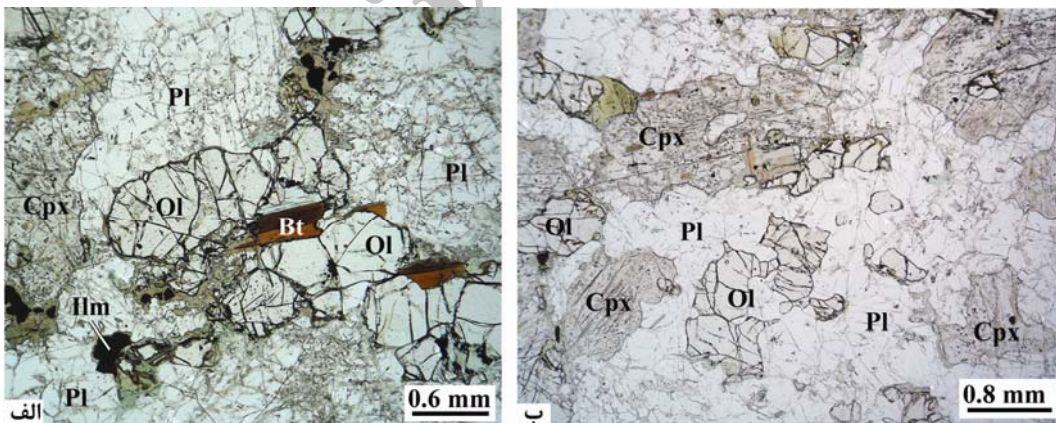
لکه‌های آنورتوزیتی به‌صورت هم مرز تدریجی و هم مرز واضح با انواع گابروها و برخی دیگر از سنگ‌های منطقه مانند وریلیت‌ها قابل مشاهده هستند. در بخش‌هایی، گابروها با آنورتوزیت‌ها مرز تدریجی دارند. در این رخنمون‌ها، انواع گابرو از حالت تیره رنگ به تدریج به انواع روشن و نهایتاً تروکتولیت و آنورتوزیت تبدیل می‌شوند. در هیچ رخنمونی، مرز تدریجی بین آنورتوزیت و وریلیت مشاهده نشد. در رخنمون‌هایی که آنورتوزیت‌ها و آنورتوزیت‌های تروکتولیتی با دیگر انواع رخنمون‌های سنگی مرز واضح نشان می‌دهند، ضخامت آنها بیش از چندین ده سانتی‌متر نیست و بیشتر به‌صورت مارپیچ و خمیده در داخل دیگر سنگ‌ها، بدون هیچ نوع دگرشکلی، حضور دارند (شکل ۲-د). چنین مشخصه‌ای مؤید این مطلب است که، هنگام قرار گرفتن آنورتوزیت‌ها درون بخش‌های دیگر، هنوز، هم ماگمای میزبان و هم آنورتوزیت‌ها به‌صورت نیمه بلورین و خمیری بوده‌اند. بنابراین، سن تشکیل انواع سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه یکسان است. با توجه به سن-سنجی این آنورتوزیت‌ها توسط Fazlania و همکاران (۲۰۰۷)، کلیه سنگ‌های رخنمون یافته در این

پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن شدید است. در این مرزها ملاگابرو به مزوگابرو، لوگابرو، آنورتوزیت تروکتولیتی کلینوپیروکسن دار و نهایتاً آنورتوزیت تبدیل می‌شود. در مرزهایی که تبدیل سنگی سریع است، درصد مودال کانی‌های اصلی به سرعت تغییر می‌یابد. آنها بافت دان‌های درشت (گرانولار) و ادکومولیتی دارند (adcumulat = نوعی بافت تجمعی است که در آن بلورهای اصلی کومولایی با اتصال به هم و فشرده شدن و احتمالاً ادامه رشد آنها از مذاب بین کومولیتی و یا خروج قسمت اعظم مذاب بین کومولیتی ایجاد می‌شوند).

گاه تجمعات کوچکی از عدسی‌های غنی در الیوین و گاه کلینوپیروکسن در داخل این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در هر حال، آنورتوزیت‌ها در ارتباط تنگاتنگ با گابروها و محیط تبلوری ماگمای مادر بوده‌اند.

تدریجی است، درصد مودال پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن تغییر می‌یابد. در مرزهای واضح این تغییرات به صورت ناگهانی مشاهده می‌شود. رخداد بلورهای بیوتیت (شکل ۳-الف) و فلدسپار پتاسیم در مقادیر فرعی و ناچیز به صورت بافت بین کومولایی (intercumulate: نوعی بافت تجمعی است که بلورهای کومولایی از مذاب باقی مانده در بین بلورهای کومولایی اولیه و خودشکل، رشد نمایند) به دلیل تبلور تفریقی است که نهایتاً باعث شده تا از یک مذاب توله‌ایتی، مذاب‌های باقی مانده بین کومولایی ایجاد شود که در عناصر تشکیل دهنده این کانی‌ها غنی بوده است.

عدسی‌ها و بخش‌های مارپیچی شکل آنورتوزیتی یا آنورتوزیت تروکتولیتی، عمدتاً از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و گاه حاوی درصدهای کمی از الیوین و گاه کلینوپیروکسن هستند. در بخش‌هایی که مرز این سنگ‌ها و گابروها تدریجی است، تغییرات در مودال



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی انتخابی از رخنمون‌های گابرویی در توده‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی. در این دو تصویر بافت ارتوکومولایی (حاصل از بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز) قابل مشاهده‌اند که در آنها بلورهای اینترکومولایی در فضای بلورهای اصلی قرار گرفته‌اند (Ol = الیوین، Pl = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپیروکسن، Bt = بیوتیت).

حدوداً ۲ درصد، پلاژیوکلاز : ۳ درصد و گاه هورنبلند و ارتوپیروکسن: هر دو با هم کمتر از ۲ درصد) تشکیل شده‌اند. بافت این سنگ‌ها، دان‌های و تجمعی

ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها، به ترتیب از الیوین و کلینوپیروکسن (همرا با مقادیر فرعی پلاژیوکلاز: ۴-۶ درصد) و کلینوپیروکسن (همراه با مقادیر کمی الیوین:

حمل کننده این عناصر در سنگ مادر اولیه که دچار ذوب شده، هنگام ذوب بخشی، فاز پایدار در لیکیدوس نبوده است. شیب آنومالی مثبت ملایم Eu در گابروها (متوسط Eu/Eu^* : ۰/۵۲ در جدول ۱، شکل ۵-ج) نشان می‌دهد که احتمالاً پلاژیوکلاز فازی ناپایدار در لیکیدوس بوده است؛ به طوری که احتمالاً نبود آن و یا ناپایدار بودنش، باعث خروج این عناصر شده است. فراوانی کمتر پلاژیوکلاز در گابروها نسبت به آنورتوزیت‌ها (متوسط Eu/Eu^* : ۲/۱۰) و تروکتولیت آنورتوزیتی (متوسط Eu/Eu^* : ۰/۸۵) دلیل تفاوت فاحش در مقادیر آنومالی Eu است که در بخش بعدی توضیح داده می‌شود. نسبت‌های La_n/Yb_n ، La_n/Sm_n و Gd_n/Yb_n در کلیه گابروها مشابه بوده، به طور متوسط اعدادی به ترتیب ۵، ۲ و ۱/۸ را نشان می‌دهند.

آنومالی‌های منفی Nb در گابروها و همه انواع سنگ‌ها نشان می‌دهد که یا سنگ منشأ اولیه (گوشته اسپنل لرزولیت) در Nb تهی بوده، یا کانی‌های نگهدارنده این عناصر، مانند روتیل و ایلمنیت و مخصوصاً خود اسپنل، فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته بوده‌اند.

آنومالی‌های منفی P در اکثر نمونه‌ها نشان می‌دهد که آپاتیت مانند Nb یا سنگ منشأ اولیه (گوشته اسپنل لرزولیت) در P تهی بوده و یا کانی‌های نگهدارنده این عناصر مانند آپاتیت فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته بوده‌اند. اگر آپاتیت فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی یک گوشته با ترکیب اسپنل لرزولیت باشد، باید فشار بخشی CO_2 ، F و Cl بالا باشد تا آپاتیت یک فاز پایدار شود. آپاتیت در برخی از نمونه‌ها باعث شده تا آنومالی منفی از بین رود. بنابراین، سنگ منشأ اصالتاً فقیر در P نبوده است، بلکه احتمالاً آپاتیت تقریباً فازی پایدار در ذوب بخشی گوشته با ترکیب اسپنل لرزولیت بوده است.

(cumulate) است. بلورهای اصلی ایجاد بافت ادکومولیت و بلورهای فرعی در فضای بین آنها، ایجاد بافت بین کومولایی را می‌نمایند. در برخی از ورلیت‌ها تجمعات عدسی شکل کوچکی از دونیت مشاهده می‌شود و در برخی قسمت‌ها سنگ‌های ورلیتی به دونیت تبدیل شده‌اند که نشان‌دهنده بافت‌های تجمعی است.

ژئوشیمی سنگ

شش نمونه سنگی پس از پودر کردن برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) و ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) به شرکت ALS Chemex کانادا ارسال شد. همچنین، از ۱۴ تجزیه شیمیایی سنگ‌های فوق که در درانی و مرادیان (۱۳۸۶) موجود است نیز برای تحلیل تغییرات ژئوشیمیایی استفاده شد (جدول ۱).

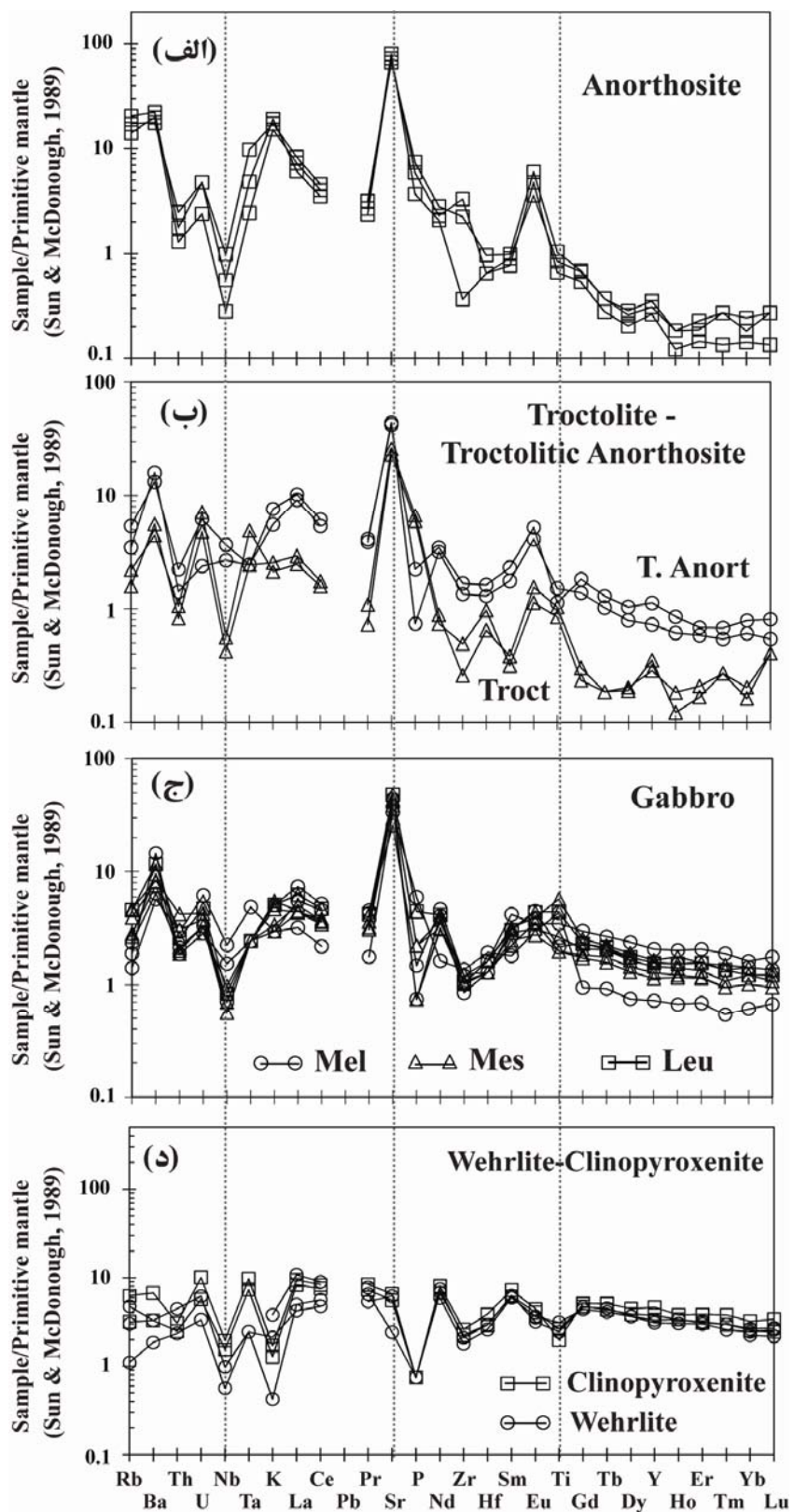
گابرو: گابروها محدوده وسیعی از Al_2O_3 ، FeO^t ، MgO و CaO را نشان می‌دهند. این تفاوت‌ها انطباق کاملی با درصد مودال کانی‌های تیره (مافیک) و روشن (فلسیک) دارند. بقیه اکسیدهای اصلی گابروها، بیشتر درصد‌های وزنی کمتر از ۱ دارند. لوکوگابروها (نمونه R-37) به علت مقادیر بالاتر پلاژیوکلاز، حاوی CaO ، Al_2O_3 و Na_2O بالاتری از انواع دیگر گابروها هستند. در مزوگابروها و ملاگابروها بر اساس درصد مودال کانی‌های تیره و روشن مقادیر MgO و FeO^t افزایش و Na_2O کاهش می‌یابند. مقادیر عناصر فرعی در همه انواع گابروها مشابه هم بوده (شکل‌های ۴-ج، ۵-ج)، روند افزایش و کاستگی عناصر مشابه هم هستند. افزایش Ba نسبت به عناصر مجاور خود، همراه با افزایش Sr و تا حدودی Ti (آنومالی مثبت) نشان می‌دهد که کانی‌های

جدول ۱- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به وسیله ICP-MS و ICP-ES در کشور کانادا (علامت * بیانگر داده‌های تجزیه برگرفته از درانی و مرادیان (۱۳۸۶) است).

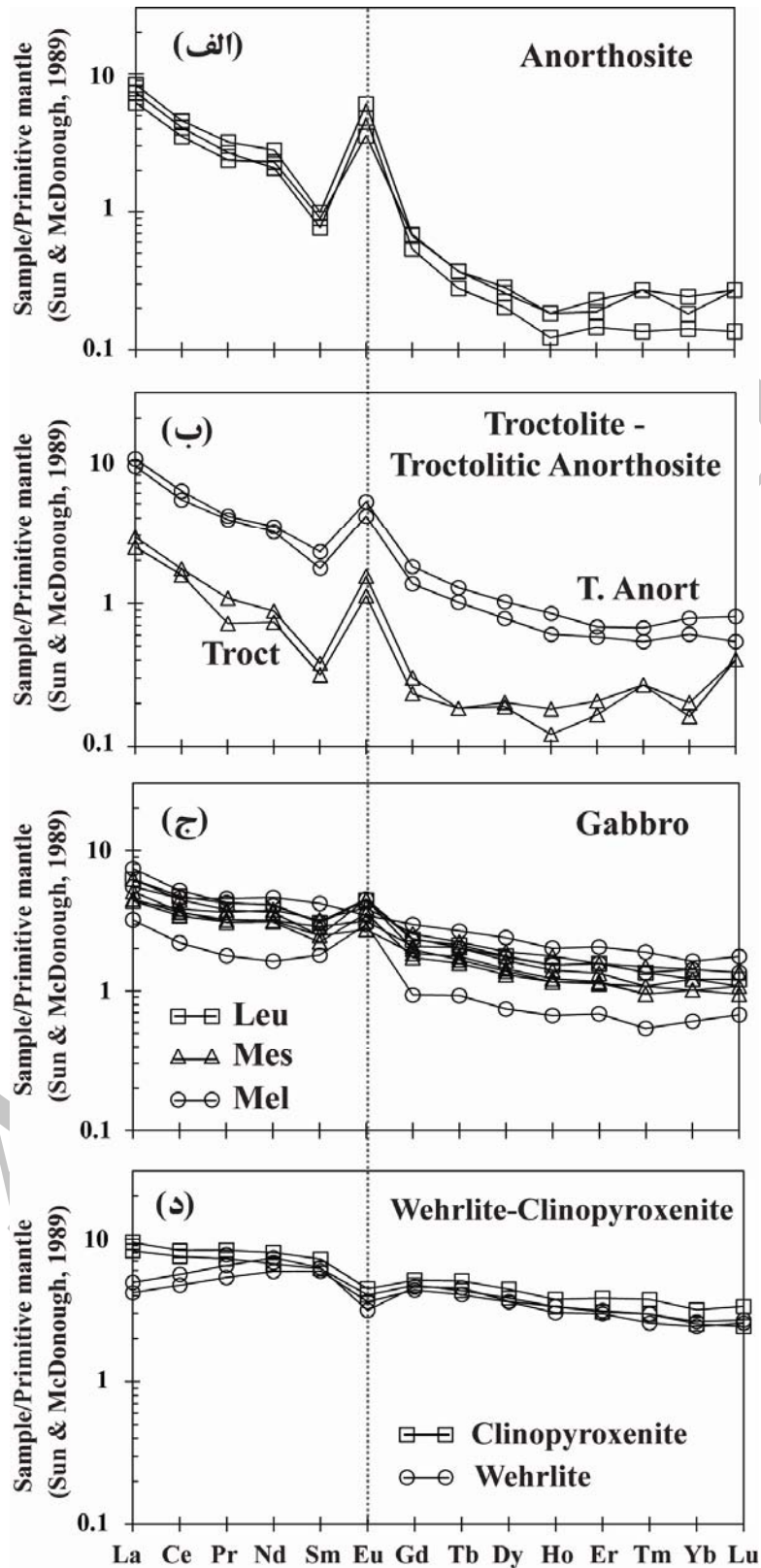
Sample No.	C-9*	C-13	C-17	R-2	R-3*	R-5*	R-6	R-10*	R-12*	R-15*	R-16*	R-21*	R-25*	R-27*	R-28*	R-31*	R-37*	R-41*	R-42	R-47
Rock type	An	An	An	An tro	Mela	Meso	Tro	Weh	An tro	Tro	Meso	Mela	Mela	Weh	Meso	Meso	Leu	Meso	Clino	Clino
SiO ₂	46.3	47.45	47.25	45.12	41.3	44.1	40.15	45.8	44.2	39.4	43.6	45.1	43.9	43.3	42.8	44.7	43.7	45.1	42.2	43.4
TiO ₂	0.07	0.09	0.11	0.12	0.46	0.61	0.09	0.33	0.16	0.11	0.21	0.23	0.37	0.26	0.21	0.18	0.47	0.28	0.28	0.21
Al ₂ O ₃	31.2	31.03	30.52	21.14	14.95	17.3	10.65	3.3	20.8	10.55	18.4	19	10.3	1.64	15.6	20.5	18.95	18	2.4	3.1
MgO	1.08	1.21	1.45	10.55	16.7	10.05	21.08	20.2	11.85	22.2	11.05	10.7	16.85	25.3	14.1	10.3	8.96	11.8	19.4	18.12
FeO [†]	2.09	2.22	2.75	8.97	14.05	12.5	21.78	15.7	9.49	22.2	10.15	10.5	15.9	18.85	14.5	9.71	10.65	10.9	20.8	20.01
MnO	0.03	0.05	0.07	0.22	0.23	0.18	0.43	0.28	0.15	0.33	0.16	0.18	0.24	0.29	0.23	0.15	0.16	0.17	0.22	0.31
CaO	14.65	14.06	13.81	12.05	9.46	12.8	5.55	12.3	11.3	5.48	13.25	12.5	10.45	8.77	10.65	13.05	13.35	12.5	14.3	14.5
Na ₂ O	2.45	2.35	2.71	1.45	0.67	0.79	0.49	0.25	1.22	0.53	0.77	1.17	0.59	0.16	0.83	0.94	1.06	0.99	0.21	0.36
K ₂ O	0.36	0.45	0.41	0.18	0.07	0.07	0.05	0.05	0.13	0.06	0.11	0.12	0.07	0.01	0.08	0.17	0.12	0.13	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.1	0.03	0.08	0.03	0.08	0.02	0.01	0.09	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.06	0.01	0.01	0.01
TOTAL	98.41	98.99	99.18	99.83	98.12	98.55	100.4	98.35	99.41	101	97.98	99.6	98.8	98.71	99.15	99.87	97.65	99.95	99.85	100.1
LOI	1.51	0.86	0.6	0.59	0.16	0.3	0.5	0.59	0.75	0.36	0.18	0.45	0.11	0.37	0.32	0.18	0.67	0.21	0.34	0.15
X _{Mg}	0.34	0.35	0.35	0.54	0.54	0.45	0.49	0.56	0.56	0.50	0.52	0.50	0.51	0.57	0.49	0.51	0.46	0.52	0.48	0.48

FeO[†] = FeO total; X_{Mg} = MgO/(MgO+FeO*); * = Chemical analysis of Dorani and Moradian (2007); An = Anorthosite; Weh = Wehrlite; An tro = Anorthositic troctolite; Mel = Mela-gabbro; Mes = Meso-gabbro; Leu = Leuco-gabbro; Tro = Troctolite; Clino = Olivin-Clinopyroxenite; LOI = Loss Of Ignation.

Sample No.	C-9*	C-13	C-17	R-2	R-3*	R-5*	R-6	R-10*	R-12*	R-15*	R-16*	R-21*	R-25*	R-27*	R-28*	R-31*	R-37*	R-41*	R-42	R-47
Rock type	An	An	An	An tro	Mela	Meso	Tro	Weh	An tro	Tro	Meso	Mela	Mela	Weh	Meso	Meso	Leu	Meso	Clino	Clino
V	31	27	42	55	127	590	105	236	47	89	182	102	227	150	137	139	248	199	425	551
Cr	130	144	138	503	370	280	598	510	440	510	330	380	480	870	370	330	210	400	612	589
Co	7.3	10.1	8.6	62.0	74.0	64.0	161.0	98.0	65.0	139.0	63.0	59.0	95.0	133.0	85.0	58.0	50.0	62.0	125	145
Ni	12	8	7	161	119	96	507	203	182	424	116	136	196	391	196	121	75	132	123	143
Rb	9.0	13.0	11.0	3.4	0.9	1.8	1.4	3.0	2.2	1.0	2.5	1.2	1.5	0.7	1.7	3.6	2.9	3.0	2	4
Sr	1685	1535	1403	889	712	915	488	130	934	548	919	933	541	51	817	1005	1010	887	117	139
Y	1.2	1.4	1.6	5.1	3.3	7.5	1.6	14.0	3.3	1.3	5.8	7.2	9.4	15.0	5.2	5.7	7.1	6.6	17	21
Zr	4.1	36.8	25.1	18.7	15.2	13.4	5.5	20.0	15.0	2.9	13.8	9.5	13.4	23.6	11.9	15.0	11.6	11.4	25	29
Nb	0.2	0.4	0.7	2.6	1.6	0.7	0.4	0.7	1.9	0.3	0.5	1.1	0.5	0.4	0.4	0.4	0.6	0.4	1.1	1.4
Ba	138.0	155.0	124.0	93.0	40.0	53.0	31.0	23.0	111.0	39.0	57.0	102.0	45.0	13.0	67.0	82.0	82.0	58.0	23	47
La	5.0	4.2	5.7	7.1	2.2	3.0	1.7	2.9	6.3	2.0	3.0	5.1	3.8	3.4	3.5	4.3	4.3	3.1	5.7	6.5
Ce	7.2	6.2	8.1	10.9	3.9	6.8	2.8	8.4	9.5	3.1	6.1	9.2	8.1	10.0	6.5	7.9	8.4	6.4	13.4	14.8
Pr	0.74	0.65	0.88	1.13	0.49	1.00	0.20	1.48	1.07	0.30	0.85	1.18	1.25	1.80	0.85	1.04	1.16	0.89	2.01	2.31
Nd	2.80	3.10	3.80	4.70	2.20	5.10	1.00	8.00	4.30	1.20	4.30	5.50	6.30	10.00	4.20	4.90	5.60	4.30	9.1	10.9
Sm	0.34	0.40	0.44	1.02	0.80	1.42	0.14	2.64	0.78	0.17	1.10	1.37	1.86	2.79	0.99	1.10	1.35	1.28	2.75	3.21
Eu	0.80	0.60	1.01	0.87	0.50	0.66	0.19	0.61	0.69	0.26	0.46	0.76	0.58	0.53	0.60	0.75	0.74	0.53	0.68	0.75
Gd	0.32	0.40	0.41	1.08	0.56	1.52	0.14	2.62	0.82	0.18	1.10	1.40	1.78	2.75	1.03	1.18	1.38	1.24	2.83	3.06
Tb	0.03	0.04	0.04	0.14	0.10	0.24	0.02	0.44	0.11	0.02	0.19	0.22	0.29	0.49	0.17	0.18	0.23	0.22	0.47	0.55
Dy	0.15	0.19	0.21	0.76	0.55	1.40	0.14	2.67	0.58	0.15	1.06	1.28	1.76	2.70	0.96	1.02	1.30	1.21	2.85	3.27
Ho	0.02	0.03	0.03	0.14	0.11	0.29	0.02	0.50	0.10	0.03	0.20	0.25	0.33	0.55	0.19	0.19	0.25	0.23	0.55	0.62
Er	0.07	0.09	0.11	0.33	0.33	0.75	0.08	1.44	0.28	0.10	0.56	0.76	0.99	1.51	0.55	0.54	0.75	0.64	1.48	1.85
Tm	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.11	0.02	0.19	0.04	0.02	0.07	0.10	0.14	0.22	0.07	0.08	0.10	0.08	0.22	0.28
Yb	0.07	0.09	0.12	0.39	0.30	0.70	0.08	1.20	0.30	0.10	0.50	0.70	0.80	1.30	0.50	0.50	0.60	0.60	1.25	1.58
Lu	0.01	0.02	0.02	0.06	0.05	0.10	0.03	0.19	0.04	0.03	0.07	0.10	0.13	0.20	0.07	0.08	0.09	0.08	0.18	0.25
Hf	0.20	0.20	0.30	0.50	0.60	0.50	0.30	0.80	0.40	0.20	0.40	0.40	0.50	0.90	0.40	0.50	0.50	0.40	0.9	1.2
Ta	0.10	0.20	0.40	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.3	0.4
Th	0.11	0.15	0.21	0.19	0.25	0.16	0.09	0.38	0.12	0.07	0.26	0.16	0.18	0.20	0.17	0.26	0.22	0.36	0.21	0.26
U	0.05	0.10	0.10	0.13	0.13	0.06	0.15	0.13	0.05	0.10	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10	0.09	0.12	0.21
K	3822	4777	4353	1911	743	743	531	531	1380	637	1168	1274	743	106	849	1805	1274	1380	318	425
Ti	876	1126	1377	1502	5757	7635	1126	4130	2003	1377	2628	2879	4631	3254	2628	2253	5882	3504	3504	2628
P	352	564	704	211	564	211	564	141	70	634	211	70	141	70	70	211	423	70	70	70
Eu*	0.33	0.40	0.43	1.05	0.68	1.47	0.14	2.63	0.80	0.18	1.10	1.39	1.82	2.77	1.01	1.14	1.37	1.26	2.79	3.14
Eu/Eu*	2.42	1.50	2.38	0.83	0.74	0.45	1.36	0.23	0.86	1.49	0.42	0.55	0.32	0.19	0.59	0.66	0.54	0.42	0.24	0.24
La _n /Yb _n	53.86	22.62	30.70	12.75	4.74	3.23	6.10	1.64	16.97	7.18	4.62	5.49	3.15	1.83	5.39	5.79	5.15	4.17	3.41	2.80
La _n /Sm _n	9.50	6.79	8.37	4.50	1.78	1.37	7.85	0.71	5.22	7.60	1.76	2.41	1.32	0.79	2.28	2.53	2.06	1.57	1.34	1.31
Gd _n /Yb _n	3.78	3.68	2.83	2.29	1.54	1.80	1.45	1.81	2.26	1.49	1.82	1.65	1.84	1.75	1.70	1.95	1.90	1.71	1.87	1.60
Yb _n	0.14	0.18	0.24	0.79	0.61	1.42	0.16	2.43	0.61	0.20	1.01	1.42	1.62	2.64	1.01	1.01	1.22	1.22	2.54	3.20
Sm _n /Yb _n	5.39	4.93	4.07	2.90	2.96	2.25	1.94	2.44	2.89	1.89	2.44	2.17	2.58	2.38	2.20	2.44	2.50	2.37	2.44	2.26



شکل ۴- نمودارهای عنکبوتی چند عنصری برای انواع سنگ‌های رخمون یافته در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی. نورمالیز بر اساس گوشته اولیه از Sun and McDonough (1989). مخفف‌ها: Leu=لوکوگابرو؛ Mel=ملاگابرو؛ Mes=مزوگابرو؛ Troct=تروکتولیت؛ T.Anort=آنورتوزیت تروکتولیتی.



شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر برای انواع سنگ‌های رخنمون یافته در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی نورمالیز بر اساس گوشته اولیه از Sun and McDonough (1989). مخفف‌ها مانند شکل ۴ هستند.

مشترک و بر اثر تبلور تفریقی تشکیل شده‌اند. وجود مقادیر بالای هیپرستن در نورم (C.I.P.W؛ جدول ۲) برخی از این سنگ‌ها، به‌خوبی نشان‌دهنده طبیعت توله‌ایتی بودن این نفوذی‌هاست. به‌علاوه، تشکیل مقادیر کم ایلمنیت و عدم ظهور مگنتیت در نورم نیز نشان‌دهنده فعالیت بخشی پایین اکسیژن هنگام تبلور بوده است (مقدار Fe_2O_3 معادل $TiO_2+1.5$ محاسبه شد). در یک نمونه گابرو (R-5) مشاهده مقادیر بسیار کم مگنتیت در پتروگرافی، احتمالاً نشان‌دهنده فرایند دگرسانی در این نمونه بوده است.

روتیل، آپاتیت و ایلمنیت و خود اسپینل فازهای باقی‌مانده ممکن در این نوع گوشته هستند، بنابراین، این سنگ‌ها در عناصر خاکی نادر سبک غنی شدگی شدید ندارند و عناصری مانند Hf و Ti آنومالی منفی داشته، احتمالاً عاملی در عیارهای پایین HREE هستند. به‌طور کلی، از لوکوگابرو به سمت ملاگابروها مقادیر V، Cr، Co و Ni افزایش می‌یابند که احتمالاً با افزایش کانی‌های تیره، به‌ویژه کلینوپیروکسن و تا حدودی الیوین مرتبط است. مشابه بودن الگوهای REE در گابروها نشان می‌دهد که آنها احتمالاً از یک ماگمای

جدول ۲- نورم C.I.P.W برای کلیه نمونه‌های جدول ۱.

Norm Mineral	or	ab	an	lc	ne	c	di	hy	ol	il	ap
Samples:											
C-9	2.13	15.83	72.35	-	2.65	0.26	-	-	4.80	0.13	0.12
C-13	2.66	19.89	69.23	-	-	1.31	-	-	4.24	0.17	0.19
C-17	2.42	19.41	67.86	-	1.91	0.75	-	-	6.39	0.21	0.23
R-2	1.06	11.32	50.64	-	0.51	-	7.29	-	28.70	0.23	0.07
R-3	0.41	5.23	37.58	-	0.24	-	7.19	-	46.26	0.87	0.19
R-5	0.41	6.68	43.45	-	-	-	16.36	5.55	24.74	1.16	0.07
R-6	0.30	4.15	26.71	-	-	-	0.24	1.90	66.71	0.17	0.19
R-10	0.30	2.12	7.73	-	-	-	43.20	7.25	36.96	0.63	0.05
R-12	0.77	10.32	50.89	-	-	-	4.15	0.62	32.23	0.30	0.02
R-15	0.35	1.67	26.23	-	1.52	-	0.30	-	70.45	0.21	0.21
R-16	0.65	6.69	46.42	-	0.01	-	15.61	-	28.07	0.40	0.07
R-21	0.71	9.90	46.24	-	-	-	12.86	1.56	27.79	0.44	0.02
R-25	0.41	4.99	25.25	-	-	-	21.63	5.75	39.90	0.70	0.05
R-27	0.06	1.35	3.73	-	-	-	32.24	3.99	56.70	0.49	0.02
R-28	0.47	6.61	38.60	-	0.22	-	11.61	-	41.06	0.40	0.02
R-31	1.00	7.95	51.21	-	-	-	10.90	1.52	26.73	0.34	0.07
R-37	0.71	8.30	46.59	-	0.36	-	15.84	-	24.65	0.89	0.14
R-41	0.77	8.38	44.29	-	-	-	14.43	2.50	28.97	0.53	0.02
R-42	-	-	5.52	0.14	0.96	-	34.71	-	50.82	0.53	0.02
R-47	-	-	6.72	0.19	1.65	-	40.86	-	45.44	0.40	0.02

است. وجه اشتراک این طیف از سنگ‌ها، آنومالی مثبت شدیدتر Sr آنها، نسبت به دیگر گابروهای ذکر شده در بالا، است. همچنین، از نظر آنومالی مثبت و شدید Sr، مانند دیگر گابروهای موجود در محدوده مورد مطالعه هستند. ترکیب آنورتوزیت‌ها به دلیل محدود بودن تنوع کانی‌شناسی، متنوع نیست. این عامل باعث می‌شود تا کلیه عناصر، محدوده ترکیبی کوچکی را نشان دهند. بالاتر بودن عناصر LREE، Rb و Ba، اکسیدهای Na_2O و K_2O و نسبت‌های عنصری نورمالیز شده La_n/Yb_n

آنورتوزیت و آنورتوزیت تروکتولیتی: از نظر تقسیم‌بندی سنگ‌شناسی، تروکتولیت و آنورتوزیت تروکتولیتی، گابروهای غنی در الیوین و پلاژیوکلاز و فقیر در پیروکسن هستند و آنورتوزیت، در واقع گابروی هولولوکوکرات با بیش از ۹۰ درصد پلاژیوکلاز در ترکیب است. آنورتوزیت‌ها و آنورتوزیت‌های تروکتولیتی، ترکیبات شیمیایی نزدیک به همی در مقایسه با تروکتولیت‌ها دارند و تفاوت آنها با تروکتولیت‌ها عمدتاً در مقادیر Al_2O_3 ، FeO^t ، MgO ، CaO ، Na_2O و REEs

کلینوپیروکسن) در انواع آنورتوزیت‌های تروکتولیتی و تروکتولیت‌ها باعث افزایش عناصر فوق شده است.

اولترامافیک‌ها (ورلیت و الیوین کلینوپیروکسنیت):

ورلیت‌ها محدوده وسیعی از MgO ، Al_2O_3 ، SiO_2 و FeO^+ را نشان می‌دهند. در نمونه‌های R-10 و R-27 نسبت La_n/Yb_n از کلیه انواع سنگ‌ها پایین‌تر است که نشان‌دهنده تهمی بودن این سنگ‌ها از LREEs است. به‌علاوه، الگوهای REE و همچنین، الگوهای عنکبوتی چند عنصری (شکل‌های ۴-۵، ۵-۵) روندی نسبتاً مسطح دارند که نشان‌دهنده عدم تفریق عنصری در این سنگ‌هاست. چنین روندهایی نشان می‌دهند که احتمالاً این قسمت‌ها بخش‌های کومولای اولترامافیک هستند که به دلیل تشکیل شدن در مراحل اولیه تبلور و عدم تغییر در طول تفریق، الگوهای مسطح نشان می‌دهند. آنومالی منفی Eu در این دو نمونه به‌وسیله تهمی بودن در کانی‌های پلاژیوکلاز تایید می‌شود. الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها از نظر ترکیب شیمیایی به ورلیت‌ها شبیه هستند. تفاوت آنها در مقدار کمتر MgO و بیشتر CaO در الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها نسبت به ورلیت-هاست. عناصر V و Cr در الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها بیشتر از ورلیت‌هاست. دلیل این افزایش، مقدار مودال بیشتر کلینوپیروکسن است که کانی نگهدارنده مناسبی برای این عناصر است. مقدار کل REE در الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها بیشتر از ورلیت‌هاست. همچنین، نسبت‌های La_n/Sm_n و La_n/Yb_n در الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها بیشتر از ورلیت‌ها هستند. بنابراین، الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها در LREE غنی‌تر از ورلیت‌ها هستند. در هر حال، بالاتر بودن عناصر فرعی و ناسازگار در الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها به‌علت بالاتر بودن درصد مودال کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست.

Gd_n/Yb_n در آنورتوزیت‌ها نسبت به دیگر انواع سنگی (به خصوص گابروها) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها احتمالاً به دلیل تجمع فراوان بلورهای پلاژیوکلاز در مقایسه با دیگر بخش‌های توده نفوذی مافیکی-اولترامافیکی تله‌پهلوانی حاصل شده‌اند. بالاتر بودن Sr در آنورتوزیت‌ها نسبت به گابروها نشان می‌دهد که Sr نه تنها وابسته به غنی بودن ماگمای اولیه در آن بوده، بلکه متاثر از تبلور بلورهای پلاژیوکلاز است. بنابراین، به هنگام تشکیل کومولای آنورتوزیتی از ماگمای اولیه، تفریق یافته‌اند (پلاژیوکلاز همه سنگ‌ها دارای زوایای خاموشی تقریباً مشابه و بنابراین، ترکیب مشابه یکدیگر دارند). این عوامل خود دلیلی بر تبلور تفریقی در آشیانه ماگمایی، تشکیل کومولا و سپس تحرک در آشیانه و ظهور این سنگ‌ها به‌صورت مارپیچی در دیگر سنگ‌هاست.

آنورتوزیت‌ها به خوبی به‌وسیله افزایش در نسبت‌های Gd_n/Yb_n و La_n/Yb_n (متوسط ۳۵/۷۳ و ۲/۴۹) و تا حدودی Eu/Eu^* (متوسط ۲/۱۰) از انواع هم‌خانواده خود (تروکتولیت‌ها و تروکتولیتیک آنورتوزیت‌ها) قابل تفکیک هستند. وجود همین نسبت‌ها، خود دلیل تفکیک بیشتر بخش‌های کومولایی آنورتوزیتی، نسبت به تروکتولیت‌ها و آنورتوزیت‌های تروکتولیتی، از دیگر گابروهاست. چنین استدلالی خود به‌وسیله مقادیر پایین‌تر عناصر اصلی SiO_2 ، Al_2O_3 ، CaO ، Na_2O و K_2O در انواع تروکتولیت‌ها نسبت به آنورتوزیت‌ها تایید می‌شود. همچنین، بالاتر بودن عناصر V، Cr، Ni و Co در آنورتوزیت‌های تروکتولیتی، تروکتولیت‌ها و دیگر گابروها، خود دلیل تفریق بخش‌های کومولایی آنورتوزیتی و باقی ماندن و جدا شدن بخش‌های مافیکی (مانند عمدتاً الیوین و کلینوپیروکسن) ماگمای اصلی است. افزایش مقدار مودال کانی‌های مافیکی (الیوین و

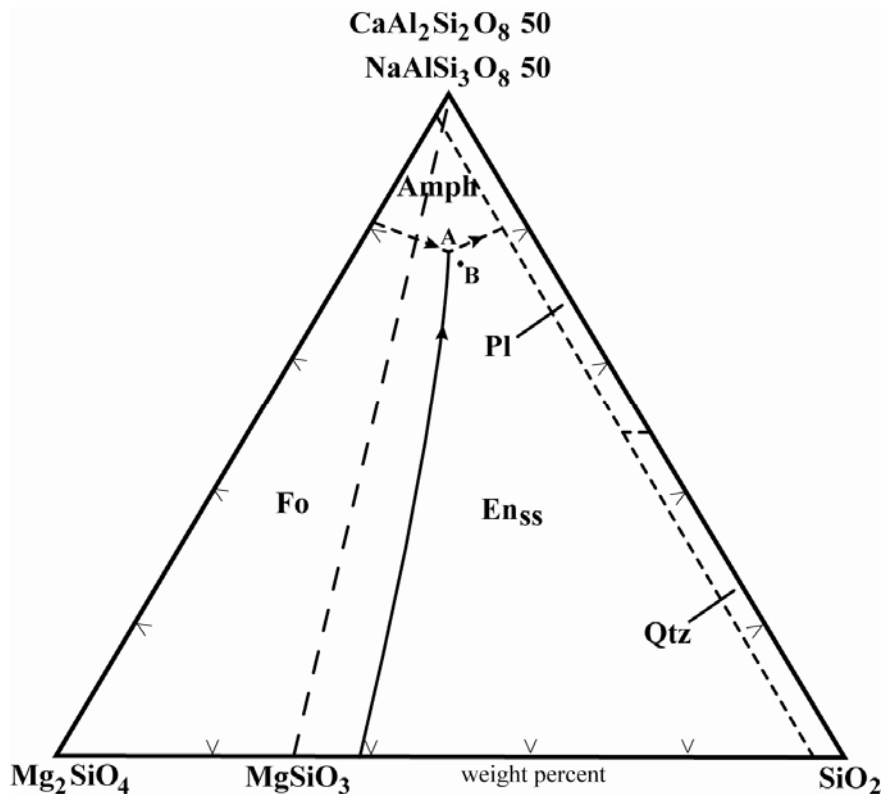
بحث

تحولات ماگمایی در آشیانه ماگمایی توده‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی به وسیله برخی از مدل‌های تبلور و تغییرات در دینامیک آشیانه قابل بحث و بررسی است. بررسی این مدل‌ها می‌تواند به تکامل سنگ‌شناسی و تکتونیکی توده‌های فوق کمک کند.

Phillipotts (۱۹۸۱) اظهار می‌دارد که فرآیند اختلاط ناپذیری می‌تواند باعث تولید بخش‌های آنورتوزیتی با ترکیب شیمیایی ثابتی از پلاژیوکلاز شود و بر اثر شناوری و جدایش از قسمت‌های سرشار از آهن در ته آشیانه ماگمایی، مجموعه‌های مجزای آنورتوزیتی (در بخش‌های فوقانی آشیانه) و مافیک-اولترامافیکی (در بخش‌های تحتانی آشیانه) را ایجاد نماید. چنین مشخصه‌ای با شواهد صحرایی در محدوده مورد مطالعه سازگاری ندارد؛ زیرا در بسیاری قسمت‌های توده‌های مورد مطالعه روندهای تغییرات سنگ‌شناسی تدریجی است. Emslie (۱۹۷۰) و Kushiro (۱۹۷۴) برای سیستم‌های پلاژیوکلاز - دیوپسید - انستاتیت و پلاژیوکلاز - فورستریت- H_2O نمودارهای فازی برای فشار ۱۵ کیلوبار ارائه دادند (شکل ۶) و دریافتند که ترکیب مایع مذاب در نقطه مینیمم این سیستم‌ها بین ۷۵ تا ۸۰ درصد شامل تشکیل دهنده پلاژیوکلاز است (شکل ۶: نزدیک به محدوده پایداری پلاژیوکلاز). همچنین، بر اساس مطالعات Green (۱۹۶۹) فرایندهای مختلف تبلور تفریقی یک مذاب بازالتی بی‌آب سرشار از آلومین در اعماق پوسته می‌تواند کومولاهای پلاژیوکلازدار و اولترامافیک‌دار تولید کند. Simmons و Hanson (۱۹۷۸) نشان دادند که اگر این نوع ماگماها در اعماق با فشارهای ۱۵ تا ۲۰ کیلوبار متبلور شوند، ارتوپروکسن به‌صورت بلورهایی در مایع ظاهر می‌شود که نتیجه آن تشکیل آنورتوزیت نوریتی است؛ ولی اگر

ماگما در اعماق کمتر متبلور شود، الیوین به‌عنوان یک فاز لیکیدوس یا تقریباً لیکیدوس جانشین هیپرستن می‌شود و بدین ترتیب، یک آنورتوزیت ترکتولیتی تشکیل می‌شود. بنابراین، احتمال دارد که هنگام تبلور تفریقی در توده نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی در اعماق پوسته زیرین (اعماق با فشارهای کمتر از ۱۲ کیلوبار) کومولیت‌های کوچکی از آنورتوزیت و اولترامافیک (غنی در الیوین و کلینوپروکسن) تشکیل شده باشند به‌همین علت، ارتوپروکسن امکان تبلور نیافته است.

ممکن است بخش‌هایی که از یک کانی تشکیل شده‌اند (برای مثال، آنورتوزیت‌ها، شکل ۳-ج)، بر اثر تبلور جزء به جزء و تفریق جریان‌های ماگمای بازالتی در مجرای تغذیه‌کننده آشیانه ماگمایی ایجاد شده باشد، اما با توجه به اینکه ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه در تله‌پهلوانی توله‌ایتی و غنی از آهن هستند؛ در چنین ماگماهایی در فشارهای مورد بحث در زیر (۹ تا ۱۲ کیلوبار) براحتی پلاژیوکلازها شناور می‌شوند، زیرا چگالی مایع از بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد شده در فشارهای بیش از ۷ کیلوبار، بیشتر می‌شود (Middlemost, 1987) و بنابراین، براحتی شناور شده و احتمالاً بخش‌های غنی در پلاژیوکلاز (آنورتوزیت) را ایجاد نموده‌اند. این هنگامی است که نیروی اعمال شده توسط بعضی یا تمام بلورهای متبلور شده از یک جنس در مذاب بیش از نیروهای مقاومت مایع باشد. بلورهای مزبور شناور مانده یا فرو می‌نشینند، مانند بخش‌های آنورتوزیتی یا ورلیتی-کلینوپروکسنیتی، ولی اگر نیروی اعمال شده از نیروی مقاومت مایع کمتر باشد، بلورها در ماگمای در حال انجماد به دام می‌افتند (McBirney and Noyes, 1979) و بنابراین، می‌توانند بخش‌های گابرویی و ترکتولیتی را ایجاد نمایند.



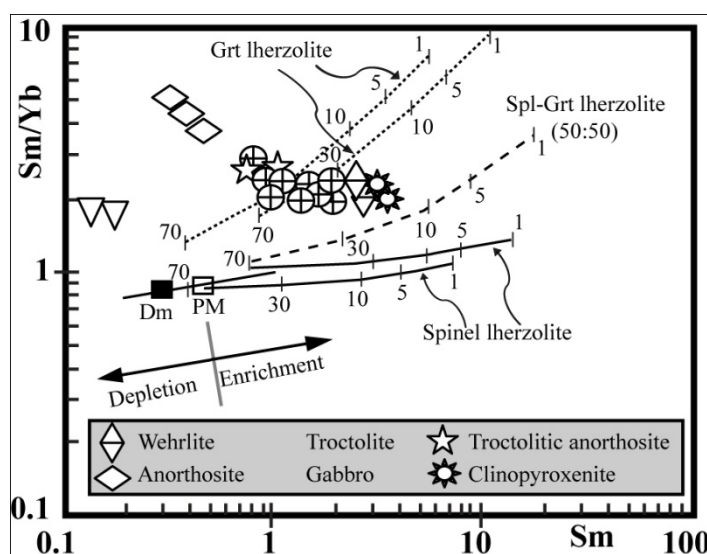
شکل ۶- نمودار لیکیدوس متعادل سیستم فورستریت (Mg_2SiO_4)-پلاژیوکلاز ($CaAl_2Si_2O_8$ 50 wt% - $NaAlSi_3O_8$ 50 wt%) -سیلیکا (SiO_2) - آب (H_2O) در ۱۵ کیلو بار. مرزهای لیکیدوس تحت شرایط بخار آب در نقطه A در دماهای 1000 ± 20 ، فورستریت+محلول جامد+آمفیبول+مایع+بخار است. خطوط خط‌چین مرزهای لیکیدوس فورستریت-محلول جامد انستاتیت و محلول جامد انستاتیت-آمفیبول هستند و نقطه B تخمین نقطه است که $KAlSi_3O_8$ ۱۰ درصد وزنی در سیستم فورستریت-پلاژیوکلاز-ارتوکلاز-سیلیکا-آب در ۱۵ کیلو بار است (Qtz = کوارتز، Pl = پلاژیوکلاز، $Amph$ = آمفیبول، Fo = فورستریت، En_{ss} = محلول جامد فورستریت).

چنین حالتی، تغییراتی در عیار عناصر از هسته تا حاشیه بلور مشاهده خواهد شد، اما به دلیل فراهم نبودن تجزیه سنگ‌های تک کانیاپی، نمی‌توان درباره این فرایند و عملکرد آن در مورد توده نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی قضاوت نمود.

با توجه به اینکه حجم اصلی نفوذی تله‌پهلوانی را بخش‌های گابرویی تشکیل داده‌اند، بررسی‌های شیمیایی در نمودار مقدار ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک-اولترامافیک (Zhou and Zhao, 2007) نشان می‌دهد که احتمالاً مجموعه فوق بر اثر ذوب‌بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی سنگ مادر احتمالاً اسپینل لرزولیت ایجاد شده است (شکل ۷).

اسپینل‌ها: تفریق جریان‌های عمدتاً در مسیره‌ها و مجاری کمتر از ۱۰۰ متر امکان‌پذیر است (Middlemost, 1987). وجود برخی از تجمعات تک مینرالی، مانند: پلاژیوکلازی، پیروکسنی یا الیونینی با بلورهای دانه درشت ممکن است به وسیله تفریق جریان‌های در مجاری تغذیه کننده آشیانه ماگمایی توده نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی قابل توجیه باشد.

در ادامه تفریق جریان‌های، عملکرد فرایند فیلتر پرس خود به خودی بر اثر تجمع بلورهای کومولایی، می‌تواند باعث ایجاد بخش‌های تک کانیاپی متراکم شود. در صورتی می‌توان این نوع تفریق را پذیرفت که تجزیه نقطه‌های برخی از سنگ‌های تک کانیاپی فراهم باشد. در



شکل ۷- نمودار نسبت عنصری Sm/Yb در مقابل Sm (Zhao and Zhou, 2007) برای کلیه نمونه‌های رخنمون یافته در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی. PM: گوشته اولیه و DM: گوشته تهی شده از Sun و McDonough (۱۹۸۹). اعداد در امتداد خطوط درجات ذوب‌بخشی هستند (Grt=گارت، Spl=اسپینل).

رخ داد و باعث ایجاد عمق لازم (۹ تا ۱۲ کیلومتر) (Zhou and Zhao, 2007; Fazlnia *et al.*, 2007; Fazlnia *et al.*, 2009) برای جایگیری ماگما در این اعماق شد. این فشارها برای ایجاد کمپلکس‌های افیولیتی مرتبط با محیط‌های پشت قوس بسیار زیاد است.

هر چند مطالعات درانی و مرادیان (۱۳۸۶) منشأ سنگ‌هایی مافیک-اولترامافیک را افیولیت‌های شهر بابک نشان می‌دهد، اما سن‌های به‌دست آمده توسط Fazlnia و همکاران (۲۰۰۷) با سن‌های افیولیت شهر بابک و بقایای کنده شده از آن انطباق ندارد.

بر اساس مطالعات قبلی (برای مثال: Campbell *et al.*, 1999; Ghazi *et al.*, 2003; Ghazi *et al.*, 2004) افیولیت‌های شهر بابک در یک حوضه کوچک اقیانوسی اطراف میکرو قاره لوت در کرتاسه تشکیل و در پر-پالئوسن (۵۷-۶۰ میلیون سال پیش) جایگزین شده‌اند. بنابراین، با توجه به سن 170.5 ± 1.9 میلیون سال پیش تعیین شده برای نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک

بالا بودن نسبی مقادیر LREE و پایین و مسطح بودن مقادیر HREE نشان می‌دهد که احتمالاً اسپینل فاز پایدار در لیکیدوس بوده است. فاصله داشتن نمونه‌ها از ترکیب گوشته اولیه و گوشته تهی شده نشان می‌دهد که نمونه‌ها یا از یک گوشته‌های تولید شده‌اند که در عناصر ناسازگار غنی‌تر از دو نوع گوشته فوق بوده و یا درجه ذوب‌بخشی کوچک در گوشته باعث تولید مذاب‌های مافیک غنی از عناصر ناسازگار شده است.

بخش‌های گابرویی و تروکتولیتی در نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک می‌توانند بر اثر کاهش حرارت و تبلور پیروکسن و یا الیوین تشکیل شوند (Phillipotts, 1981). در هر حال، بر اثر تبلور چنین ماگماهایی، تجمع بلور و جورشدگی انجام و احتمالاً کومولاهای اولترامافیک و آنورتوزیت‌های مکمل آنها در نفوذی مافیک - اولترامافیک تله‌پهلوانی، تولید شده باشند. این استدلال‌ها با این شاهد تقویت می‌شود که یک ضخیم‌شدگی در پوسته قاره‌ای در ۱۸۷ تا ۱۸۰ میلیون سال قبل (اواخر کیمرین پیشین) در محدوده مورد مطالعه

باعث آغاز باز شدن بخشی از دریای نئوتتیس در این بخش از سرزمین گندوانا شده است. بنابراین، محیط تکتونیکی محتمل برای نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی یک سیستم ریفت در حال گسترش در مراحل اولیه (Incipient Rift) است. در این زمان‌ها پوسته اقیانوسی نئوتتیس در این بخش از ایران وجود نداشته است تا فرایند فرورانش نئوتتیس به زیر لبه جنوبی سندج-سیرجان در محدوده شمال‌شرق نیریز انجام شود، و بر اثر آن یک حوضه پشت قوس ایجاد شده، افیولیت‌های شهر بابک تشکیل شوند. بر اساس Fazlnia و همکاران (۲۰۰۹) احتمالاً فرایند فرورانش نئوتتیس به زیر این بخش از سرزمین ایران در حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش آغاز شده بود.

نتیجه‌گیری

در طول زمان باژوسین (Bajocian)، باز شدن ریفت در شمال‌شرق نیریز، که در زمان‌های بعدی به اقیانوس نئوتتیس تکامل یافت، در بخشی از شمال‌شرق گندوانا، مذاب‌های مرتبط با آغاز شدن فعالیت ریفت در عمق پایداری اسپینل لرزولیت تولید کرد. این مذاب‌ها در طول انتقال به آشیانه‌های سطحی تر (فشارهای بین ۷ و ۱۲ کیلوبار) تحولات ماگمایی را تحمل نموده، بر اثر تبلور درجا در یک سیستم باز (که به دفعات تغذیه می‌شده است)، باعث تشکیل بخش‌های گابرویی و کومولایی آنورتوزیتی و اولترامافیکی با سن $170/5 \pm 1/9$ میلیون سال پیش شده است. در تزریق‌های بعدی عملکرد نیروهای مکانیکی تزریق، باعث خرد شدن بخش‌های کومولایی نیمه خمیری و پخش این قسمت‌ها در سرتاسر آشیانه شده و در پایان، به ناهمگنی در بخش‌هایی از نفوذی مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی منجر شده است.

تله‌پهلوانی (Fazlnia et al., 2007)، آنها بخش‌هایی از افیولیت شهر بابک نیستند. همچنین، هیچ شاهدهی از دگرشکلی خاص جایگزینی افیولیت‌ها در محدوده مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود. هیچ کدام از سکانس‌های پوست‌های افیولیت‌ها، مانند رسوبات پلاژیک، گدازه‌های بالشی، دایک‌های صفحه‌ای، گابروهای توده‌ای و سکانس‌های گوشت‌های مانند پریدوتیت‌ها مشاهده نمی‌شود.

به‌علاوه، دگرگونی‌های مجاورتی مشابهی. مانند آنهایی که در اطراف باتولیت لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی چاه بازرگان (شکل ۱) مشاهده می‌شوند، در اطراف برخی از این نفوذی‌ها قابل مشاهده است. همچنین، چندین رخمون کوچک و زنولیت‌هایی از این توده‌های مافیک-اولترامافیک در داخل باتولیت لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی چاه بازرگان که $173 \pm 1/6$ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند، مشاهده می‌شود (Fazlnia et al., 2007). این زنولیت‌ها (به‌ویژه انواع گابرویی) شواهد صحرایی و میکروسکوپی مسلمی از همزمانی فعالیت با باتولیت چاه بازرگان را نشان می‌دهند؛ که همراه با سن مشابه این باتولیت با نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی، نشان از منشأ مرتبط با هم آنهاست (Fazlnia et al., 2007). همچنین، برخی از قطعات باتولیت چاه بازرگان نیز در داخل نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی مشاهده می‌شوند.

ارتباط صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی و داده‌های سنی ایزوتوپی، بین کلیه سنگ‌های باتولیت لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی چاه بازرگان و نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی نشان می‌دهد که احتمالاً در زمان‌هایی بین ۱۷۵ و ۱۶۸ میلیون سال پیش، فعالیت سیستم ریفت در محدوده مورد مطالعه،

منابع

- احمدی پور، ح. (۱۳۸۲) بررسی کانی‌شناسی مجموعه اولترامافیک-مافیک رزدر (جنوب استان کرمان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲: ۱۱۹-۱۳۷.
- سبزه‌یی، م.، نوازی، م.، قویدل، م.، حمدی، س.ب.، روشن‌روان، ج. و اشراقی، س.ا. (۱۳۷۲) نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.
- درانی، م. و مرادیان، ع. (۱۳۸۶) بررسی ژئوشیمی و تکتونوماگمایی توده‌های گابرویی جنوب‌غرب شهرستان شهر بابک، استان کرمان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱: ۱۹۳-۲۱۰.
- فضل‌نیا، ع. ن. (زیر چاپ) آرایش ماگمایی به‌وسیله زئولیت‌های رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک، ایران. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۹) ذوب‌بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک: دلایل تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس. مجله علوم دانشگاه شهید چمران ۲۳(۳): ۶۱-۸۷.
- فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۶) مطالعه باتولیت جنوب‌غرب شهر بابک و ارتباط آن با سنگ‌های دگرگونی شمال‌شرق نیریز. پایان‌نامه دکترای، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران.
- Ashwal, L. D. (1993) Anorthosite. Frist edition, Springer-Verlag. Berlin, Germany.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210-265.
- Best, M. G. (2003) Igneous and metamorphic petrology. 2th edition, Black-Well.
- Campbell, K., Ghazi, A. M., LaTour, T. and Hassanipak, A. A. (1999) Geochemistry, petrology and tectonics of the Shahr-Babak ophiolite, SE Iran. Geological Society of American. SE Sect. Abstracts with Programs 31: 9.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N. (2008) Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Mineralogy and Petrology 92: 393-413.
- Emslie, R. F. (1970) Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. Carnegie Institute of Washangton Yearb 69: 148-155.
- Fazlnia, A. N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in the Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 18: 221-237.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M. (2009) Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. Lithos 112: 413-433.
- Ghazi, A. M., Hassanipakb, A. A., Mahoneyc, J. J. and Duncan, 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. Tectonophysics 393: 175-196.
- Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A. and Babaie, H. A. (2003) Biostratigraphic zonation and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 193: 311-323.
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics 381: 235-273.
- Green, T. H. (1969) High pressure experimental studies on the origin of anorthosite. Canadian Journal of Earth Sciences 6: 427-440.

- Hall A. (1996) *Igneous petrology*. Friest edition, Longman.
- Koglin, N., Kostopoulos, D. and Reischmann, T. (2009) The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece: Ophiolite or incipient rift? *Lithos* 108: 243-261.
- Kushiro, I. (1974) Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. *Earth and Planetary Science Letters* 22: 294-299.
- McBirney, A. R. and Noyes, R. M. (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 20: 487-554.
- Middlemost, E. A. K. (1987) *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. 2^{ed} edition, Black-Well.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Phillipotts, A. R. (1981) A model for the generation of massive-type anorthosites. *Canadian Mineralogists* 19: 233-253.
- Raymond, L. A. (2002) *Petrology: the Study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks*. 7th edition, McGraw Hill.
- Sarkarinejad, K. and Alizadeh, A. (2009) Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 201-209.
- Sears, J. W., George, G. M. S. and Winne, J. C. (2005) Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos* 80: 147-154.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31: 504-521.
- Simmons, E. C. and Hanson, G. N. (1978) Geochemistry and origin of massif-type anorthosite. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 66: 119-135.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: A.S. Saunders and M.J. Norry (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Yan Wang, C., Zhou, M. and Keays, R. R. (2006) Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai mafic-ultramafic intrusion, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 309-321.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152: 27-47.

Geochemical and petrological reconstruction of the Talle-Pahlevani mafic-ultramafic intrusions Shahre-Babak, Iran

Abdolnaser Fazlnia *

Department of Geology, Faculty of Science, University of Urmia, Urmia, Iran

Abstract

The Talle-Pahlevani mafic-ultramafic intrusions located in northwest and south of leuco-quartz dioritic and anorthositic batholiths developed in the southwestern Sanandaj-Sirjan zone (173 Ma). These intrusions consist primarily of gabbro in association with veins and lenses of anorthosite, trectolite, clinopyroxenite, and wehrlite which show gradual and sometimes sharp boundaries with the gabbro. In the gradual boundaries, the gabbro are mineralogically transformed into anorthosites and wehrlites. On the other hand, in the sharp boundaries, the mineral assemblages in two sides are different. There is no clear deformation in the Talle-Pahlevani mafic-ultramafic intrusions. Hence, the changes in mineral compositions are the result of crystallization processes in the magma chamber. The chemical changes, especially for REE, from anorthosite and wehrlite veins and lenses toward gabbro in the gradual boundaries are continuous. The changes are presumably resulted from different crystallization processes in the different parts of the intrusions that cause crystallization of anorthosite, clinopyroxenite, and wehrlite cumulates in the intrusions. Rocks of the sharp boundaries show sudden chemical changes, but the changes exhibit the same patterns of increasing and decreasing of the elements, especially for REE. Therefore, it is possible that all parts of the intrusions were formed from the same parental magma. Parts with unequilibrium crystallization in the form of cumulus and sub-solidification, underwent fractures, and were interspersed throughout the magma chamber due to late injection pulses or mechanical movements. The geological and age data show that the intrusions generated from an Al₂O₃, Sr-, and FeO-enriched and K- and Nb-depleted tholeiitic basaltic magma likely partial melting 5-30 wt. % of the spinel-peridotite mantle within an incipient rift system. Then, the magma was crystallized in lower crust (relatively high P.) magma chamber.

Key words: Mafic-ultramafic intrusion, Gabbro, Anorthosite, Wehrlite, Fractional crystallization, rift

* a.fazlnia@mail.urmia.ac.ir