

بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سال‌سنگی ایزوتوپی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت، جنوب کهنه‌ج، استان کرمان

منصور قربانی*^۱، محمدعلی رجب‌زاده^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه هرمزگان

۲- بخش علوم زمین، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه شیراز

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۲۷ ، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۱۵)

چکیده: مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت در ۴۵ کیلومتری جنوب کهنه‌ج، استان کرمان قرار دارد. این مجموعه به صورت یک فرازمین در مرز غربی فروافتادگی جازموریان، جنوب بلوك لوت و جنوب شرقی زون ستننج-سیرجان بین دو گسل بزرگ (با راستای شمال-جنوب) جیرفت در شرق و غرب سبزواران در غرب جای‌گیری کرده‌اند. این مجموعه‌ی افیولیتی اساساً از واحدهای گابرویی زیرین و فوقانی، دایک‌های دیابازی و به مقدار کمتر گدازه‌های بازالتی و توده‌های پلازیوگرانیتی سدیمی تشکیل شده است. واحدهای اولترامافیک در این مجموعه نادر بوده و محدود به برخی مناطق گسلی بدون هرگونه موقعیت مشخص چینه‌شناسی هستند. بررسی‌های سنگ‌شناسختی، ژئوشیمی و سال‌سنگی به روش پتانسیم-آرگون روی نمونه‌های سنگی این مجموعه افیولیتی نشان می‌دهند که سری‌های سنگی تشکیل دهنده‌ی مجموعه‌ی افیولیتی کهنه‌ج از یک مagmaی تولئیتی غنی از تیتانیوم طی فرایند تبلور جدایشی در زمان کرتاسه فوقانی در حوضه‌ی اقیانوسی نشوتنیس تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ سال‌سنگی؛ افیولیت؛ بندزیارت؛ کرمان.

مشاور کاوشگران [۵]، پیکره‌های سنگ‌شناسختی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت در جنوب استان کرمان در دوره‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند به‌طوری که گابروهای این مجموعه را به پالتو佐ئیک زیرین، دیابازها و گدازه‌های بالشی و سنگ‌های وابسته به آن‌ها را به کرتاسه بالایی و پلازیوگرانیت‌ها را به اوائل سنو佐ئیک نسبت داده‌اند. سبزه‌ئی [۶] تشکیل افیولیت بندزیارت را از سه سری مagmaی به صورت سری سنگ‌های لایه‌ای انباسته‌ای با سن پرکامبرین تا پالتوزوئیک زیرین، یک سری آتشفسانی نزدیک سطحی همراه با رسوب‌های پلازیک با سن کرتاسه فوقانی و یک سری پلازیوگرانیت سدیمی با سن پالئوسن فوقانی تا ائوسن که تمامی مجموعه افیولیتی را قطع

مقدمه
بر اساس نظریه زمین‌ساختی صفحه‌ای افیولیت‌ها به صورت بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی در نظر گرفته می‌شوند که در کمریندهای کوه‌زایی حاشیه‌ی قاره‌ای جایگیری شده‌اند [۱-۴]. مجموعه‌های افیولیتی دارای دو بخش جبهه‌ای مشکل از پریدوتیت‌های با ساخت زمین‌ساختی و بخش پوسته‌ی اولترامافیکی-mafیکی با ساخت انباسته‌ای magmaی هستند. علی‌رغم عدم حضور گستردگی سنگ‌های پریدوتیتی، ماهیت افیولیتی مجموعه سنگ‌شناسختی بندزیارت پذیرفته شده است و پژوهشگران نظرهای متفاوتی درباره شکل‌گیری و سن اجزای سازنده‌ی آن ارائه کرده‌اند. بنابر گزارش شرکت مهندسین

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۷۶۱ (۷۶۶۰۰۵۲)، نمبر: ۰۶۳ (۷۶۶۰۰۵۲)، پست الکترونیکی: mmghorbanii@yahoo.de

دوران چهارم حوضه‌ی جازموریان مدفون می‌شوند. این مجموعه دارای ماهیت آهکی - قلیایی بوده و به گفته‌ی [۱۱] اساساً بخشی از یک افیولیت دیگر است و از مجموعه گابرویی بندزیارت با ماهیت تولئیتی جدا می‌شود. مجموعه دره‌ی انار در شمال و غرب مجموعه افیولیتی بندزیارت رخنمون دارد و شامل رسوب‌های پلازیک، گدازه‌های بالشی، چرت، ماسه‌سنگ-های رسی و گدازه‌های حدواسط می‌شود. واحدهای چاه میرک و بیدک نیز بیشتر در شمال شرقی و غربی توده‌ی گابرویی بندزیارت دیده می‌شوند و شامل کنگلومرا، آرنایت آتشفسانی، گل سنگ، توفهای ریولیتی، آهک‌های روپیستدار و گاستروپوددار و نهشت‌های پلازیک با سن ستومانین-سانتونین هستند که سنگ‌های دیوریتی، دیابازی و میکروگابرویی به صورت سیل در آن‌ها تزریق شده‌اند. خاستگاه رسوبی آن‌ها نیز، دریای کم عمق با شرایط زمین‌ساختی نازام در نظر گرفته شده است [۱۲].

بررسی‌های سنگ‌ساختی

واحدهای سنگی اصلی مجموعه افیولیتی بندزیارت شامل گابروهای زیرین با ساخت انباشته‌ای و گابروهای همسانگرد فوقانی، دایک‌های دیابازی و به میزان کمتر گدازه‌های بالشی و نفوذی‌های پلازیوگرانیتی هستند. گابروهای زیرین با بافت ریز دانه تا درشت دانه در ستون افیولیتی در زیر گابروهای فوقانی قرار می‌گیرند. انواع درشت دانه‌ها تا پگماتیتی عموماً در رخساره‌ی شیست سبز دگرسان شده و حاوی اورالیت، پلازیوکلازهای ساسوریتی، اپیدوت، کلریت و کوارتز هستند. گابروهای زیرین از تروکتولیت‌های لایه‌ای، اولیوین گابروها، گابرونوریت‌ها، گابروهای معمولی، لوکوگابروها و آنورتوزیت‌ها تشکیل شده‌اند که بیش از ۴۰ درصد کل مجموعه بندزیارت را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). در این بخش تروکتولیت‌های لایه‌ای در بخش زیرین رخنمون دارند که به تدریج به سمت بخش‌های فوقانی به اولیوین گابروها، گابروهای معمولی و سپس به گابرونوریت‌ها تبدیل می‌شوند (شکل ۲ ث). سنگ‌های این واحد نسبت به گابروهای فوقانی کمتر دگرسان شده‌اند و بافت گابروهای کومولاوی که فراوان‌ترین گابروهای زیرین-اند از ادکومولا تا اورتکومولا تغییر می‌کنند (شکل ۲ ج). کانی‌های اصلی به ترتیب شامل کلینوپیروکسن، پلازیوکلاز و اولیوین و کانی‌های فرعی نیز از آمفیبیول و به میزان کمی ارتوبیروکسن تشکیل شده‌اند. عموماً کانی‌های اولیوین و

کرده‌اند می‌داند. وی همچنین معتقد است که مجموعه‌های افیولیتی جنوب شرقی ایران بدون گستره شدن سنگ‌ساختی مoho تو شکیل و سپس دگرگون شده‌اند. گروه زمین‌شناسی شرکت پاراگون، مجموعه گابروهای بندزیارت، دره‌ی انار و واحد گنج را به تشکیلات کمربند افیولیتی حوضه‌ی رسوبی حاشیه‌ای بخش غربی جازموریان وابسته می‌دانند و سال‌سنگی روی گابروها، دیوریت‌ها و پلازیوگرانیت‌ها از سوی این شرکت، سن اوائل کرتاسه تا اوائل پالئوسن را نشان می‌دهد [۷]. همچنین تعیین سن به روش ایزوتوپی پاتاسیم-آرگون [۸-۹] نشانگر پالئوسن است. در این مقاله با استفاده از داده‌های سنگ-شناسی، زمین‌شیمیایی و سال‌سنگی ایزوتوپی روی بخش‌های مختلف سازنده‌ی افیولیت بندزیارت به ارتباط بین واحدهای سازنده‌ی این مجموعه افیولیتی پرداخته شده است.

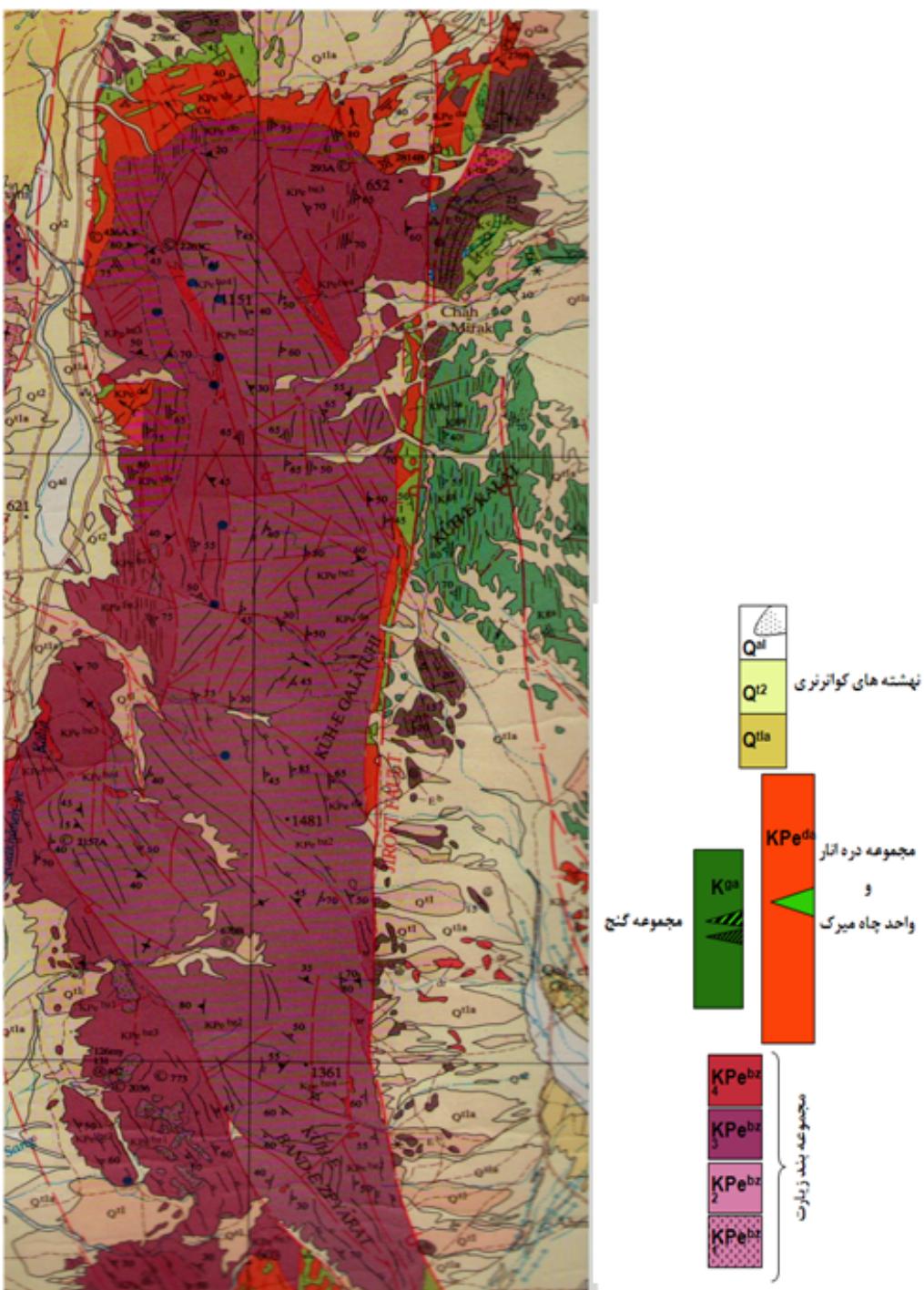
جایگاه زمین‌شناسی

مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت بین طول‌های جغرافیایی 37° و 57° و 50° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 35° و 55° 27° شمالی در منطقه‌ای به طول تقریبی 50° و عرض $12/5$ کیلومتر در جنوب، شهر کهنوج استان کرمان واقع شده است و از نظر جایگاه زمین‌ساختی از شمال به بلوک لوت، از شمال غربی به زون سندنج سیرجان، از شرق به حوضه‌ی جازموریان و از جنوب به مکران محدود می‌شود. این مجموعه‌ی سنگ-ساختی در اثر عملکرد دو گسل بزرگ جیرفت در شرق و سبزواران در غرب به صورت یک فرازمین روی سطح جای‌گیری شده است (شکل ۱). انواع گابروها، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های پلازیوگرانیتی بخش بزرگ افیولیت بندزیارت را تشکیل می‌دهند. بر اساس داده‌های عناصر نادر خاکی (REE) خاستگاه E-MORB بازالت‌های مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت کهنوج در نظر گرفته می‌شود [۱۰]. بر اساس [۱۱، ۸] واحدهای گابرویی این افیولیت به دو بخش گابروهای فوقانی و گابروهای زیرین قابل تقسیم‌اند. گابروهای فوقانی در بخش غربی مجموعه‌ی افیولیتی واقع شده‌اند و گابروهای زیرین بخش‌های شرقی و مرتفع افیولیت را تشکیل می‌دهند.

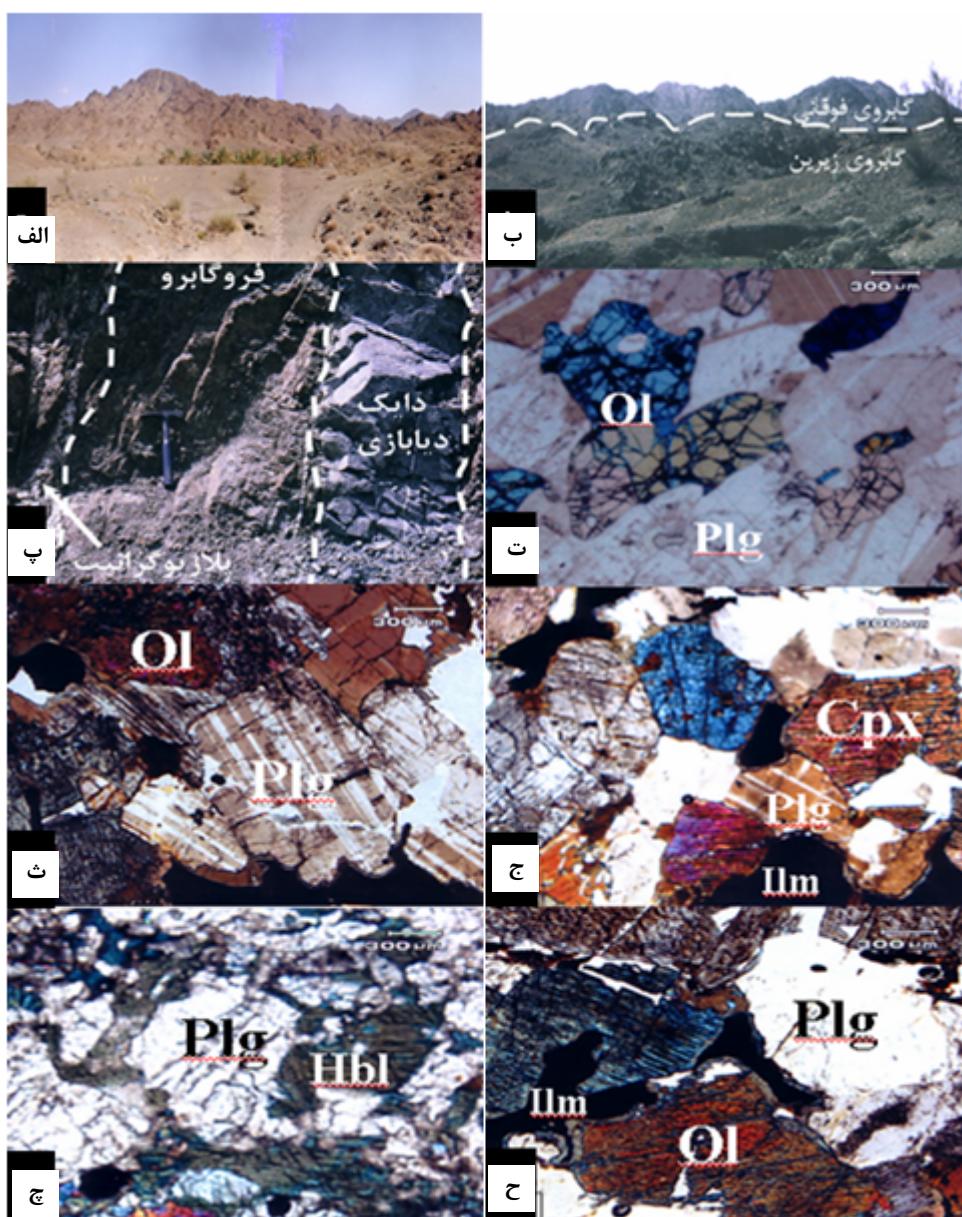
مجموعه‌ی سنگی گنج با برخوردگاه گسلی، در شرق مجموعه‌ی گابرویی بندزیارت قرار گرفته و شامل سنگ‌های بازالتی، پیلولاواه، دایک‌های آندزیتی تا ریولیتی، توربیدیت‌ها و رسوب‌های آهکی پلازیک می‌شود که به تدریج زیر رسوب‌های

بر این است که سنگ‌های حاوی آمفیبول اولیه در شرایط فشار کم از تبلور جدایشی مagma نوع پشتی میان اقیانوسی به وجود می‌آیند. شاره‌ی به دام افتاده در مرحله‌ی بعد از کومولایی همراه با ورود یک شاره‌ی غنی از آب به ستون مagmaی، موجب تشکیل آمفیبول می‌شود [۱۳].

پلازیوکلاز به صورت فاز انباشتی و کانی کلینوپیروکسن به صورت میان انباشتی تبلور یافته‌اند. حضور میانبارهای اولیوین در پلازیوکلاز و بر عکس، نشانگر تبلور همزمان این دو کانی است. کانی‌های آمفیبول بیشتر به رنگ سبز تا قهوه‌ای و به دو شکل اولیه (نیمه خود شکل) و ثانویه (بی‌شکل) دیده می‌شوند. عقیده



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه‌ی افولیتی بند زیارت. برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب (انتشارات سازمان زمین‌شناسی).



شکل ۲ نمایی از بخش گابرویی زیرین مجموعه‌ی افیولیت (ب)، بخش گابرویی فوقانی افیولیت (الف)، نفوذ دیاک دیابازی و پلازیوگرانیت به داخل سنگ فروگابرو (پ)، سنگ تروکولیت در پائین‌ترین بخش گابروهای زیرین (ت)، اولیوین گابرو با پلازیوکلازهای با ماکل پلی سنتتیک (ث)، گابروی معمولی با کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز خود شکل (ج)، هورنبلندگابرو (ج) و فروگابرو (ح). اولیوین (Ol)، پلازیوکلاز (Plg)، کلینوپیروکسن (Cpx)، هورنبلاند (Hbl) و ایلمنیت (Ilm).

فوقانی نامشخص و تدریجی است. (شکل ۲ ب) سنگ‌های این بخش در مقابل هوارددگی آسیب‌پذیر بوده و تخریب و هوازدگی آن‌ها موجب انباشت کانی‌های با ارزش ایلمینیت و تیتانومگنتیت در رسوب‌های آبرفتی رودخانه‌ی کهنوج شده است. سنگ‌های این بخش از نظر بافتی بسیار متغیر بوده به‌طوری که از انواع بسیار درشت دانه پگماتوئیدی در نزدیکی مرز گابروهای زیرین

گابروهای فوقانی در بخش غربی توده‌ی بندزیارت رخمنون دارند و بیشتر شامل گابروهای معمولی، لوکوگابروها، هورنبلند گابروها و فروگابروها هستند. گابروهای این واحد، دگرسانی بالاتری را نشان داده و به علت عدم وجود ساخت لایه‌ای منظم واحد گابرویی همسانگرد و واحد گابروهای اورالیتی شده نیز نامیده می‌شوند. مرز بین واحد گابرویی زیرین و واحد گابرویی

کل مجموعه افیولیتی را به شکل رگه‌های ناپیوسته به خصوص در مناطق بریده شده که در بخش غربی بندریارت به فراوانی دیده می‌شوند قطع کرده و موجب تبلور دوباره و دگرسانی‌های متعدد سدیمی، ساسوریتی، اپیدوتی، کلریتی، سریسیتی بدون تغییر در میزان تیتانیوم سنگ‌های میزبان شده‌اند (شکل ۲ پ.). در کنار این پلازیوگرانیت‌های مناطق برشی، سنگ‌های مشابهی نیز وجود دارند که همراه با دیبوریت‌ها بوده و در بخش‌های زیرین دایک‌های ورقه‌ای قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها دگرسان شده‌اند و زایش آن‌ها احتمالاً به تبلور سیال غنی از سیلیس منفی است. الگوی به دست آمده از عناصر REE نیز دو گروه واپسیت است. الگوی با بی‌هنجری مثبت عنصر Eu و گروه دیگر با بی‌هنجری منفی عنصر Eu [۱۰]. چنین رخدادی در افیولیت‌های غرب نروژ نیز گزارش شده است [۱۴].

بررسی‌های ژئوشیمی

نمونه‌های واحدهای سنگی تشکیل دهنده‌ی مجموعه افیولیتی بند زیارت به روش XRF مورد تجزیه شدند و نتایج داده‌های تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ آورده شده‌اند. در بررسی‌های جدایش ماقمایی در همبافت‌های آذرین می‌توان از نسبت $(\text{FeO} + \text{MgO}) / (\text{FeO} + \text{MgO})$ استفاده کرد [۱۵-۱۸]. این نسبت در اولیوین گابروهای بخش گابرویی زیرین (نمونه ۱۵) بسیار پائین (0.43%) است در حالی که میزان آن در نمونه‌های فروگابروهای بخش گابرویی فوقانی در گستره‌ی معینی بین 0.74 تا 0.75 (نمونه‌های $4-3$) و در پلازیوگرانیت (نمونه‌های $19-20$) بین 0.87 تا 0.96 قرار می‌گیرد. این نسبت در پلازیوگرانیت نمونه 18 فقط 0.67 است که نشانگر تفاوت در خاستگاه پلازیوگرانیت‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی است.

افزایش میزان این نسبت در صعود به افق‌های فوقانی ستون افیولیتی با جدایش ماقماً متناسب است. هر چند داده‌های به دست آمده از عناصر نادر خاکی در گابروهای ستون سنگ‌شناسی افیولیتی نشانگر وجود دو ماقمای بازالتی یعنی گدازه‌ی بازالتی با ماهیت غنی از عناصر نادر خاکی سبک REEs بازالت‌های درون قاره‌ای) و گدازه‌ی فقری از LREEs (بازالت‌های معمولی MORB) هستند [۸]. داده‌های این پژوهش نشانگر یک افزایش عمومی پیوسته از آهن، تیتانیوم و وانادیوم و کاهش در میزان کروم و نیکل از گابروهای زیرین به سمت گابروهای فوقانی در سری سنگ‌شناختی افیولیتی بندریارت

و محل نفوذ دایک‌های دیابازی و پلازیوگرانیتی تا انواع ریز دانه با بافت‌های، اینترسرتال و یا هیپ ایدیومورفیک دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی سنگ‌های این واحد شامل پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول بوده و کانی فرعی آن‌ها اولیوین است. کانی‌های کدر نیز فراوان و بیشتر از نوع ایلمنیت و مگنتیت هستند. در سنگ‌های این واحد سنگ‌شناختی یک روند کاهشی از کانی‌های مافیک و افزایشی از کانی‌های اکسیدی به سمت افق‌های فوقانی ستون افیولیتی دیده می‌شوند. کانی‌های ترمولیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت به دلیل دگرسانی گرمابی در سنگ‌های این بخش به خصوص با حرکت به سمت شمال و غرب توده‌ی افیولیتی (بخش‌های فوقانی ستون افیولیتی) به فراوانی دیده می‌شوند. فروگابروها در بالاترین سطح واحد گابرویی فوقانی قرار گرفته و با بافت ریز دانه تا میان دانه مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها میزبان اصلی کانی ایلمنیت است به طوری که در برخی از نمونه‌ها میزان ایلمنیت به بیش از 20% درصد سنگ می‌رسد که می‌توان آن را ایلمنیت گابرو نامید. بلورهای ایلمنیت مانند پیروکسن و پلازیوکلاز درشت دانه بوده و در فاز میان انباشتی قرار می‌گیرند (شکل ۲ ج-ح).

مجموعه دایک دیابازی با روند شمالی-جنوبی که بیشتر در بخش‌های غربی و شمالی مجموعه افیولیتی رخمنون دارند به درون توده‌های گابرویی نفوذ کرده‌اند و موجب تغییرات بافتی به صورت بلورهای درشت در نتیجه تبلور دوباره و دگرسانی فراوان به صورت تشکیل رگه‌های کوارتز+اپیدوت به خصوص در فروگابروها شده‌اند. با افزایش تعداد دایک‌ها، مجموعه اساساً به واحد دیابازی تبدیل می‌شود. این دایک‌ها از نظر کانی‌شناختی با سنگ‌های گابروی فوقانی تفاوت زیادی ندارد و بررسی‌های شیمیایی نیز نشانگر تمایل ژئوشیمی آن‌ها به انواع بازالت MORB است [۱۱-۱۲]. به نظر می‌رسد دایک‌های صفحه‌ای ریشه در واحد گابرویی همسانگرد دارند (شکل ۲ پ.). پیلولاواهای با ترکیب بازالتی به عنوان عضو نهایی آتشفسانی به صورت میان لایه‌ای با رسوب‌های پلازیک شامل گل سنگ، شیل و چرت‌های رادیولاریتی قرار دارند.

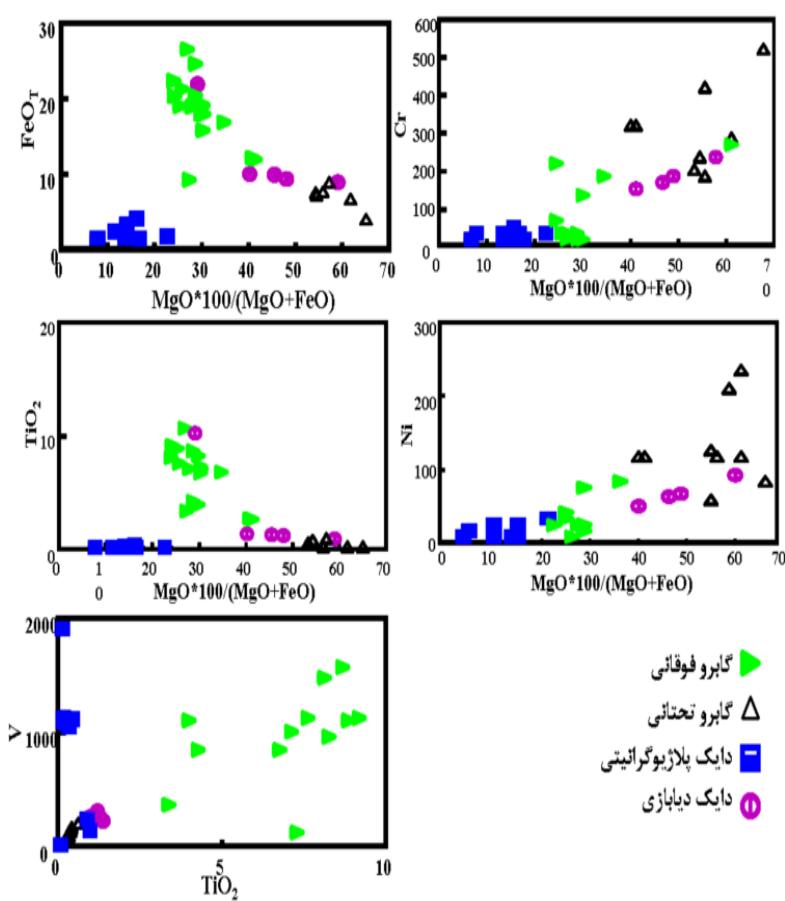
پلازیوگرانیت‌ها مهمترین سنگ‌های دگرسان نشده‌ی مجموعه افیولیتی بندریارت بوده که بخش کوچکی از واحدهای سازنده‌ی آن را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها که از کوارتز، پلازیوکلاز سدیمی، فلدسپار قلیایی و هورنبلاند تشکیل شده‌اند

مورد بررسی همخوانی دارد. میزان TiO_2 نیز از ۰/۱۹ درصد در اولیوین گابروها تا ۱۰/۲۴ درصد در فروگابروها افزایش می‌یابد که نشانگر جدایش شدید تیتانیوم در مراحل نهایی تبلور و تشکیل کانی‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت در فروگابرو است. در روند جدایشی پیوسته‌ی مشاهده شده میزان عناصر Na_2O و K_2O و میزان SiO_2 نسبت به $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Mg}$ نیز پیوسته به سمت سطوح فوقانی ستون افیولیتی افزایش می‌یابند (شکل ۳).

همراه با جدایش کانی‌های اولیوین و پیروکسن غنی از منیزیم در جدایش تدریجی مانگما است. به عبارت دیگر تمامی گابروها محصول جدایش بلورین از یک گدازه‌ی واحد بدون هر تغییر ناگهانی در ترکیب شیمیایی هستند. میزان $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ که در تعادل با اولیوین جبهای هستند در ۰/۷۲ تا ۰/۷۰ قرار می‌گیرد [۲۰-۱۹] که تقریباً با نقطه شروع سری جدایشی منطقه‌ی

جدول ۱ نتایج داده‌های تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی مجموعه افیولیتی بندزیارت به روش تجزیه دستگاهی XRF. فروگابروی دگرسان شده (۱-۲)، فروگابروی سالم (۴-۳)، هورنبلند گابرو (۶-۵)، گابروی روشن بخش زیرین (۹)، گابروی عمومی بخش فوچانی (۱۰) و گابرو معمولی بخش زیرین (۱۱-۱۲)، گابرونوریت (۱۳)، گابرو (۱۴)، تروکتولیت (۱۵)، دایک دیابازی (۱۶-۱۷)، پلازیوگرانیت (۱۸-۲۰).

Sample %wt e	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
SiO_2	۳۸,۸	۳۸,۲	۳۶,۵	۳۷,۴	۴۲,۳	۴۰	۴۴,۵	۴۰,۸	۵۰,۷	۵۱,۷	۳۹,۸	۳۸,۸	۴۹,۲	۴۷,۲	۴۸,۴	۴۳,۱	۴۱	۸۶,۶	۵۴,۶	۵۷,۷
TiO_2	۹,۲	۸,۱۳	۸,۶۸	۱۰,۲	۲,۹۸	۸,۲۸	۵,۸	۷,۱۳	۱,۴۸	۳,۳۹	۷,۶۴	۸,۸۶	۱,۳۷	۰,۱۹	۱,۲۹	۶,۷۶	۴,۷۲	۰,۰۷	۰,۹۸	۰,۸۸
Al_2O_3	۱۱,۷	۱۱,۱	۷,۴	۸,۴	۱۲,۳	۱۱,۲	۱۱,۸	۱۱,۴	۲۲,۸	۱۷,۷	۱۰,۲	۱۲,۲	۱۷,۲	۲۰,۶	۱۶,۱	۱۳	۱۰,۹	۵	۱۹,۹	۲۰
FeO	۲۰,۶۸	۲۲,۶۹	۲۵,۰۴	۲۲,۲	۱۸,۲۸	۱۹,۲	۱۷,۶	۱۹,۲۹	۶,۰۹	۹,۴۳	۲۱,۶۶	۱۹,۳۷	۱۰,۱۲	۷,۵۱	۱۰,۰۳	۱۶,۰۱	۲۰,۷۴	۰,۷	۵,۹۱	۵,۹۹
MnO	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۸	۰,۳	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۱۷	۰,۱۱	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۲۳	۰,۰۶	۰,۱	۰,۰۵
Mgo	۵,۶۴	۶,۱۳	۸,۵۵	۷,۷۸	۶,۶۵	۶,۹۸	۵,۹۳	۶,۳۴	۱,۷۵	۳,۰۲	۶,۴۱	۵,۶۳	۵,۸۲	۱۰	۷,۱۴	۵,۸۹	۷,۱۱	۰,۰۴	۳	۰,۸۸
CaO	۹,۷۴	۱۰,۳۶	۱۱,۲۱	۱۰,۳	۱۰,۹۱	۱۰,۱	۹,۳۵	۱۰,۸۲	۹,۷۶	۷,۲۴	۱۰,۴	۹,۶۹	۱۰,۶	۱۱,۳	۱۱,۷۵	۱۱,۲	۱۱,۸۶	۵,۶۴	۸,۴۸	۴,۹۶
Na_2O	۲,۵	۲,۲۹	۱,۵۱	۱,۸۷	۲,۶۶	۲,۳۷	۲,۵۶	۲,۵۶	۴,۷۶	۵,۶۳	۲,۳	۲,۶۵	۲,۹۳	۲,۵۵	۳,۴۶	۲,۸۱	۲,۲	۰	۵,۲۹	۷,۴۶
K_2O	۰,۱۸	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۱۳	۰,۶۷	۰,۴۱	۰,۲۳	۰,۱۷	۰,۳۹	۰,۰۸	۰,۲۹	۰,۲	۰,۱۱	۰,۰۱	۰,۷۳	۰,۶
P_2O_5	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۱۵	۰,۰۲	۰,۱۸	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۱۹	۰,۲۸
Total	۹۸,۷۳	۹۹,۲۸	۹۹,۲۵	۹۸,۸	۹۸,۵۷	۹۸,۶	۹۹,۱	۹۸,۷۴	۹۸,۲	۹۸,۷	۹۸,۹۳	۹۷,۶۶	۹۸,۹۵	۹۹,۶	۹۸,۸۱	۹۹,۲۲	۸۹,۹	۹۸,۱	۹۹,۲	۹۸,۸
Sc	۵۰	۵۳	۶۶	۷۰	۵۲	۴۷	۵۰	۵۲	۱۷	۲۵	۶۰	۵۱	۳۰	۱۴	۴۱	۶۲	۷۰	۵	۲۶	۷
V	۱۱۲۴	۱۴۷۵	۱۵۶۸	۱۲۶۱	۱۱۰۴	۹۴۶	۹۴۶	۱۰۰۲	۲۷۱	۳۶۷	۱۱۲۸	۱۱۰۷	۲۲۴	۴۳	۲۵۴	۸۴۸	۱۲۳۴	۱۹	۱۳۷	۲۲۶
Cr	۲	۴۱	۶	۲	۲۹	۳	۱۸	۱۳	۱۰	۲	۴	۱۵	۱۳۵	۲۷۵	۱۷۲	۲	۸۴	۶	۱۰۷	۷
Co	۶۴	۶۸	۸۵	۷۲	۷۱	۶۳	۶۶	۵۹	۳۷	۷۱	۵۹	۷۳	۵۹	۱۰,۱	۴۹	۵۶	۷۷	۳۲۷	۶۰	۴۱
Ni	۲۶	۲۴	۲۹	۱۸	۳۰	۱۱	۳۱	۱۴	۹	۱۱	۱۲	۳۷	۵۸	۲۴۱	۷۰	۱۴	۷۱	۴	۲۴	۶
Cu	۵۲	۵۵	۵۴	۵۲	۵۶	۴۶	۴۷	۴۳	۹	۲۲	۵۳	۵۹	۳۵	۵۸	۵۲	۴۱	۱۹۴	۱	۲۲	۱۵
Zn	۱۰,۴	۱۰,۸	۱۱,۹	۱۰,۵	۱۰,۱	۹,۷	۱۰,۱	۹,۴	۳,۱	۳,۷	۱۰,۸	۹,۹	۶۷	۱۵	۶۴	۶۸	۱۰,۸	۳	۲۳	۶
Ga	۱۹	۲۱	۱۶	۱۵	۲۰	۱۵	۱۸	۱۷	۲۴	۲۵	۱۹	۱۸	۱۸	۱۶	۱۷	۱۹	۱۸	۱۶	۲۱	۲۷
Rb	۲	۴	۱	۲	۷	۳	۲	۱	۷	۲	۳	۱	۳	۱	۴	۷	۴	۱	۱۰	۷
Sr	۱۷۱	۱۶۴	۹۸	۱۰,۸	۱۶۶	۱۶۰	۱۴۲	۱۷۰	۵۰,۸	۲۲۱	۱۵۳	۲۶۶	۲۲۵	۲۵۷	۳۸۳	۱۹۲	۱۵۸	۴۵	۲۲۲	۲۵۳
Zr	۸۶	۷۶	۷۳	۸۲	۷۳	۶۹	۱۶۴	۶۹	۴۵	۱۳۴	۸۳	۹۳	۱۸۳	۱۹	۶۸	۶۷	۴۸	۲۳	۲۹۵	۲۰۸۵
Nb	۶	۶	۵	۶	۵	۶	۱۲	۷	۰	۱۹	۶	۵	۶	۳	۶	۸	۲	۴	۷	۱۷
Ba	۳	۴	۴	۴	۲۳	۲	۴۱	۴	۴۲	۹۲	۲	۴	۴۵	۱۴	۸۱	۴	۱۱	۸	۱۰,۳	۱۶۳
Pb	۲	۳	۱	۴	۱	۲	۱	۳	۱	۴	۱	۱	۲	۳۷	۱	۴	۱	۲	۲	۱
Y	۲۰	۱۹			۲۱	۲۱	۷۸	۲۳	۱۳	۹۸	۲۷	۲۱		۶	۲۸	۲۲	۲۳	۵	۲۵	۶۴



شکل ۳ داده‌های شیمیایی حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های سنگی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت. میزان اکسیدها به صورت درصد و عناصر به صورت ppm به کار گرفته شدند.

است. سن‌های 134 ± 4 تا 146 ± 5 میلیون سال برای گابروهای زیرین و 121 ± 4 تا 130 ± 4 میلیون سال برای گابروهای فوکانی روی کانی‌های هورنبلند و پلازیوکلاز در بررسی‌های پیشین [۸] به دست آمدند که نشانگر تشکیل مجموعه‌ی گابروی در دوره‌ی کرتاسه زیرین است. البته سن‌های بدست آمده روی دایک‌های دیابازی در همین بررسی‌های 86 ± 2 تا 98 ± 2 میلیون سال گزارش شده‌اند. این مولفین سعی کردند تا این اختلاف زیاد سنی را با فرایندهای شیمیایی و گرمایی که روی روابط پاتاسیم-آرگون در پلازیوکلازها تاثیر می‌گذارند توجیه کنند. در داده‌های ارائه شده توسط [۹] نیز سن آمفیبولهای گابروها از طریق سال‌سنجدی پاتاسیم-آرگون 139 تا 156 و سن سنگ-های دیوریتی و پلازیوگرانیتی 111 تا 128 و سن رگه‌های گرانیتی 88 تا 96 میلیون سال محاسبه شدند. همچنین سن اغلب آمفیبولها بین 139 تا 144 میلیون سال تعیین شدند. در این داده‌ها دو سن بسیار متفاوت 519 و 439 میلیون سال از پلازیوکلازهای موجود در گابروهای لایمایی و ایزوتوبی و

سال‌سنجدی به روش K-Ar

سال‌سنجدی به روش پاتاسیم-آرگون روی ۹ نمونه‌ی شاخص از واحدهای مختلف مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت در مرکز ایزوتوبی دانشگاه گوتینگن آلمان، با استفاده از یک جرم سنج گازی مدل VG 1200 C، انجام شد. در این پژوهش از روش آمده‌سازی و آنالیز ایزوتوبی [۲۱] و از بیوپتیت استاندارد برای درجه‌بندی دستگاه به روش استاندارد HD-B1 استفاده شد [۲۲]. مقدار آرگون رادیوزنیک به روش [۲۳] اندازه‌گیری شد، و سن آن نیز با روش‌های استاندارد [۲۴] صورت گرفت. پاتاسیم نیز با نورسنج شعله‌ای مدل Eppendorf Elex 63-61 اندازه-گیری شد. در این شرایط محاسبات سنی دارای ضریب اطمینان ۹۵ درصد است. داده‌های سال‌سنجدی در جدول ۲ آورده شده‌اند.

داده‌ها پیشین سال‌سنجدی به روش پاتاسیم-آرگون روی نمونه‌های مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت [۹-۸] دارای اختلاف زیادی با نتایج به دست آمده با همین روش در این پژوهش

کهنه‌وج از عنصر تیتانیوم غنی بوده است. افیولیت‌های غنی از Ti از نظر زمین شیمیایی و سنگ‌شناختی شباهت زیادی به حوضه‌های اصلی اقیانوسی و یا حوضه‌های پشت قوسی داشته که در مراحل میانی تا پایانی بازشدگی حوضه‌های پشت قوسی ایجاد می‌شوند در حالی که انواع فقیر آن از تبلور ماقماهایی که نشانگر مراحل آغازین بازشدگی هستند به وجود می‌آیند [۱۵-۲۷-۲۶]. ماهیت تولیتی کم پتاسمیم از ویژگی‌های عمومی سنگ‌های سری ماقمایی مجموعه‌ی سنگ‌شناختی منطقه مورد بررسی است که به همراه نتایج سال سنجدی با فرضیه‌ی گسترش حوضه‌ی اقیانوسی در زمان کرتاسه فوقانی همخوانی دارد. علی‌رغم تغییرات پس از تبلور سنگ، بافت اولیه‌ی آذرین در بسیاری از سنگ‌های مجموعه افیولیتی کاملاً حفظ شده و امکان تشخیص فازهای انباسته‌ای و پسا انباسته‌ای و در نتیجه تعیین دنباله‌ی تبلور وجود دارد. این بافت‌ها نشان می‌دهند که اولیوین و پلازیوکلаз اولین فازهایی هستند که متبلور می‌شوند، سپس پیروکسن و در پایان کانیهای آمفیبیول و اکسیدی آهن-تیتانیوم تشکیل می‌شوند. شواهد این برداشت، حضور بلورهای بزرگ پلازیوکلاز خودشکل تا نیمه خودشکل، پیروکسن‌های متوسط نیمه خود شکل و سپس حضور کانی‌های آمفیبیول و اکسیدی در فضاهای بین بلوری است. بافت‌ها، ساخته‌ها و لایه‌های بندی ماقمایی و تغییرات شیمیایی نشانگر آن است که گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های وابسته به این توده‌ها از

رگه‌های پگماتیتی گابرویی که واحد گابروهای لایه‌ای را قطع می‌کند نیز به دست آمده است. سنگ‌های دیوریتی نیز سن‌های ۱۲۸، ۱۲۵، ۱۲۱ میلیون سال را نشان می‌دهند. در سال سنجدی‌های این پژوهش که روی کانی‌های پلازیوکلاز و آمفیبیول سنگ‌ها صورت گرفت، برای گابروهای معمولی زیرین 97.2 ± 5 میلیون و برای فروگابروها 86.5 ± 7.6 میلیون سال به دست آمدند. این نتایج با داده‌های به دست آمده توسط [۲۵] روی گابروهای منطقه نیریز کاملاً همخوانی دارد و نشانگر تشکیل هم زمان پوسته‌ی اقیانوسی در این دو منطقه در دوره‌ی کرتاسه بالایی است. سن دایک‌های دیابازی از ۸۷.۱ \pm ۶.۸ تا ۹۲.۷ \pm ۶.۸ میلیون سال، سن سنگ‌های تروکتولیتی های پلازیوگرانیت نیز ۹۳.۱ \pm ۳.۴ تا ۹۴.۴ \pm ۶.۲ میلیون سال به دست آمدند. نتایج سال سنجدی روی سنگ‌های تروکتولیتی و دایک‌های دیابازی با داده‌های مولفین گذشته [۲۵، ۸] متناسب بوده و نشانگر تشکیل این دایک‌ها از ماقمای واحد افیولیتی در مراحل مختلف جدایش ماقمایی است. نمونه‌های پلازیوگرانیت (۱۸ و ۲۰) دارای دو سن متفاوت بوده است که با داده‌های صحرایی و شیمیایی این پژوهش و عناصر نادر خاکی [۸] همخوانی داشته و دارای خاستگاه متفاوتند.

بحث و بررسی

حضور کانسارهای با ارزش تیتانیوم این فرضیه را به وجود می‌آورد که ماقمای مادر افیولیتی مجموعه‌ی بندزیارت در جنوب

جدول ۲ نتایج سال سنجدی ایزوتوپی پتاسمیم-آرگون بر روی کانی‌های پلازیوکلاز و آمفیبیول در سنگ‌های افیولیتی بندزیارت کهنه‌وج فروگابرو (۴)، گابرو معمولی (۱۰)، اولیوین گابرو (۱۴)، تروکتولیت (۱۵)، دایک‌های دیابازی (۱۶)، ۱۷ و ۱۷-۲، پلازیوگرانیت (۱۸ و ۲۰).

Sample	K _{2O} (Wt. %)	⁴⁰ Ar* [nl.g]STP	⁴⁰ Ar* [%]	Age [Ma]	2s-Error [Ma]	2s-Error [%]
۴	۰.۱۸	۰.۴۰	۹.۵۰	۸۶.۵	۷.۶	۱۱.۲
۱۰	۰.۲۶	۰.۶۸	۱۵.۹۲	۹۷.۲	۵.۰	۶.۳
۱۴	۰.۱۳	۰.۴۰۶	۳۱.۵۹	۹۴.۴	۶.۲	۶.۶
۱۵	۰.۰۸	۰.۲۱۴	۳.۰۸	۸۰.۹	۱۵.۰	۱۸.۵
۱۶	۰.۲۹	۰.۸۶۲	۱۲.۲۵	۸۹.۹	۷.۹	۸.۸
۱۷	۰.۴۵	۱.۲۵۹	۲۹.۱۲	۸۷.۱	۶.۰	۶.۹
۱۷-۲	۰.۳۸	۱.۱۶۶	۲۴.۲۵	۹۲.۷	۶.۸	۷.۳
۱۸	۰.۶۸	۱.۶۹	۳۴.۵۱	۷۵.۳	۳.۵	۴.۶
۲۰	۰.۵۹	۱.۸۲	۲۷.۸۸	۹۳.۱	۳.۴	۳.۶

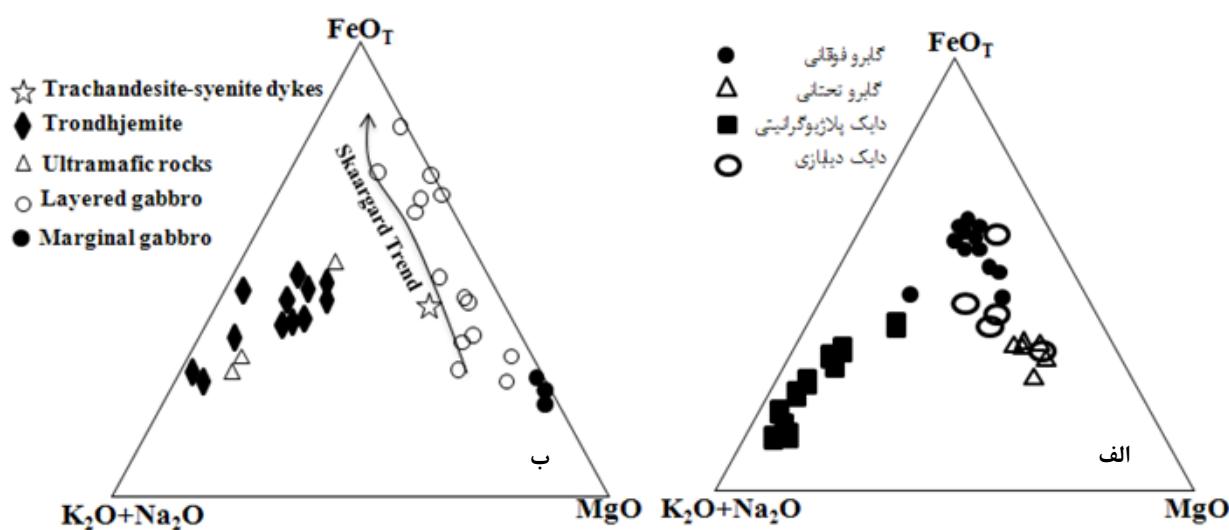
نفوذ دایک‌های دیابازی تاثیر بزرگی بر ترکیب شیمیایی سنگ‌های گابریوی میزبان نداشتند و به صورت محلی موجب تغییرات بافتی در اثر واکنش‌های گرمایی بالا شده‌اند ولی نفوذ پلازیوگرانیت موجب تبادل‌های دگرنهادی بین دو واحد گابریوی و پلازیوگرانیتی شده است. در عین حال مشاهدات صحرایی، داده‌های عناصر نادر خاکی [۱۰] و نتایج سال‌سنگی نشانگر وجود دو نوع سنگ اسیدی با خاستگاه متفاوت‌اند. دایک‌های دیابازی تفاوت عمدی از نظر ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کانی‌شناختی با گابروها نداشته و نشانگر تبلور از ماقمای مادر یکسان‌اند. در بسیاری از بخش‌های مجموعه‌ی افیولیتی، دایک‌های دیابازی از نظر زمین‌ساختی به شدت خرد شده‌اند. برخی از پلازیوگرانیت‌ها در انتهای مسیر جدایش به صورت رگجهای سفید تا خاکستری در بخش‌های مختلف به ویژه در گابریو فوکانی نفوذ کرده‌اند.

مقایسه‌ی تغییرات زمین‌شیمیایی نمونه‌های افیولیت بند زیارت و مجموعه‌ی نفوذی اسکارگارد (شکل ۴) [۲۸] و همسانی این دو و نیز شواهد صحرایی از جمله حجم کم سنگ‌های پلازیوگرانیتی در مقایسه با گابروها و نیز مز تدریجی آن‌ها با گابروهای فوکانی، همراهی گابروهای انباستی با گابروهای معمولی شواهدی بر روند جدایش از یک ماقمای واحد است با این تفاوت که مسیر جدایش در افیولیت بند زیارت کوتاه‌تر است.

طریق انباست بلورین در کف یک آشیانه‌ی ماقمای تشکیل شده‌اند به طوری که تغییرات سنگ‌شناختی ناشی از تغییر تدریجی در نسبت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی گابروهایست. مز بین گابروهای زیرین و فوکانی تدریجی بوده و در مز دو بخش گابریو معمولی و گابریو روشن دیده می‌شوند که نشانگر ایجاد شرایط با فشار کمتر و ورود سیال غنی از آب به ستون ماقمای است که با تبلور آمفیبول‌های اولیه به صورت بین بلوری مشخص می‌شود (تشکیل هورنبلند گابریو) [۱۳].

در سنگ‌های مافیک دنباله‌ی مجموعه‌ی افیولیتی، ترکیب اولیه سیلیکات‌های مافیک و اکسیدهای آهن- تیتانیوم، نشانگر غنی شدگی پیوسته از آهن، تیتانیوم، وانادیوم و روی کاهش میزان کروم و نیکل از بخش‌های زیرین به سمت بخش‌های فوکانی مجموعه افیولیتی است. جدایش پیشرونده‌ی سیال باقی مانده از ماقما (بهخصوص با تبلور پلازیوکلазها) موجب غنی شدگی آن از Ti و Fe و در نتیجه تمرکز کانی‌های غنی از Ti و Fe در سنگ‌های کمتر منیزیمی در بالاترین سطح ستون افیولیتی (فروگابریو) می‌شود. شاخصه‌ی مهم این سنگ‌ها، وجود بیش از ۱۵ درصد کانی کدر (ایلمنیت و تیتانومگنتیت) و کلینوپیروکسن‌های نوع اوژیت غنی از تیتانیم به رنگ قهوه‌ای تا بنفش است.

در مرحله‌ی بعد توده‌ی گابریو تحت تاثیر نفوذ دایک‌های دیابازی و سپس پلازیوگرانیتی قرار می‌گیرد. به‌نظر می‌رسد



شکل ۴ (الف) سیر جدایش ماقمای در نمونه‌های افیولیت بندزیارت. (ب) روند جدایش در نمونه‌های اسکارگارد (برگرفته از Hunter & Sparks, 1990).

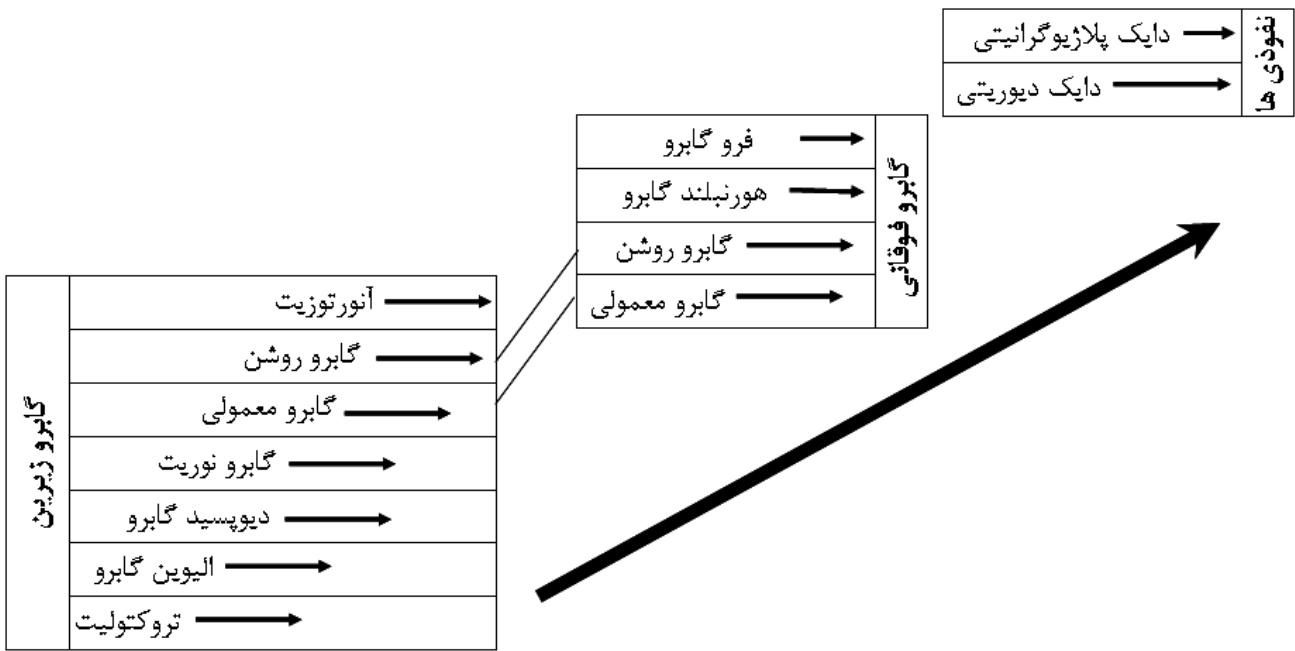
پیشرفت جدایش و افزایش نسبت اکسیدهای Al و کاهش Mg، کلینوپیروکسن فراوان + پلازیوکلаз در مرز بین دو بخش گابرویی متبلور شده‌اند (تشکیل گابروهای معمولی، روشن و سپس آنورتوزیت)، در شرایط فشار کمتر و احتمالاً ورود سیال غنی از آب به ستون ماقمایی که با افزایش گریزندگی اکسیژن همراه است، موجب تبلور آمفیبیول و اکسیدهای آهن-تیتانیوم در سطوح فوقانی مجموعه افیولیتی شده است (تشکیل هورنبلاندگابرو و فروگابرو). این روند جدایش تدریجی از یک ماقمایی بازالتی تولئیتی با داده‌های زمین شیمیایی و سال سنگی ایزوتوبی به دست آمده از نمونه‌های سنگی مجموعه افیولیتی همخوانی دارد (شکل ۵).

قدرتانی

مولفین این مقاله بر خود لازم می‌دانند از همکاری ارزشمند پروفسور K.Wemmer، پروفسور A.Kronz در مرکز ایزوتوبی بخش زمین‌شناسی و ژئوشیمی دانشگاه گوتینگن آلمان در تجزیه شیمیایی و سال سنگی ایزوتوبی نمونه‌ها تشكر و قدردانی کنند.

برداشت

مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت احتمالاً بخشی از حوضه‌ی اقیانوسی نئوتیس است. این حوضه پیش از کرتاسه در محل نازک خود در اثر نفوذ یک دیاپیر خاستگاه گرفته از آستنوسفر در حاشیه‌ی فعال ایران مرکزی دستخوش باز شدگی شده است. گذاهی حاصل از ذوب بخشی آستنوسفر با ترکیب بازالت تولئیتی و غنی از تیتانیم-آهن به علت اختلاف چگالی به سمت بالا حرکت کرده و بخشی از آن ضمن مهاجرت و پس از استقرار، متبلور می‌شود و بلورهای حاصل به کف اطاق ماقمایی سقوط می‌کنند. پس از تشکیل بخش اولترامافیک، در اثر سرد شدن تدریجی و طی تبلور جدایشی به ترتیب واحدهای مختلف بخش گابرویی، دیابازی و پلازیوگرانیتی در گستره‌ی زمانی سنومانین-کامپانین (کرتاسه بالایی) شکل گرفته‌اند. جدایش در گابروهای بخش زیرین مجموعه افیولیتی با تبلور همزمان اولوین و پلازیوکلاز به صورت انباست کانی شروع و فضای بین آن‌ها با پیروکسن و به مقدار کمتر آمفیبیول پر شده است (تشکیل سنگ‌های تروکتولیت، اولوین گابرو و گابرونوریت)، با



شکل ۵ روند جدایش بلورین ماقمایی که منجر به تشکیل سنگ‌های مختلف مجموعه افیولیتی شده است. مرز میان گابروی تحتانی و فوقانی تدریجی بوده و هیچ گونه تفاوت ناگهانی قابل توجهی در ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها تشخیص داده نمی‌شود.

مراجع

- [11] McCall P., "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of the southern Iran", Journal of Asian Earth Sciences 15 (1997) 517-531.
- [12] کنعانیان ع، "پتروژنر و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی کهنج، پایان نامه دکتری دانشگاه تربیت مدرس تهران (۱۳۸۰) ۲۴۳ ص.
- [13] Tribuzio R., Tiepolo M., Thirlwall M. F., "Origin of titanium pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence", Earth and Planetary Science Letters 175 (2000) 281-293.
- [14] Pedersen R. B., Malpas J., "The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway", Contribution to Mineralogy and Petrology 22 (1989) 783-786.
- [15] Church W. R., Ricco L., "Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification", Canadian Journal of Earth Sciences 14 (1977) 1156-1165.
- [16] Serri G., "The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types", Earth and Planetary Science Letters 52 (1981) 203-212.
- [17] Anant S., Rajish K. S., Chandra R., George A. J., "Fe-Ti-enriched mafic rocks from south Andaman ophiolite suite: Implication of late stage liquid immiscibility", Current Science 80 (2001) 453-454.
- [18] Dipankar M., Naresh C., G., Nilanajan C., H., "Crystallization history of massif anorthosite in the eastern India shield margin based on borehole lithology", Journal of Asian Earth Sciences 25 (2005) 77-94.
- [19] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Hyndman, London (1989) 466p.
- [20] White W. M., "Geochemical tracers of mantle processes", In U.S. National report to the IUGS: properties of the solid earth (1995) 19-24.
- [21] Wemmer K., "K.Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im sproden und duktilen Bereich-Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen
- [1] Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environment", Earth and Planetary Science Letters 76 (1985) 84-92.
- [2] Knipper A., Ricou L. E., Dercourt J., "Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean", Tectonophysics 123 (1986) 213-240.
- [3] Nicolas A., "Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere", Kluwer Academic publishers. London 367 p (1989).
- [4] Boulin J., "Structures in southeast Asia and evolution of the eastern Tethys", Tectonophysics 196 (1991) 211-268.
- [5] مهندسین مشاور کاوشگران، "گزارش مطالعات سنگ-شتانخایی گابروهای ایلمنیت‌دار در ناحیه سنگ مادر کانسار دره گز"، گزارش تفصیلی معاونت فلزات غیرآهنی وزارت معادن و فلات (۱۳۶۹) ۱۵۶ ص.
- [6] سبزه‌ی م.، "گزارش زمین‌شناسی و بررسی منابع معدنی کانه‌های تیتانیوم مجموعه افیولیتی کوهستان بندریارت کهنج، استان کرمان"، گزارش داخلی شرکت تیتانیوم (۱۳۷۰) ۱۸۸ ص.
- [7] Paragon Consulting Engineers, "Explanatory text of the Minab quadrangle map 1:250000", Number J13 Geological Survey of Iran (1985) 530 p.
- [8] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., Wampler J. M., "Rare earth element characteristics and K-Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 33 (1996) 1534-1542.
- [9] Kananian A., Juteau T., Bellon H., Darvishzadeh A., Sabzehi M., Whitechurch H., Ricou L., "The ophiolite massif of Kahnuj western Makran, (southern Iran): New geological and geochronological data", Earth and Planetary Science Letters 332 (2001) 543-552.
- [10] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., Mahonery J. J., Duncan R. A., "Geochemical characteristic, 40Ar/39Ar age and original tectonic setting of Band-e-Ziarat-Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran", Tectonophysics 393 (2004) 175-196.

- [26] Hawkins J. W., "Petrology of back arc basins and island arc: their role in the origin of ophiolite. In proceedings of the International Ophiolite Symposium", Geological Survey Department, Cyprus (1980) 244-254.
- [27] Rajish K. S., Chandra R., Shastry A., "High – Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite", Indian Academic Sciences (Earth Plant Science) 113 (2004) 605-618.
- [28] Hunter R. H., Sparks R.S.J., "The differentiation of the Skaergaard intrusion", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 248-251.
- [29] Linie (N-Italien)", Gottingen Arb Geology Palaont 51 (1991) 1-61.
- [30] Fuhrmann U., Lippolt H. J., Hess J. C., "Examination of some proposed K-Ar standard: ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses and conventional K-Ar data" Chemical Geology 66 (1987) 41-49.
- [31] Schumacher E., "Herstellung von 99,9997% ^{38}Ar fur die ^{40}K - ^{40}Ar Geochronologie", Geochronology Chimia 24 (1975) 441-442.
- [32] Steiger R. H., Jager E., "Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology", Earth and Planetary Science Letters 36 (1977) 359-362.
- [33] Lanphere M. A., Pamic J., " ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, southeast Zagros Range. Iran", Tectonophysics 96 (1983) 245-256.