

## بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سال‌سنجی ایزوتوپی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت، جنوب کهنوج، استان کرمان

منصور قربانی\*<sup>۱</sup>، محمدعلی رجب زاده<sup>۲</sup>

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 کهنوج، استان کرمان قرار دارد. این مجموعه به‌صورت یک فرازمین در مرز غربی فروافتادگی جازموریان، جنوب بلوک لوت و جنوب شرقی زون سنندج- سیرجان بین دو گسل بزرگ (با راستای شمال- جنوب) جبرفت 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 پلاژیوگرانیته‌ی سدیمی تشکیل شده است. واحدهای اولترامافیک در این مجموعه نادر بوده و محدود به برخی مناطق گسلی بدون هرگونه موقعیت مشخص چینه‌شناسی هستند. بررسی‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمی و سال‌سنجی به روش پتاسیم- آرگون روی نمونه‌های سنگی این مجموعه افیولیتی نشان می‌دهند که سری‌های سنگی تشکیل دهنده‌ی مجموعه‌ی افیولیتی کهنوج از یک ماگمای تولیتیتی غنی از تیتانیوم طی فرایند تبلور جدایشی در زمان کرتاسه فوقانی در حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ سال‌سنجی؛ افیولیت؛ بندزیارت؛ کرمان.

### مقدمه

مشاور کاوشگران [۵]، پیکره‌های سنگ‌شناختی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت در جنوب استان کرمان در دوره‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند به‌طوری که گابروهای این مجموعه را به پالئوزوئیک زیرین، دیابازها و گدازه‌های بالشی و سنگ‌های وابسته به آن‌ها را به کرتاسه بالایی و پلاژیوگرانیته‌ها را به اوائل سنوزوئیک نسبت داده‌اند. سبزه‌ئی [۶] تشکیل افیولیت بندزیارت را از سه سری ماگمایی به‌صورت سری سنگ‌های لایه‌ای انباشته‌ای با سن پرکامبرین تا پالئوزوئیک زیرین، یک سری آتشفشانی نزدیک سطحی همراه با رسوب‌های پلاژیک با سن کرتاسه فوقانی و یک سری پلاژیوگرانیته‌ی سدیمی با سن پالئوسن فوقانی تا ائوسن که تمامی مجموعه افیولیتی را قطع

بر اساس نظریه زمین‌ساختی صفحه‌ای افیولیت‌ها به‌صورت بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی در نظر گرفته می‌شوند که در کمربندهای کوهزایی حاشیه‌ی قاره‌ای جای‌گیری شده‌اند [۱-۴]. مجموعه‌های افیولیتی دارای دو بخش جبه‌ای متشکل از پریدوتیت‌های با ساخت زمین‌ساختی و بخش پوسته‌ی اولترامافیکی- مافیکی با ساخت انباشته‌ای ماگمایی هستند. علی‌رغم عدم حضور گسترده‌ی سنگ‌های پریدوتیتی، ماهیت افیولیتی مجموعه سنگ‌شناختی بندزیارت پذیرفته شده است و پژوهشگران نظرهای متفاوتی درباره شکل‌گیری و سن اجزای سازنده‌ی آن ارائه کرده‌اند. بنابر گزارش شرکت مهندسی

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 تولییتی جدا می‌شود. مجموعه دره‌ی انار در شمال و غرب مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت رخنمون دارد و شامل رسوب‌های پلاژیک، 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 آتشفشانی، گل سنگ، توف‌های ریولیتی، آهک‌های رودیست‌دار و گاستروپوددار و نهشته‌های پلاژیک با سن سنومانین-سانتوین هستند که سنگ‌های دیوریتی، دیابازی و میکروگابرویی به-صورت سیل در آن‌ها تزریق شده‌اند. خاستگاه رسوبی آن‌ها نیز، دریای کم عمق با شرایط زمین‌ساختی ناآرام در نظر گرفته شده است [۱۲].

#### بررسی‌های سنگ‌شناختی

واحدهای سنگی اصلی مجموعه‌ی افیولیتی بند زیارت شامل گابروهای زیرین با ساخت انباشته‌ای و گابروهای همسانگرد فوقانی، دایک‌های دیابازی و به میزان کمتر گدازه‌های بالشی و نفوذی‌های پلاژیوگرانیتی هستند. گابروهای زیرین با بافت ریز دانه تا درشت دانه در ستون افیولیتی در زیر گابروهای فوقانی قرار می‌گیرند. انواع درشت دانه‌ها تا پگماتیستی عموماً در رخساره‌ی شیبست سبز دگرسان شده و حاوی اورالیت، پلاژیوکلازهای 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 مجموعه‌ی 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 ب-ث). سنگ‌های این واحد نسبت به گابروهای فوقانی کمتر دگرسان شده‌اند و بافت گابروهای کومولایی که فراوان‌ترین گابروهای زیرین-اند از ادکومولا تا اورتوکومولا تغییر می‌کنند (شکل ۲ ج). کانی‌های اصلی به ترتیب شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اولیوین و کانی‌های فرعی نیز از آمفیبول و به میزان کمی ارتوپیروکسن تشکیل شده‌اند. عموماً کانی‌های اولیوین و

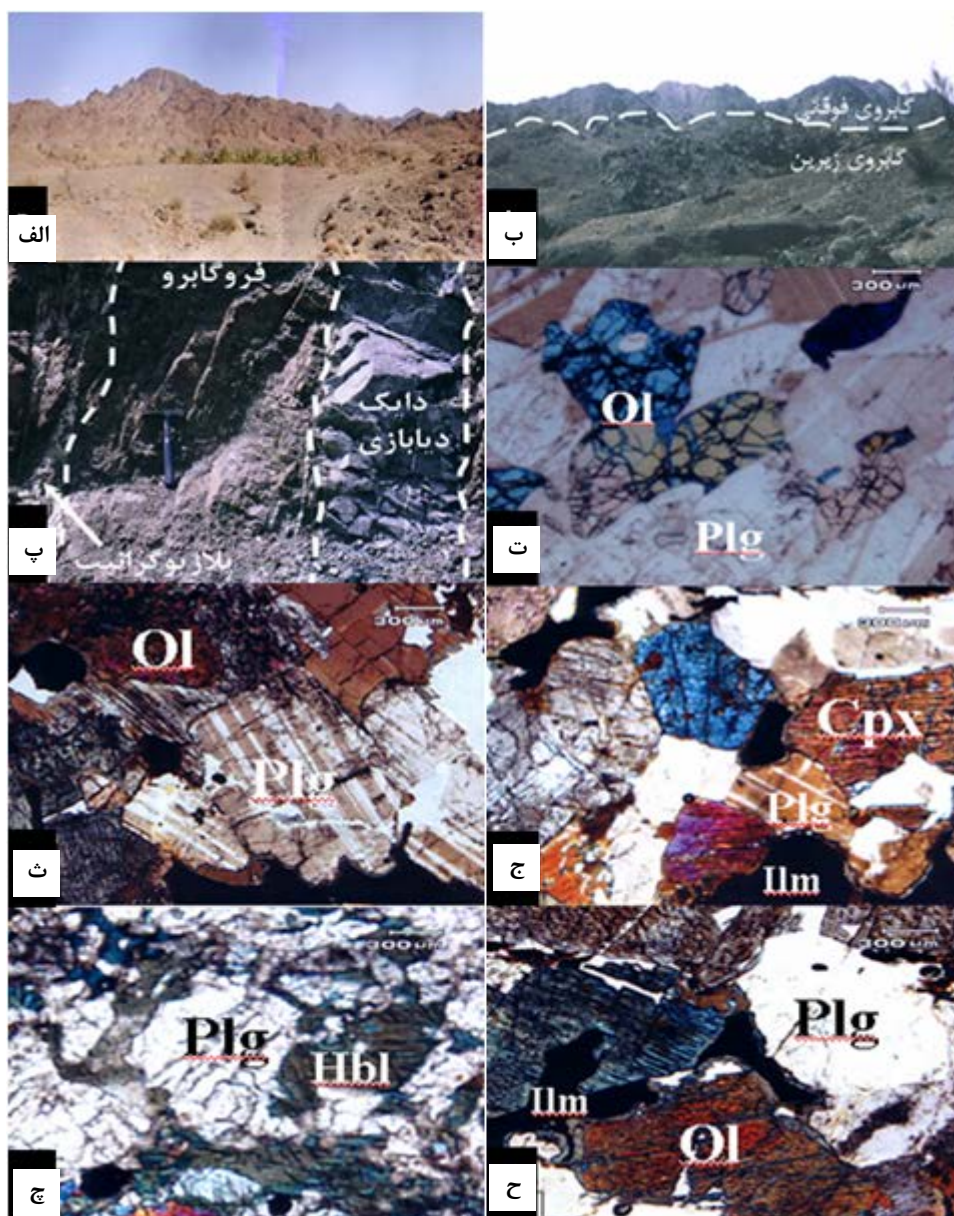
کرده‌اند می‌داند. وی همچنین معتقد است که مجموعه‌های افیولیتی جنوب شرقی ایران بدون گسسته شدن سنگ‌شناختی موهو تشکیل و سپس دگرگون شده‌اند. گروه زمین‌شناسی شرکت پاراگون، مجموعه گابروهای بندزیارت، دره‌ی انار و واحد گنج را به تشکیلات کمربند افیولیتی حوضه‌ی رسوبی حاشیه‌ای بخش غربی جازموریان وابسته می‌داند و سال‌سنجی روی گابروها، دیوریت‌ها و پلاژیوگرانیت‌ها از سوی این شرکت، سن اوائل کرتاسه تا اوائل پالئوسن را نشان می‌دهد [۷]. همچنین تعیین سن به روش ایزوتوپی پتاسیم-آرگون [۸-۹] نشانگر تشکیل گابروهای مجموعه افیولیتی بندزیارت در کرتاسه تا پالئوسن است. در این مقاله با استفاده از داده‌های سنگ-شناسی، زمین‌شیمیایی و سال‌سنجی 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 ۳۷° ۵۷' و ۵۷° ۵۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵° ۲۷' و ۵۵° ۲۷' شمالی در منطقه‌ای به طول تقریبی ۵۰ و عرض ۱۲/۵ کیلومتر در جنوب، شهر کهنوج استان کرمان واقع شده است و از نظر جایگاه زمین‌شناختی از شمال به بلوک لوت، از شمال غربی به زون سنندج سیرجان، از شرق به حوضه‌ی جازموریان و از جنوب به مکران محدود می‌شود. این مجموعه‌ی سنگ-شناختی 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 پلاژیوگرانیتی بخش بزرگ افیولیت بندزیارت را تشکیل می‌دهند. بر اساس داده‌های عناصر نادر خاکی (REE) خاستگاه بازالتهای مجموعه‌ی افیولیتی بند زیارت کهنوج E-MORB 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، پیلولاواها، دایک‌های آندزیتی تا ریولیتی، توربیدیت‌ها و رسوب‌های آهکی پلاژیک می‌شود که به تدریج زیر رسوب‌های





شکل ۲ نمای از بخش گابرویی زیرین مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت (الف)، بخش گابرویی فوقانی افیولیت (ب)، نفوذ دایک دیابازی و پلاژیوگرانیت به داخل سنگ فروگابرو (پ)، سنگ تروکتولیت در پائین‌ترین بخش گابروهای زیرین (ت)، اولیوین گابرو با پلاژیوکلازهای با ماکل پلی سنتتیک (ث)، گابروی معمولی با کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز خود شکل تا نیمه خود شکل (ج)، هورنبلندگابرو (چ) و فروگابرو (ح). اولیوین (Ol)، پلاژیوکلاز (Plg)، کلینوپیروکسن (Cpx)، هورنبلاند (Hbl) و ایلمنیت (Ilm).

فوقانی نامشخص و تدریجی است. (شکل ۲ ب) سنگ‌های این بخش در مقابل هوازدگی آسیب‌پذیر بوده و تخریب و هوازدگی آن‌ها موجب انباشت کانی‌های با ارزش ایلمینت 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 رخنمون 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 به‌خصوص در مناطق بریده شده که در بخش غربی بندزیارت 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 پلاژیوگرانیت‌های مناطق برشی، سنگ‌های مشابهی نیز وجود دارند که همراه با دیوریت‌ها بوده و در بخش‌های زیرین دایک‌های ورقه‌ای قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها دگرسان شده‌اند و زایش آن‌ها احتمالاً به تبلور سیال غنی از سیلیس وابسته است. الگوی به دست آمده از عناصر REE نیز دو گروه متفاوت از پلاژیوگرانیت‌ها را در منطقه مشخص می‌کنند. یک گروه با بی‌هنجاری مثبت عنصر Eu و گروه دیگر با بی‌هنجاری 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 ماگمایی در همبافت‌های آذرین می‌توان از نسبت  $FeO/(FeO+MgO)$  استفاده کرد [۱۵-۱۸]. این نسبت در اولیوین گابروهای بخش گابرویی زیرین (نمونه ۱۵) بسیار پائین (۰/۴۳) است در حالی که میزان آن در نمونه‌های فروگابروهای بخش گابرویی فوقانی در گستره‌ی معینی بین ۰/۷۴ تا ۰/۷۵ (نمونه‌های ۳-۴) و در پلاژیوگرانیت (نمونه‌های ۱۹-۲۰) بین ۰/۸۷ تا ۰/۹۶ قرار می‌گیرد. این نسبت در پلاژیوگرانیت نمونه ۱۸ فقط ۰/۶ است که نشانگر تفاوت در خاستگاه پلاژیوگرانیت‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی است.

افزایش میزان این نسبت در صعود به افق‌های فوقانی ستون افیولیتی با جدایش ماگما متناسب است. هر چند داده‌های به دست آمده از عناصر نادر خاکی در گابروهای ستون سنگ‌شناسی افیولیتی نشانگر وجود دو ماگمای بازالتی یعنی گدازه‌ی بازالتی با ماهیت غنی از عناصر نادر خاکی سبک REEs بازالت‌های درون قاره‌ای و گدازه‌ی فقیر 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 بندزیارت

و محل نفوذ دایک‌های دیابازی و پلاژیوگرانیتی تا انواع ریز دانه بافت‌های، اینترسرتال و یا هیپ ایدئومورفیک دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی سنگ‌های این واحد شامل پلاژیوکلاز، 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 کاهش از کانی‌های مافیک و افزایش از کانی‌های اکسیدی به سمت افق‌های فوقانی ستون افیولیتی دیده می‌شوند. کانی‌های ترمولیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت به دلیل دگرسانی گرمایی در سنگ‌های این بخش به‌خصوص 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 ۲۰ درصد سنگ می‌رسد که می‌توان آن را ایلمنیت گابرو نامید. بلورهای ایلمنیت مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز درشت دانه بوده و در فاز میان انباشتی قرار می‌گیرند (شکل ۲ چ-ح).

مجموعه دایک دیابازی با روند شمالی-جنوبی که بیشتر در بخش‌های غربی و شمالی مجموعه‌ی افیولیتی رخنمون 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 به‌خصوص 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). پیلولاوهای با ترکیب بازالتی به‌عنوان عضو نهایی آتشفشانی به صورت میان لایه‌ای با رسوب‌های پلاژیک شامل گل سنگ، شیل و چرت‌های رادیولاریتی قرار دارند.

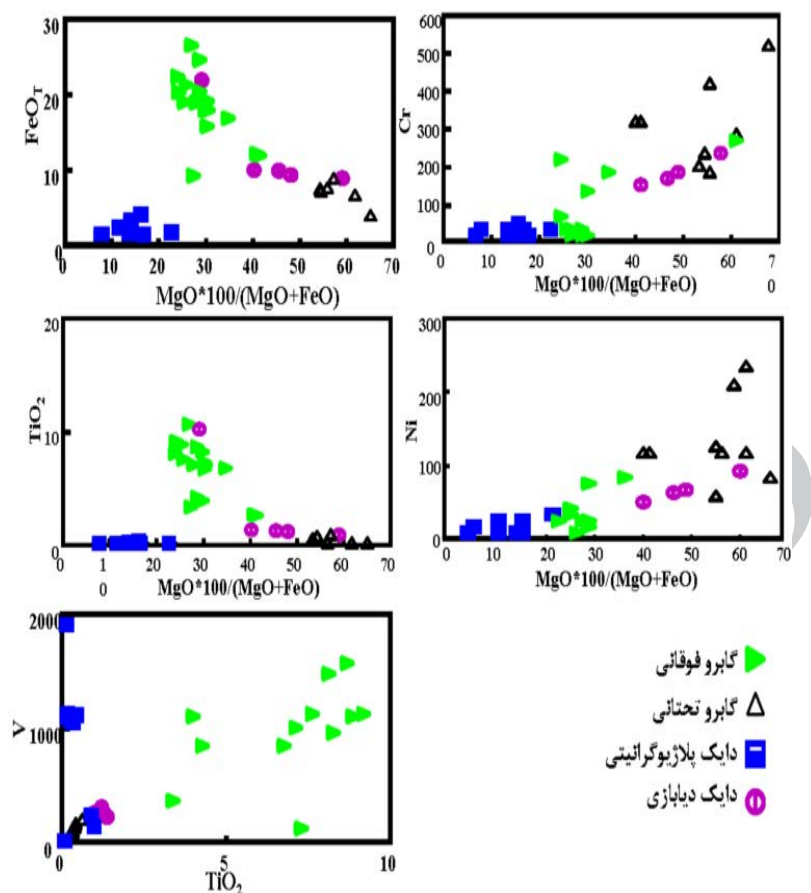
پلاژیوگرانیت‌ها مهم‌ترین سنگ‌های دگرسان نشده‌ی مجموعه افیولیتی بندزیارت بوده که بخش کوچکی از واحدهای سازنده‌ی آن را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها که از کوارتز، پلاژیوکلاز سدیمی، فلدسپار قلیایی و هورنبلاند تشکیل شده‌اند

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  $Mg/(Mg + Fe)$  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 ماگما است. به عبارت دیگر تمامی گابروها محصول جدایش بلورین از یک گدازه‌ی واحد بدون هر تغییر ناگهانی در ترکیب شیمیایی هستند. میزان  $Mg/(Mg + Fe)$  در ماگماهای بازالتی با خاستگاه MORB که در تعادل با اولیوین جبه‌ای هستند در گستره‌ی ۰/۷۰ تا ۰/۷۲ قرار می‌گیرد [۱۹-۲۰] 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 (۳-۴)، هورنبلند گابرو (۵-۶)، گابروی روشن بخش فوقانی (۷-۸) و گابروی روشن بخش زیرین (۹)، گابروی معمولی بخش فوقانی (۱۰) و گابرو معمولی بخش زیرین (۱۱-۱۲)، گابرونوریت (۱۳)، اولیوین گابرو (۱۴)، تروکتولیت (۱۵)، دایک دیابازی (۱۶-۱۷)، پلاژیوگرانیت (۱۸-۲۰).

Sampl /wt e	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
SiO <sub>2</sub>	۳۸.۸	۳۸.۲	۳۶.۵	۳۷.۴	۴۳.۳	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 <sub>2</sub>	۹.۲	۸.۱۳	۸.۶۸	۱۰.۲	۳.۹۸	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	۲.۵	۲.۲۹	۱.۵۱	۱.۸۷	۲.۶۶	۲.۳۷	۳.۵۶	۲.۵۶	۴.۷۶	۵.۶۳	۲.۳	۲.۶۵	۳.۹۳	۲.۵۵	۳.۴۶	۲.۸۱	۲.۲	۰	۵.۲۹	۷.۴۶
K <sub>2</sub> O	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 <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	۲۳۶
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	۷۳	۷۱	۶۳	۶۶	۵۹	۳۷	۷۱	۵۹	۷۳	۵۹	۱۰۱	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	۵۳	۴۱	۱۹۴	۱	۲۲	۱۵
Zn	۱۰۴	۱۰۸	۱۱۹	۱۰۵	۱۰۱	۹۷	۱۰۱	۹۴	۳۱	۳۷	۱۰۸	۹۹	۶۷	۱۵	۶۴	۶۸	۱۰۸	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	۱۰۸	۱۶۶	۱۶۰	۱۴۲	۱۷۰	۵۰۸	۲۳۱	۱۵۳	۲۶۶	۲۲۵	۲۵۷	۳۸۳	۱۹۲	۱۵۸	۴۵	۳۲۲	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	۱۰۳	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 به‌صورت درصد و عناصر به‌صورت ppm به کار گرفته شدند.

است. سن‌های  $134 \pm 4$  تا  $146 \pm 5$  میلیون سال برای گابروهای زیرین  $121 \pm 4$  تا  $130 \pm 4$  میلیون سال برای گابروهای فوقانی روی کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در بررسی‌های پیشین [۸] به‌دست آمدند که نشانگر تشکیل مجموعه‌ی گابرویی در دوره‌ی کرتاسه زیرین است. البته سن‌های بدست آمده روی دایک‌های دیابازی در همین بررسی‌های  $86 \pm 2$  تا  $98 \pm 2$  میلیون سال گزارش شده‌اند. این مولفین سعی کرده‌اند تا این اختلاف زیاد سنی را با فرایندهای شیمیایی و گرمایی که روی روابط پتاسیم-آرگون در پلاژیوکلازها تاثیر می‌گذارند توجیه کنند. در داده‌های ارائه شده توسط [۹] نیز سن آمفیبول‌های گابروها از طریق سال‌سنجی پتاسیم-آرگون  $139$  تا  $156$  و سن سنگ-های دیوریتی و پلاژیوگرانییتی  $111$  تا  $128$  و سن رگه‌های گرانییتی  $88$  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 پلاژیوکلازهای موجود در گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپی و

#### سال‌سنجی به روش K-Ar

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

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

کهنوج 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 ماگمایی که نشانگر مراحل آغازین بازشدگی هستند به وجود می‌آیند [۱۵-۱۷، ۲۶-۲۷]. ماهیت تولدیتی کم پتاسیم از ویژگی‌های عمومی سنگ‌های سری ماگمایی مجموعه‌ی سنگ‌شناختی منطقه مورد بررسی است که به همراه نتایج سال‌سنجی با فرضیه‌ی گسترش حوضه‌ی اقیانوسی در زمان کرتاسه فوقانی همخوانی دارد. علی‌رغم تغییرات پس از تبلور سنگ، بافت اولیه‌ی آذرین در بسیاری از سنگ‌های مجموعه‌ی افیولیتی کاملاً حفظ شده و امکان تشخیص فازهای انباشته‌ای و پسا انباشته‌ای و در نتیجه تعیین دنباله‌ی تبلور وجود دارد. این بافت‌ها نشان می‌دهند که اولیون و پلاژیوکلاز اولین فازهایی هستند که متبلور می‌شوند، سپس پیروکسن و در پایان کانیهای آمفیبول و اکسیدی آهن-تیتانیوم تشکیل می‌شوند. شواهد این برداشت، حضور بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه خودشکل، پیروکسن‌های متوسط نیمه خود شکل و سپس حضور کانی‌های آمفیبول و اکسیدی در فضا‌های بین بلوری است. بافت‌ها، ساخت‌ها و لایه بندی ماگمایی و تغییرات شیمیایی نشانگر آن است که گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های وابسته به این توده‌ها از

رگه‌های پگماتیستی 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 سال‌سنجی‌های این پژوهش که روی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول سنگ‌ها صورت گرفت، برای گابروهای معمولی زیرین  $97.2 \pm 5$  میلیون و برای فروگابروها  $86.5 \pm 7.6$  میلیون سال به دست آمدند. این نتایج با داده‌های به دست آمده توسط [۲۵] روی گابروهای منطقه‌ی نیریز کاملاً همخوانی دارد و نشانگر تشکیل هم‌زمان پوسته‌ی اقیانوسی در این دو منطقه در دوره‌ی کرتاسه بالایی است. سن دایک‌های دیابازی از  $87.1 \pm 6$  تا  $92.7 \pm 6.8$  میلیون سال، سن سنگ‌های تروکتولیتی  $80.9 \pm 15$  و اولیون گابرو  $94.4 \pm 6.2$  میلیون سال و سن نمونه‌های پلاژیوگرانیت نیز  $75.3 \pm 3.5$  تا  $93.1 \pm 3.4$  میلیون سال به دست آمدند. نتایج سال‌سنجی روی سنگ‌های تروکتولیتی و دایک‌های دیابازی با داده‌های مولفین گذشته [۸، ۲۵] متناسب بوده و نشانگر تشکیل این دایک‌ها از ماگمای واحد افیولیتی در مراحل مختلف جدایش ماگمایی است. نمونه‌های پلاژیوگرانیت (۱۸ و ۲۰) دارای دو سن متفاوت بوده است که با داده‌های صحرائی 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 ماگمای مادر افیولیتی مجموعه‌ی بندزیارت در جنوب

جدول ۲ نتایج سال‌سنجی ایزوتوپی پتاسیم-آرگون بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت کهنوج. فروگابرو (۴)، گابروی معمولی (۱۰)، اولیون گابرو (۱۴)، تروکتولیت (۱۵)، دایک‌های دیابازی (۱۶، ۱۷، ۱۷-۲)، پلاژیوگرانیت (۱۸ و ۲۰).

Sample	K <sub>2</sub> O (Wt. %)	<sup>40</sup> Ar* [nl.g]STP	<sup>40</sup> 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



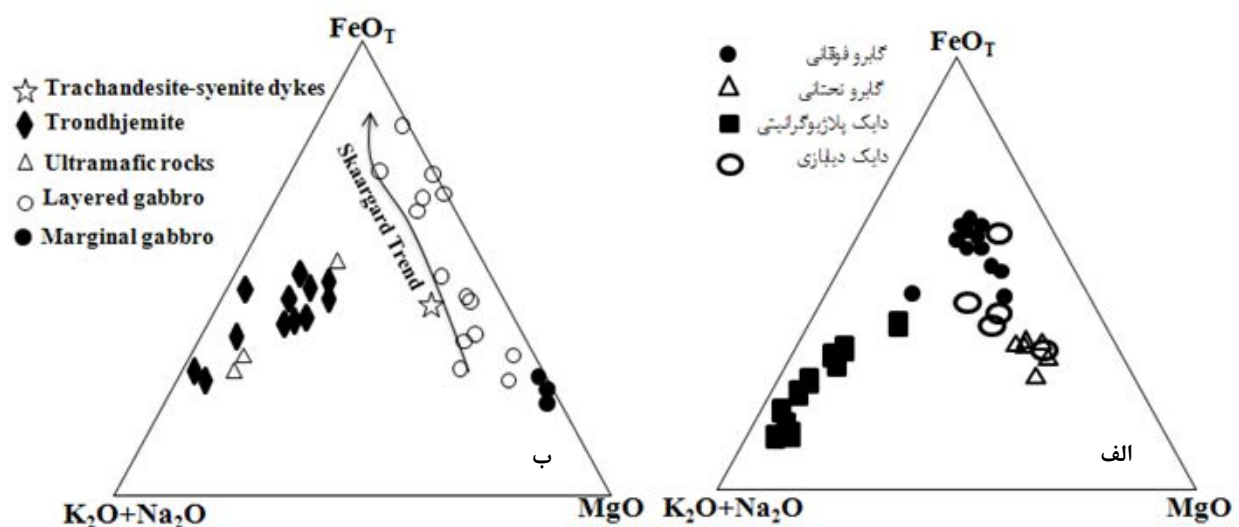
نفوذ دایک‌های دیابازی تأثیر بزرگی بر ترکیب شیمیایی سنگ‌های گابرویی میزبان نداشته‌اند و به‌صورت محلی موجب تغییرات بافتی در اثر واکنش‌های گرمایی بالا شده‌اند ولی نفوذ پلاژیوگرانیت موجب تبادل‌های دگرنهادی بین دو واحد گابرویی و پلاژیوگرانیتی شده است. در عین حال مشاهدات صحرایی، داده‌های عناصر نادر خاکی [۱۰] و نتایج سال‌سنجی نشانگر وجود دو نوع سنگ اسیدی با خاستگاه متفاوت‌اند. دایک‌های دیابازی تفاوت عمده‌ای از نظر ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کانی‌شناختی با گابروها نداشته و نشانگر تبلور از ماگمای مادر یکسان‌اند. در بسیاری از بخش‌های مجموعه‌ی افیولیتی، دایک‌های دیابازی از نظر زمین‌ساختی به‌شدت خرد شده‌اند. برخی از پلاژیوگرانیت‌ها در انتهای مسیر جدایش به صورت رگچه‌های سفید تا خاکستری در بخش‌های مختلف به ویژه در گابروی فوقانی 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 پلاژیوگرانیتی در مقایسه با گابروها و نیز مرز تدریجی آن‌ها با گابروهای فوقانی، همراهی گابروهای انباشتی با گابروهای معمولی شواهدی بر روند جدایش از یک ماگمای واحد است با این تفاوت که مسیر جدایش در افیولیت بند زیارت کوتاه‌تر است.

طریق انباشت بلورین در کف یک آشیانه‌ی ماگمایی تشکیل شده‌اند به‌طوری که تغییرات سنگ‌شناختی ناشی از تغییر تدریجی در نسبت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی گابروهاست. مرز بین گابروهای زیرین و فوقانی تدریجی بوده و در مرز دو بخش گابرو معمولی و گابرو روشن دیده می‌شوند که نشانگر ایجاد شرایط با فشار کمتر و ورود سیال غنی از آب به ستون ماگمایی است که با تبلور آمفیبول‌های اولیه به‌صورت بین‌بلوری مشخص می‌شود (تشکیل هورنبلند گابرو) [۱۳].

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

در مرحله‌ی بعد توده‌ی گابرویی تحت تأثیر نفوذ دایک‌های دیابازی و سپس پلاژیوگرانیتی قرار می‌گیرد. به‌نظر می‌رسد



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

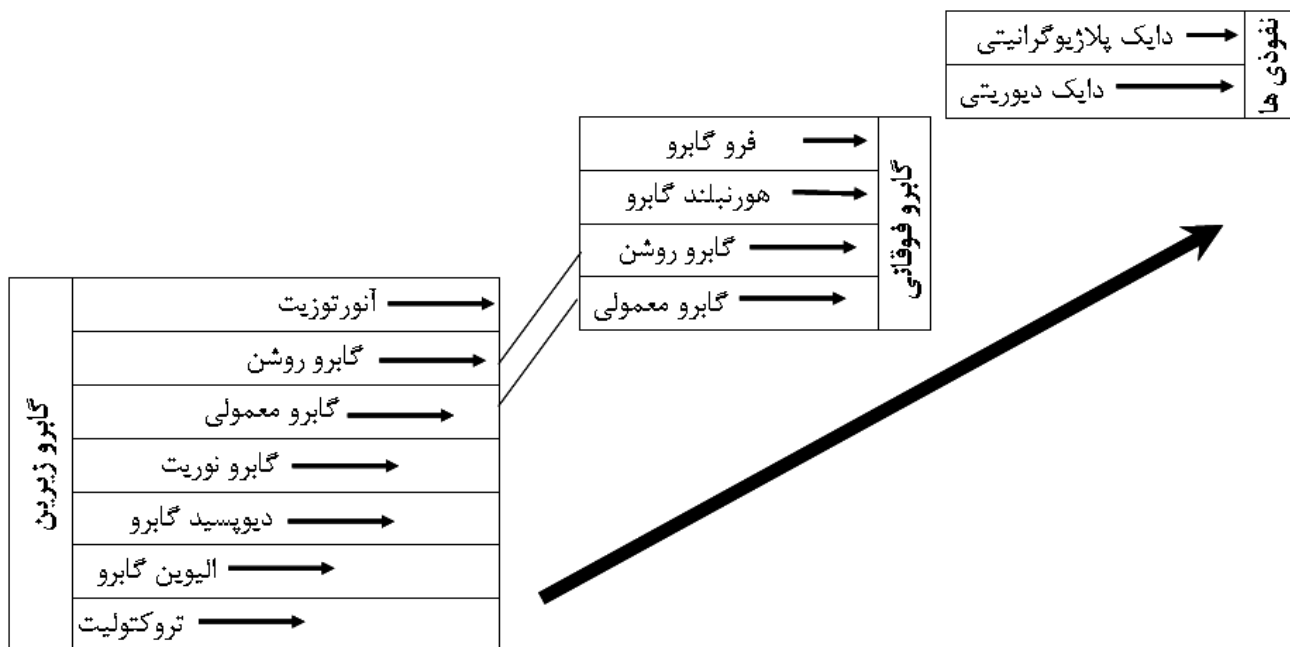
## برداشت

پیشرفت جدایش و افزایش نسبت اکسیدهای Al و کاهش Mg، کلینوپیروکسن فراوان+ پلاژیوکلاز 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 ماگمایی که با افزایش گریزندگی اکسیژن همراه است، موجب تبلور آمفیبول و اکسیدهای آهن- تیتانیوم در سطوح فوقانی مجموعه‌ی افیولیتی شده است (تشکیل هورنبلندگابرو و فروگابرو). این روند جدایش تدریجی از یک ماگمای بازالتی تولییتی با داده‌های زمین شیمیایی و سال سنجی ایزوتوپی به دست آمده از نمونه‌های سنگی مجموعه‌ی افیولیتی همخوانی دارد (شکل ۵).

## قدردانی

مولفین این مقاله بر خود لازم می‌دانند از همکاری ارزشمند پروفسور K. Wemmer، پروفسور B. Hartmann و پروفسور A. Kronz در مرکز ایزوتوپی بخش زمین‌شناسی و ژئوشیمی دانشگاه گوتینگن آلمان در تجزیه شیمیایی و سال‌سنجی ایزوتوپی نمونه‌ها تشکر و قدردانی کنند.

مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت احتمالاً بخشی از حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس است. این حوضه پیش از کرتاسه در محل نازک خود در اثر نفوذ یک دیپایر خاستگاه گرفته از آستنوسفر در حاشیه‌ی فعال ایران مرکزی دستخوش باز شدگی شده است. گدازه‌ی حاصل از ذوب بخشی آستنوسفر با ترکیب بازالت تولییتی و غنی از تیتانیوم-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 ماگمایی سقوط می‌کنند. پس از تشکیل بخش اولترامافیک، در اثر سرد شدن تدریجی و طی تبلور جدایشی به ترتیب واحدهای مختلف بخش گابرویی، دیابازی و پلاژیوگرانییتی در گستره‌ی زمانی سنومانین-کامپانین (کرتاسه بالایی) شکل گرفته‌اند. جدایش در گابروهای بخش زیرین مجموعه‌ی افیولیتی با تبلور همزمان اولیوین و پلاژیوکلاز به صورت انباشت کانی شروع و فضای بین آن‌ها با پیروکسن و به مقدار کمتر آمفیبول پر شده است (تشکیل سنگ‌های تروکتولیت، اولیوین گابرو و گابرونوریت)، با



شکل ۵ روند جدایش بلورین ماگمایی که منجر به تشکیل سنگ‌های مختلف مجموعه‌ی 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.
- [۱۲] کنعانیان ع، "پتروژنز و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی کهنوج"، 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 spröden 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.
- [۵] مهندسین مشاور کاوشگران، "گزارش مطالعات سنگ-شناختی گابروهای ایلمنیت‌دار در ناحیه سنگ مادر کانسار دره گز"، گزارش تفصیلی معاونت فلزات غیرآهنی وزارت معادن و فلزات (۱۳۶۹) ۱۵۶ ص.
- [۶] سبزه‌هی م، "گزارش زمین‌شناسی و بررسی منابع معدنی کانه‌های تیتانیوم مجموعه افیولیتی کوهستان بندزیارت کهنوج، 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., Mahoney J. J., Duncan R. A., "Geochemical characteristic,  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  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.
- Linie (N-Italien) ", Gottingen Arb Geology Palaont 51 (1991) 1-61.
- [22] Fuhrmann U., Lippolt H. J., Hess J. C., "Examination of some proposed K-Ar standard:  $^{40}\text{Ar}$ . $^{39}\text{Ar}$  analyses and conventional K-Ar data" Chemical Geology 66 (1987) 41-49.
- [23] Schumacher E., "Herstellung von 99,9997%  $^{38}\text{Ar}$  fur die  $^{40}\text{K}$ . $^{40}\text{Ar}$  Geochronologie", Geochronology Chimia 24 (1975) 441-442.
- [24] 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.
- [25] Lanphere M. A., Pamic J., " $^{40}\text{Ar}$ . $^{39}\text{Ar}$  ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, southeast Zagros Range. Iran", Tectonophysics 96 (1983) 245-256.

Archive of SID