



## ژئوشیمی و پتروژنز گابروئیدهای افیولیت‌های سلیمانیه، سبزوار

حدیثه اسماعیل زاده مقدم، هادی شفائی مقدم\*، قاسم قربانی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۱، نسخه نهایی: ۹۲/۹/۲)

**چکیده:** سری‌های سنگی مافیک-الترامافیک کومولایی منطقه‌ی سلیمانیه (شرق سبزوار) شامل یک دنباله‌ی شامل گابرونوریت‌ها، آمفیبول گابرو نوریت‌ها، گابروهای پگماتیتی، لوکوگابرونوریت‌ها، نوریت‌ها، دیوریت‌ها و آمفیبول پریدوتیت‌ها هستند. اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم (Cr#) بین ۰/۴۵ تا ۰/۴۴ بوده و در الیون گابرونوریت‌ها دامنه‌ی تغییرات Cr# بین ۰/۴۴ تا ۰/۴۲ تغییر می‌کند. از نظر ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با عدد منیزیم متغیر (۶۵-۵۰ درصد) مشخص می‌شود. اکسید تیتان نمونه‌های سنگی مورد بررسی پایین، و نشان دهنده‌ی سرشت بونینیتی (تا تولئیت بسیار تهی شده جزایر قوسی) ماگمای مادر آنهاست. نمونه‌های مورد بررسی دارای الگوی مسطح تا تهی شده در عناصر نادر خاکی سبک (نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین) هستند. غنی‌شدگی در عناصر LILE و تهی‌شدگی در عناصر HFSE از ویژگی‌های سنگ‌های گابرویی این منطقه است که نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در محیط‌های وابسته به فرورانش است. در مقایسه با گابروها، گدازه‌های افیولیت‌های سبزوار دارای سرشت آهکی-قلیایی بوده و همانند گابروها یک محیط فرورانش برای پیدایش آن‌ها پیشنهاد می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** گابرونوریت؛ کومولاهای الترامافیک-مافیک؛ بونینیت؛ محیط وابسته به فرورانش؛ سبزوار.

### مقدمه

افیولیت‌ها از تردوس (قبرس) شروع شده و پس از گذشت از شرق مدیترانه و سوریه وارد ایران و سپس عمان می‌شوند. افیولیت‌های تتیسی را می‌توان در دو گروه رده‌بندی کرد [۷،۶]:  
۱- افیولیت‌های قطعه قطعه شده ژوراسیک در ناحیه‌ی غربی و مرکزی کمربند افیولیتی تتیسی مانند آلپ و Dinarides. ۲- افیولیت‌های کرتاسه میانی تا پایانی در انتهای شرقی این کمربند مانند تردوس و عمان. گروه اول دارای خصوصیات مشابه با مورب بوده در حالی که گروه دوم ویژگی‌های چند فرورانشی را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با حوزه‌های پشت قوس و یا نواحی جلو قوس جوانند [۹،۸].

به‌طور کلی افیولیت‌های مزوزوئیک ایران را می‌توان در پنج گروه مورد بررسی قرار داد [۱۰-۱۲] (شکل ۱) که شامل: ۱- افیولیت‌های خط درز زاگرس شامل افیولیت‌های نیریز و

افیولیت‌ها بقایایی از لیتوسفر اقیانوسی هستند که در حاشیه‌ی صفحات قاره‌ای دیده شده و خط درزهای قدیمی را نشان می‌دهند. از طرف دیگر افیولیت‌ها شاهدهی بر فرآیندهای درگیر در حاشیه‌های همگرا در نظر گرفته شده و رخداد‌های ماگمایی و زمین‌ساختی را از زمان ریفت‌زایی اقیانوسی تا تکامل حوضه‌های وابسته به فرورانش و پس از آن برخورد قاره‌ای را در خود ضبط می‌کنند. افیولیت‌ها می‌توانند در حوضه‌های زمین‌ساختی متفاوت شامل مراکز در حال گسترش اقیانوسی، حوضه‌های وابسته به پشت قوس، جلو قوس و حتی در دیگر حوضه‌های کششی مرتبط با پلوم‌های گوشته‌ای تشکیل شوند [۵-۱]. یکی از مهم‌ترین و گسترده‌ترین مجموعه‌های افیولیتی، افیولیت‌های کرتاسه فوقانی کمربند زاگرس-بیتلیس بوده که نماینده لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس است. این

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۷۶۲۳۶۱، پست الکترونیکی: hadishafaii@yahoo.com

شجاعت و همکاران [۱۳] و تکین [۱۰] صورت پذیرفته است. علاوه بر این در دهه‌ی اخیر، سنگ شناسی، پتروژنز و ژئوشیمی این مجموعه افیولیتی، و نیز ارتباط واحدهای آن با یکدیگر و قیاس این دنباله‌ی افیولیتی با دیگر افیولیت‌های تتیسی توسط اهنشتر [۱۴] و کامنتسکی و همکاران [۱۵] مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

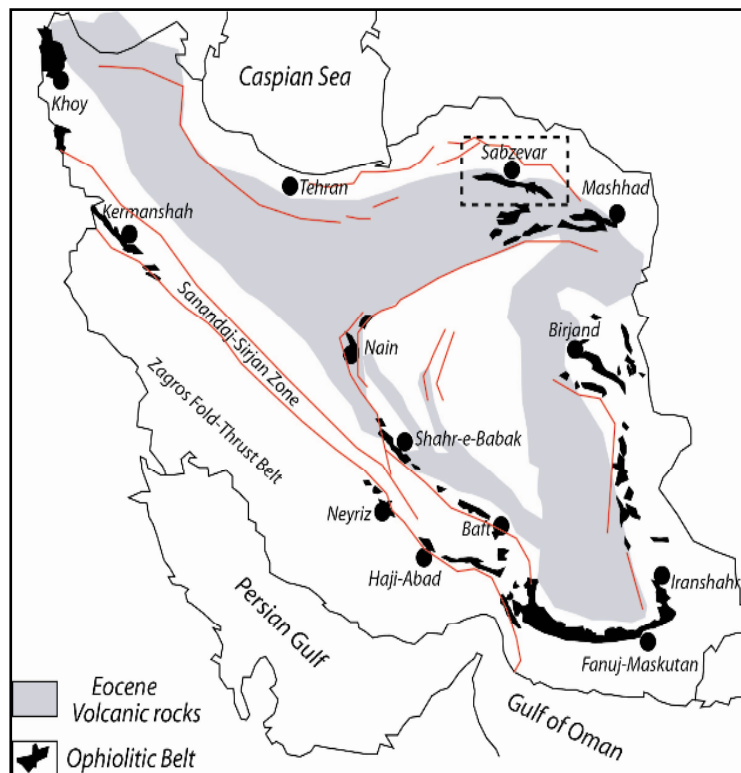
هدف اصلی این بررسی، بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و محیط تشکیل کومولاهای الترامافیک-مافیک افیولیت‌های سلیمانیه در بخش شرقی افیولیت‌های سبزوار است.

### روش بررسی

پس از نمونه برداری از واحدهای مافیک-الترامافیک کومولایی منطقه‌ی سلیمانیه، حدود ۷۰ نمونه برای بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب شدند. به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ، برخی از نمونه‌های سنگی برای آنالیز کل سنگ به روش ICP-AES برای عناصر اصلی در آزمایشگاه ALS کانادا و روش ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی در دانشگاه دورهام انتخاب شدند. آنالیزهای شیمی کانیایی این سنگ‌ها نیز در دانشگاه نانسی فرانسه انجام گرفت است.

کرمانشاه که هم زمان با افیولیت عمان (اسمعیل) در حاشیه‌ی غیر فعال تخته‌گاه عربی جایگزین شده‌اند، ۲- افیولیت‌های مکران در جنوب ایران ۳- افیولیت‌های اطراف میکروقراره‌ی ایران مرکزی شامل افیولیت‌های نائین، بافت و سبزوار ۴- افیولیت‌های شمال غرب ایران شامل افیولیت‌های خوی-ماکو ۵- افیولیت‌های شرق ایران (بیرجند- نهمندان).

مجموعه افیولیتی سبزوار از جمله افیولیت‌های تتیسی به سن مزوزوئیک بوده که در طول نوار شمال- شمال شرق خرده قاره‌ی ایران مرکزی قرار گرفته است [۱۳]. بیشترین واحدهای سنگی این نوار افیولیتی عبارتند از پریدوتیت‌ها (هارزبورژیت، دونیت، ورلیت، لرزولیت) که در این میان، هارزبورژیت‌ها از گسترش بیشتری برخوردارند. دنباله‌ی گابرویی این مجموعه افیولیتی به صورت واحدهای پوسته‌ای و کومولایی بیرون زدگی داشته، هر چند دایک‌ها و لنزهای میکروگابرویی (گابروی همسانگرد) به همراه دایک‌های دیابازی در دنباله‌ی گوشته‌ای این افیولیت‌ها نیز دیده می‌شوند. همبافت دایک‌های صفحه‌ای به همراه گدازه‌های بالشی، جریان‌های گدازه‌ای بازالتی تا آندزیتی، تراکی آندزیت‌ها، تراکیت‌ها (کراتوفیرها) از دیگر دنباله‌های سنگی این مجموعه افیولیتی هستند. به‌طور کلی اولین بررسی‌ها روی مجموعه افیولیتی شمال سبزوار توسط

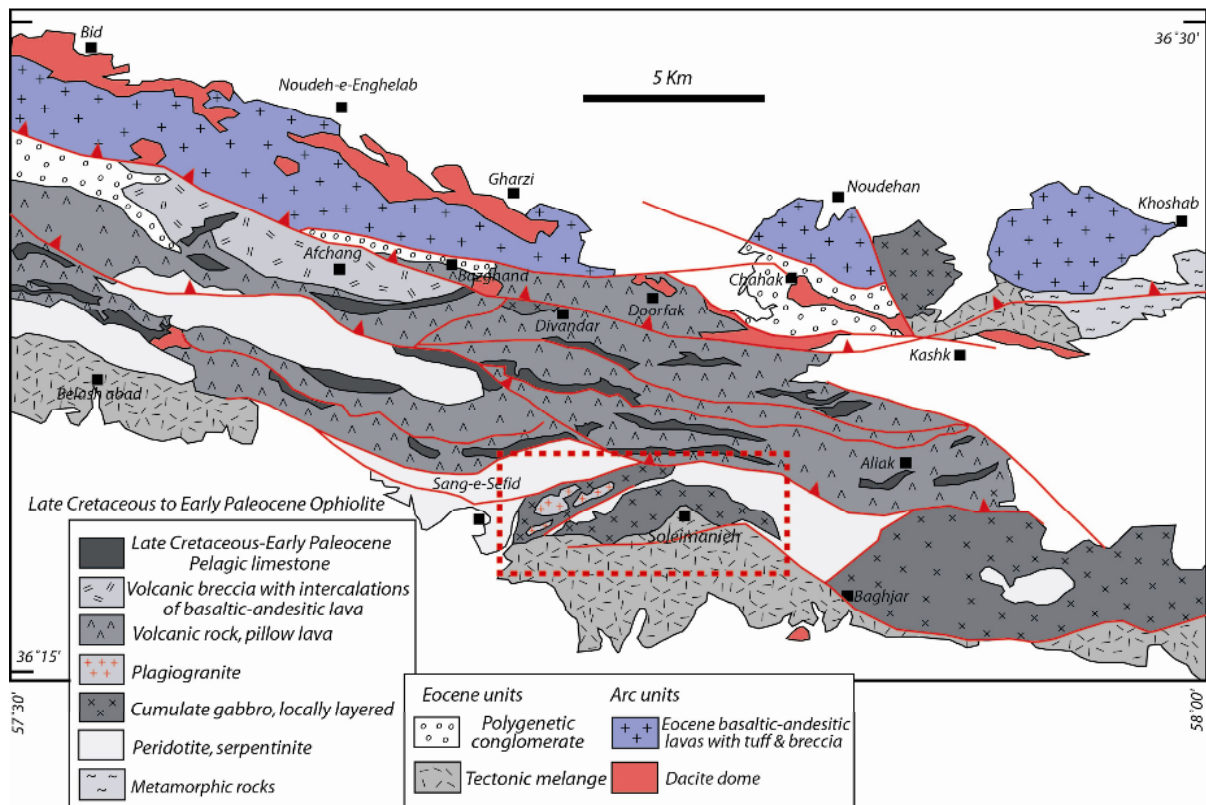


شکل ۱ پراکندگی افیولیت‌های مزوزوئیک ایران با تکیه بر موقعیت افیولیت‌های سبزوار.

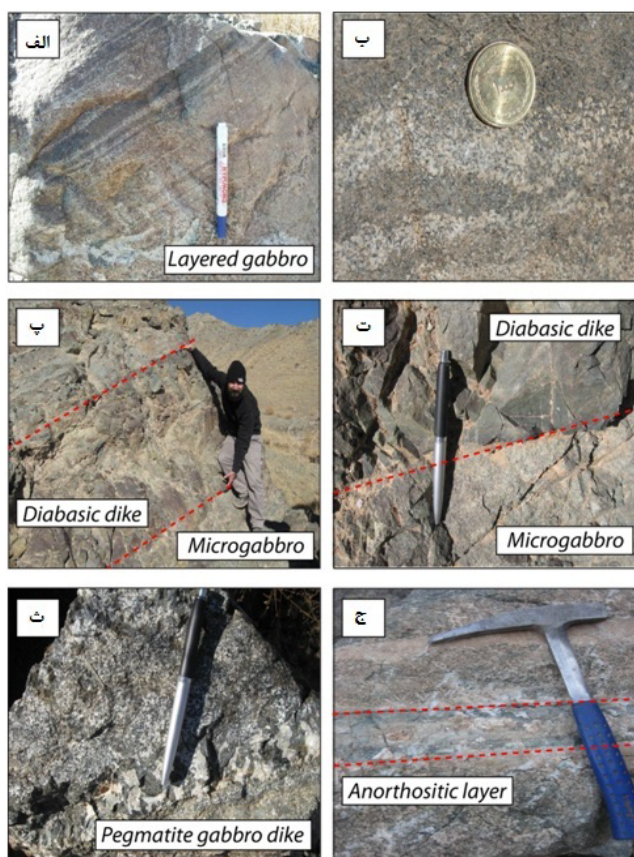
**زمین‌شناسی افیولیت‌های سبزوار**

به‌طور کلی واحدهای سنگی افیولیت‌های سبزوار را می‌توان در دو بخش مورد بررسی قرار داد: (۱) واحدهای گوشته‌ای (۲) واحدهای پوسته‌ای. بیشترین واحدهای گوشته‌ای این مجموعه عبارتند از افیولیتی مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لروولیت‌ها، کلینوپیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها به همراه کرومیتیت‌ها. هارزبورژیت‌ها از فراوانترین سنگ‌های گوشته‌ای بوده که گاهی به وسیله ی دایک‌ها و عدسی‌های دونیتی (به صورت نامنظم) قطع شده‌اند. دونیت‌ها به صورت هاله‌ای در اطراف کرومیت‌های انبانی در مناطقی مانند گف، کوه سیاه و فرومد نیز دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی، میکروگابرویی، گابروپگماتیتی و پیروکسنیتی به همراه عدسی‌های گابروی همسانگرد واحدهای دیگرند که در دنباله‌ی گوشته‌ای این افیولیت‌ها دیده می‌شوند. دایکچه‌های الترامافیک پیروکسنیتی-ورلیتی که در اثر تغییر شکل پلاستیک گوشته‌ای آرایش تقریباً منظم نسبت به برگسانی گوشته‌ای نشان می‌دهند از دیگر واحدهای سنگی موجود در دنباله‌ی گوشته‌ای افیولیت‌های سبزوار بوده و ایجاد آن‌ها به حرکت گدازه در مجاری گوشته‌ای نسبت داده

می‌شود [۱۶] سنگ‌های گابرویی کومولایی به دو شکل عدسی مانند در دنباله‌ی گوشته و یا به صورت دنباله‌های کومولایی پوسته‌ای در افیولیت‌های سبزوار بیرون زدگی دارند. گابروها و دیوریت‌های پگماتیتی نیز همراه با گابروئیدهای درشت دانه تا ریز دانه به‌صورت دنباله‌ی پوسته‌ای در مجموعه‌ی افیولیتی سبزوار دیده می‌شوند. بیشتر بیرون زدگی این دنباله‌های پوسته‌ای در منطقه‌ی باغ جر تا سلیمانیه بوده (شکل ۲)، و در این منطقه دنباله‌ای از گابروهای کومولایی ریز دانه تا درشت دانه و پگماتیتی همراه با گابرونوریت‌ها، نوریت‌ها، دیوریت‌ها و الترامافیک‌های کومولایی دیده می‌شوند. به‌طور کلی گابروهای کومولایی درشت دانه‌ی منطقه‌ی سلیمانیه دارای لایه‌بندی به صورت دنباله‌ی کانی‌های تیره و روشن (شکل ۳ الف) و یا بریدگی ماگمایی در نتیجه کشیدگی فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳ ب). بر اساس شواهد بافتی و سنگ‌نگاری، سه زون کومولایی در منطقه‌ی سلیمانیه توسط [۱۴] تشخیص داده شده‌اند: (۱) کومولاهای زون پائینی که شامل ورلیت‌های فقیر از پلاژیوکلاز همراه با الیون، کلینوپیروکسنیت‌ها همراه با دایک‌های گابروپگماتیتی.



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی افیولیت‌های سبزوار با توجه به موقعیت گابروئیدهای منطقه سلیمانیه (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰ منطقه سبزوار).



شکل ۳ الف) لایه‌بندی مدی همراه با فولیاسیون ماگمایی موجود در گابروهای لایه‌ای منطقه سلیمانیه، ب) فولیاسیون ماگمایی همراه با کشیدگی فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در گابروهای کومولایی منطقه سلیمانیه، پ) تزریق دایک دیابازی در میکرو گابروهای منطقه سلیمانیه، ت) نمایی نزدیک از کنتاکت دایک‌های دیابازی با حاشیه انجماد سریع در میکرو گابروهای منطقه سلیمانیه، ث) دایک‌های پگماتیت گابرویی تزریق شده در گابروهای دانه متوسط کومولایی، ج) لایه‌های آنورتوزیتی حاصل تجمع پلاژیوکلاز در گابروهای لایه‌ای منطقه سلیمانیه.

سانتی متر) نیز در نواحی محدودی داخل گابروهای لایه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳ج). همیافت دایک‌های صفحه‌ای شامل دایک‌هایی با ترکیب دیابازی، میکرو گابرویی و آندزیتی از دیگر واحدهایی هستند که در افیولیت‌های سبزوار بیرون زدگی دارند. سنگ‌های آتشفشانی افیولیت‌های سبزوار از گدازه‌های بالشی، جریان‌های گدازه‌ای بازالتی تا آندزیت بازالتی تشکیل شده‌اند. دنباله‌های گدازه‌های بالشی با آهک پلاژیک کرتاسه فوقانی-پالئوسن زیرین و نیز در برخی موارد با ماسه سنگ‌های توربیدیتی (همراه با میان لایه‌هایی از آهک‌های پلاژیک) در این مجموعه افیولیتی دیده می‌شوند.

#### سنگ‌نگاری گابروئیدهای منطقه سلیمانیه

از نظر سنگ‌نگاری، گروه‌های سنگی متعددی را در ترکیب دنباله‌ی مافیک-الترامافیک کومولایی افیولیت‌های سلیمانیه (شرق سبزوار) تشخیص داد. به طور کلی از دیدگاه سنگ-

الیون گابروها و گابرونوریت‌ها نیز در این زون دیده می‌شوند، زون میانی مشتمل بر ملانوکراتیک تا لوکوکراتیک گابروها و گابرونوریت‌ها با میزان مدی پائینی از الیون، و ۳) زون بالایی متشکل از گابرونوریت‌ها، گابروهای آمفیبول دار و دیوریت‌ها. به طور کلی دنباله‌ی تبلور در مجموعه‌ی کومولایی سلیمانیه را می‌توان به صورت اسپینل + الیون + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز (همراه با اورتوپیروکسن) + مگنتیت + آمفیبول + کوارتز تمام برد [۱۴]. دایک‌های دیابازی، داسیتی تا میکرودیوریتی (به ضخامت متوسط ۱ تا ۲ متر و با حاشیه‌ی سرد شده، شکل ۳پ و ۳ت) همراه با عدسی‌های پلاژیوگرانییتی در این دنباله تزریق شده‌اند. در بعضی نقاط گابروهای پگماتیتی مرز تندی با میکرو گابروها داشته، و یا گاهی به صورت دایک‌هایی با ضخامت ۱۰-۵ سانتی متر در داخل میکرو گابروها تزریق شده‌اند (شکل ۳ث). همچنین لایه‌های آنورتوزیتی (به ضخامت متوسط ۵-۱۰



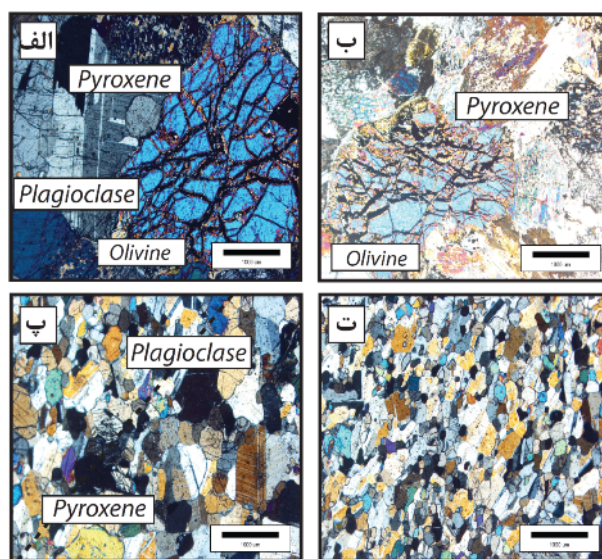
می‌شوند. علاوه بر کانی‌های یاد شده هورنبلندهای اولیه با دو دسته رخ‌های کاملاً مشخص در این پریدوتیت‌های کومولایی قابل تشخیص می‌باشند. الیوین گاهی به اکسید آهن و کلریت تبدیل می‌شود. با توجه به بررسی‌های سنگ نگاری می‌توان ترتیب تبلور کانی‌های این سنگ را می‌توان به صورت الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه آمفیبول نشان داد.

**(۲) آنورتوزیت‌ها:** این سنگ‌ها به صورت لابه‌هایی با ضخامت میانگین ۵ تا ۱۰ سانتی متر و حتی تا ۳۰ سانتی متر در گابروئیدهای لایه‌ای منطقه‌ی مورد بررسی دیده شده و بیشتر از پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن (۵-۱۰ درصد وزنی) تشکیل شده‌اند. تیغه‌های پلاژیوکلاز در اکثر موارد در این سنگ‌ها دارای بریدگی ماگمایی هستند.

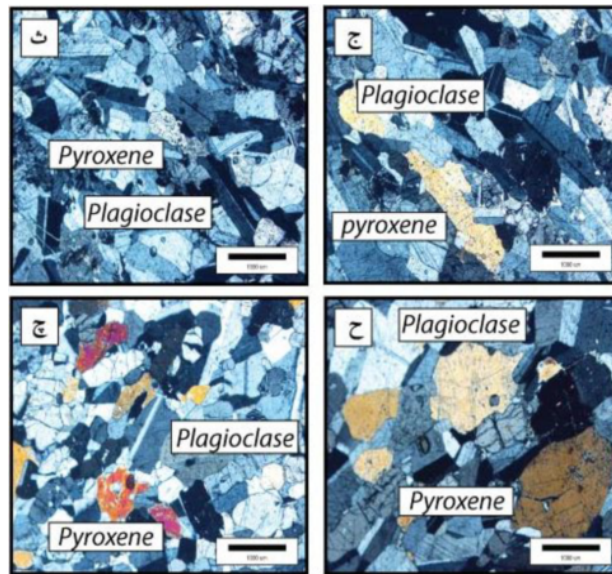
**(۳) گابروهای پگماتی:** گابروهای پگماتی به صورت دایک‌های کوچک با میانگین ضخامت ۴ تا ۵ سانتی متر در سری‌های کومولایی منطقه سلیمانیه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از لحاظ کانی‌شناسی نیز ترکیب پیچیده‌ای نداشته و شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های درشت دانه (و گاهی همراه با اورتوپیروکسن) در ابعادی بزرگتر از ۱ سانتی متر وجود دارند. کلینوپیروکسن‌ها گاهی در اثر دگرسانی به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. علاوه بر این آمفیبول‌های اولیه قهوه-ای رنگ نیز به صورت میان دانه‌ای و به عنوان یک فاز تاخیری فضای بین پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها را اشغال کرده‌اند.

نگاری، این واحدهای کومولایی را می‌توان به انواع آمفیبول پریدوتیت‌ها، گابرونوریت‌ها (لوکوگابرونوریت، آمفیبول گابرونوریت)، گابروهای پگماتی (آمفیبول گابروی پگماتی، گابروی پگماتی ارتوپیروکسن‌دار)، لوکوگابروها، آمفیبول گابروها (دارای آمفیبول‌های سبز و قهوه‌ای)، نوریت‌ها و دیوریت‌های تاخیری تر رده‌بندی کرد. از نظر فراوانی، بافت‌های موجود در تمام این واحدهای سنگی عبارتند از ارتوکومولا، مزوکومولا و ادکومولا. دو بافت اول (ارتوکومولا و مزوکومولا) به خوبی در همه‌ی انواع گابروها گسترش یافته‌اند در حالی که بافت ادکومولایی فقط محدود به نمونه‌هایی مانند آنورتوزیت‌ها و یا کلینوپیروکسنیت‌ها می‌شوند. از دیگر بافت‌های موجود که به صورت فرعی در کنار بافت‌های اصلی دیده می‌شوند می‌توان بافت افیتیک و پوئی کیلیتیک و حتی هتروادکومولایی را نام برد. از نظر کانی‌شناسی سه کانی پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به عنوان کانی اصلی در تمام نمونه‌ها یافت می‌شوند در حالی که الیوین، آمفیبول و کانی‌های کدر (از جمله سولفیدها) به صورت فرعی حضور دارند. علاوه بر این در گابروهای تفریق یافته‌تر آپاتیت به همراه آمفیبول و اکسیدهای آهن نیز دیده می‌شوند.

**(۱) آمفیبول پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدار:** این سنگ‌ها علاوه بر دارا بودن الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن حاوی مقدار کمی پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴ الف و ب). پلاژیوکلازها فضای بین پیروکسن‌ها را پر کرده و به صورت تاخیری دیده



**شکل ۴ الف)** حضور الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولایی (XPL)، ب) آمفیبول پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدار که از الیوین و پیروکسن همراه با آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (XPL)، پ) برخوردگاه بین نوارهای برشی ماگمایی (گابرونوریت‌های ریزدانه) و گابرونوریت‌های درشت‌دانه با زمینه‌ی (XPL)، ت) گابرونوریت‌های ریزدانه با بافت هتروادکومولایی (XPL).



ادامه شکل ۴: (ث) لوکوگابرونوریت با درصد حجمی بالاتر پلاژیوکلاز نسبت به پیروکسن و بافت ارتوکومولایی (XPL)، (ج) بافت ارتوکومولایی در گابرونوریت‌های میان دانه و مشتمل بر پلاژیوکلاز، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (XPL)، (چ) گابرونوریت میان دانه با بافت مزوکومولایی (XPL)، (ح) گابروهای درشت‌دانه مشتمل بر پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و مقدار کمی اورتوپیروکسن همراه با بافت پوئی کیلیتیک (حضور پلاژیوکلاز داخل پیروکسن) که نشان‌دهنده‌ی ترتیب تبلور پلاژیوکلاز و سپس پیروکسن است (XPL).

گابرونوریت‌هاست.

**۵) نوریت‌ها:** این گروه از سنگ‌ها دارای پلاژیوکلاز و اورتوپیروکسن بوده و گاهی بریدگی ماگمایی نیز نشان می‌دهند. پیروکسن‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار در ابعاد ۲ تا ۴ میلی‌متر و حتی در مواردی بزرگتر از ۴ میلی‌متر قابل مشاهده‌اند. پلاژیوکلازها در اندازه‌های ۲ تا ۱ میلی‌متر مشاهده شده و آثار سریسیتی شدن در آنها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها در نوریت‌ها ۳۰ تا ۲۰ درصد حجمی و در لوکونوریت‌ها بیش از ۴۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

**۶) گابروها (تا میکروگابروها):** از نظر کانی‌شناسی گابروها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت فاز کومولوس بوده، اما در برخی موارد آمفیبول‌های قهوه‌ای به صورت میان-دانه‌ای و تأخیری (اما به صورت اولیه و ماگمایی) فضای بین کومولوس‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن را اشغال کرده‌اند. پیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گاهی ماکل دار بوده و منطقه بندی نیز نشان می‌دهند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا تقریباً نیمه‌شکل‌دار بوده و در اطراف سدی-تر از مرکز هستند که به نظر می‌رسد این حاشیه سدی‌تر از یک اندازه اینترکومولوسی متبلور شده است. بافت غالب اورتوکومولا تا مزوکومولا است و گاهی بافت پوئی کیلیتیک (پلاژیوکلازها داخل فنوکریست‌های پیروکسن) نیز مشاهده می‌شود.

**۴) گابرونوریت‌ها:** این گروه از سنگ‌ها را می‌توان به انواع درشت‌دانه (شکل ۴پ) تا ریز دانه (شکل ۴ت) تقسیم کرد. این سنگ‌ها در اکثر موارد دارای فولیاسیون ماگمایی هستند. علاوه بر این، گابرونوریت‌ها دارای باندهای برشی ماگمایی (با ترکیب گابرونوریت) همراه با پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای ریزدانه‌اند (شکل ۴پ). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آنها شامل پلاژیوکلاز، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن هستند که تغییر در فراوانی مودی این کانی‌ها باعث ایجاد طیفی از لوکوگابرونوریت‌ها تا ملاگابرونوریت‌ها شده است.

برای مثال پیروکسن‌ها ۶۰-۴۰ درصد حجمی را در ملاگابرونوریت‌ها و کمتر از ۲۰ درصد حجمی را در لوکوگابرونوریت‌ها تشکیل می‌دهند (شکل ۴ث). بافت غالب این سنگ‌ها در اکثر موارد ارتوکومولایی است (شکل ۴ج)، اما بافت‌های هتروادکومولایی (شکل ۴ت)، مزوکومولایی (شکل ۴چ) و پوئی کیلیتیک (پلاژیوکلاز به صورت چادوکریست در ایکوکریست‌های پیروکسن) نیز در مواردی قابل مشاهده بوده که می‌تواند شاهده‌ی بر تبلور اولیه‌ی پلاژیوکلاز و بعد از آن تبلور پیروکسن باشد. علاوه بر کانی‌های یاد شده، آمفیبول‌های قهوه‌ای اولیه به صورت فاز اینتر کومولوس در آمفیبول گابرونوریت‌ها نیز وجود دارند. حضور کانی الیوین به عنوان یک کانی فرعی محدود به آمفیبول پریدوتیت‌ها و گاهی الیوین

های سلیمانیه برابر با ۱/۹ تا ۲/۱ درصد وزنی و در الیوین گابرونوریت برابر با ۱/۱۳ تا ۱ درصد وزنی است.

**پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلازها در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولایی سلیمانیه دارای ترکیبی از ۹۱/۴۴ تا ۸۹/۴۶ درصد آنورتیت، یعنی دارای ترکیب بیتونیت تا آنورتیت‌اند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در الیوین گابرونوریت‌ها با ترکیبی از ۹۰/۷۱ تا ۸۹/۱۸ درصد آنورتیت در تغییرند.

**آمفیبول:** فنوکریست‌های آمفیبول در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولایی منطقه سلیمانیه سبزوار را می‌توان به دو دسته آمفیبول‌های اولیه‌ی ماگمایی و آمفیبول‌های ثانویه‌ی حاصل از دگرسانی رده‌بندی کرد (بر اساس ژئوشیمی و بررسی‌های میکروسکوپی). آمفیبول‌های نسل دوم در حاشیه‌ی آمفیبول‌های نسل اول تشکیل شده‌اند. ترکیب آمفیبول‌های نسل دوم در این نمونه‌های سنگی (در نمودار  $Mg/(Mg+Fe)$  در مقابل سیلیس چهار رخ، نشان داده نشده) مگنیو هورنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی بوده، در حالی که آمفیبول‌های نسل اول دارای ترکیب پارگازیت هورنبلند تا هورنبلند ادنیته هستند. میزان اکسید تیتان این آمفیبول‌ها پایین است و مقادیر ۰/۰۹ تا ۰/۶۸ را نشان می‌دهد.

#### ژئوشیمی گابروئیدهای مورد بررسی

بررسی‌های ژئوشیمیایی روی دنباله‌ی مافیک و اولترامافیک افیولیت‌های سلیمانیه به منظور پی‌بردن به ترکیب شیمیایی دنباله‌های کومولایی و سنگ‌زایی این سنگ‌ها صورت گرفته است. به طور کلی خصوصیات ژئوشیمیایی گابروئیدهای کومولایی و تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در این سنگ‌ها تابعی از تغییر مدی و فراوانی سه کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها یعنی ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده، هر چند حضور کانی‌های حاصل از تبلور گدازه‌ی میان‌انباشتی (مانند آمفیبول‌های قهوه‌ای و ماگماتیک) نیز می‌تواند تاثیر شدیدی روی رفتار عناصر نادر خاکی و کمیاب در این سنگ‌ها داشته باشد. در این بخش سعی شد تا علاوه بر بررسی ترکیب شیمیایی گابروهای منطقه‌ی سلیمانیه، از ترکیب گدازه‌ها و دایک‌های افیولیت‌های سبزوار نیز برای مقایسه استفاده کرد.

(۱) **تغییرات عناصر اصلی (همراه با Sc):** به طور کلی تغییرات  $MgO$  در سنگ‌های مورد بررسی نسبتاً بالا بوده و میزان آن بین ۸/۷۱ تا ۱۹/۷۵ درصد وزنی در نوسان است. کمترین مقدار  $MgO$  به لوکوگابرونوریت‌ها و آمفیبول گابروها وابسته بوده (۸/۹۸ و ۸/۷۱ درصد وزنی به ترتیب)، در حالی که آمفیبول

(شکل ۴). تغییر در فراوانی مودی کانی پلاژیوکلاز باعث تشکیل لوکوگابروها شده است.

(۷) **دیوریت‌ها:** این سنگ‌ها با بافت دانه دانه‌ای همسان با اندازه‌ی متوسط مشخص می‌شوند. پلاژیوکلاز و آمفیبول (قهوه-ای و سبز) از تشکیل دهنده‌های اصلی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.

#### ژئوشیمی فازهای کانیاپی

**الیوین:** درصد فورستريت ( $FeO\%$ ) الیوین‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولایی منطقه سلیمانیه برابر با ۸۲/۲ تا ۸۱/۳ درصد است. میزان  $NiO$  این الیوین‌ها از ۰/۱۷ تا ۰/۰۱ (درصد وزنی) در تغییر است. درصد فورستريت الیوین در نمونه الیوین گابرونوریتی نیز تقریباً مشابه نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بوده و از ۸۲/۱ تا ۸۱/۱ درصد در تغییر است. میزان  $NiO$  الیوین در الیوین گابرونوریت‌ها دارای تغییراتی بین ۰/۱۱ تا ۰/۰۷ می‌باشد.

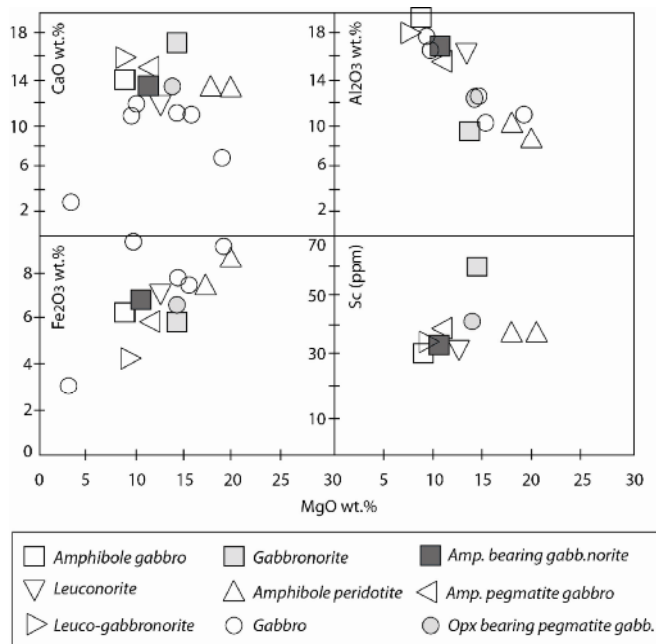
**ارتوپیروکسن:** ارتوپیروکسن در نمونه‌ی الیوین گابرونوریتی منطقه‌ی سلیمانیه دارای طیف انستاتیت بوده و با ترکیب  $Wo_{3.17} En_{86.07} Fs_{22.41}$  مشخص می‌شود. میزان اکسید آلومینیوم و عدد منیزیم این ارتوپیروکسن‌ها به ترتیب برابر ۱/۳۱ درصد وزنی و ۸۹ درصد است.

**کلینوپیروکسن:** کلینوپیروکسن در آمفیبول پریدوتیت‌ها و الیوین گابرونوریت‌های منطقه‌ی سلیمانیه از نوع دیوپسید بوده و تغییرات ژئوشیمیایی آن در نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی به صورت  $Wo_{44.70} En_{75.52} Fs_{1.73}$  تا  $Wo_{47.4} En_{50.39} Fs_{2.1}$  و در نمونه‌ی الیوین گابرونوریتی به صورت  $Wo_{45.64} En_{54.35} Fs_{0.01}$  تا  $Wo_{47.74} En_{75.29} Fs_{2.03}$  در تغییر است. میزان اکسید آلومینیوم این کلینوپیروکسن‌ها برای نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بین ۲/۳۱ تا ۲/۱۶ و برای الیوین گابرونوریت‌ها بین ۲/۲ تا ۱/۸ در تغییر است. اکسید تیتان این کلینوپیروکسن‌ها نیز مقادیر ۰/۳ تا ۰/۲ (برای هر دو نمونه‌ی سنگی) را نشان می‌دهند.

**اسپینل:** اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم ( $Cr\#$ ) بین ۰/۴۵ تا ۰/۴۴ بوده و در الیوین گابرونوریت‌ها، دامنه‌ی تغییرات  $Cr\#$  برابر با ۰/۴۴ تا ۰/۴۲ است. عدد منیزیم ( $Mg\#$ ) نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بین ۰/۲۴ تا ۰/۱۹ در تغییر بوده، در حالی که در الیوین گابرونوریت‌ها عدد منیزیم بین ۰/۲۳ و ۰/۲۲ تغییر می‌کند. میزان اکسید تیتان اسپینل‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت-

عنصر (۶۱/۱۷ ppm) در نمونه‌های گابرونوریتی بوده که این می‌تواند به دلیل حضور مدی بالاتر پیروکسن‌ها در نظر گرفته شود. علاوه بر این نمونه‌های آمفیبول گابرویی دارای کمترین میزان این عنصر (۳۲/۷۳ ppm) هستند (شکل ۵). به طور کلی عدد منیزیم ( $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ ) بیشتر نمونه‌های کومولایی مورد بررسی بین ۵۰ تا ۶۵ درصد در تغییر بوده و اکثر نمونه‌ها در نمودار  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  نسبت به عدد منیزیم (شکل ۶) از روند جدایش الیوین و کلینوپیروکسن (و حتی پلاژیوکلاز) پیروی می‌کنند که این با تغییرات مدی این کانی‌ها در نمونه‌های مورد بررسی سازگاری دارد. نمونه‌های گابرونوریتی و آمفیبول پریدوتیتی نسبت به نمونه‌های جدایش یافته‌تر آمفیبول دار، دارای عدد منیزیم بالاتری بوده، علاوه بر این، تعدادی از نمونه‌های گابرویی که دارای عدد منیزیم کمتر از ۵۰ درصدند، نسبت به سایر نمونه‌های گابروئیدی جدایش یافته‌تر هستند (شکل ۶). بیشتر نمونه‌های گابروئیدی منطقه سلیمانیه دارای اکسید تیتان پایین بوده (۰/۳ تا ۰/۱ درصد وزنی) و با توجه به درصد تیتان پایین و مقدار بالای اکسید منیزیم، بیشتر نمونه‌ها خاصیت بونینیتی نشان داده و به نظرمی‌رسد که گدازه‌ی مادر آن‌ها از یک گوشته تهی شده ریشه گرفته‌اند. برخی از نمونه‌های گابرویی دارای درصد تیتان بالاتر بوده (۰/۸ تا ۰/۵ درصد وزنی) و در گستره بونینیت‌ها قرار نمی‌گیرند (شکل ۷).

پریدوتیت‌ها بیشترین مقدار این اکسید را به خود اختصاص داده‌اند (۱۹/۷۵ درصد وزنی). در نمودار  $\text{CaO}$  نسبت به  $\text{MgO}$ ، نمونه‌های لوکو نوریتی دارای بالاترین میزان اکسید کلسیم بوده (۱۷/۳ درصد وزنی)، در حالی که نمونه‌های گابرویی (SZ10-37) پایین‌ترین مقدار این اکسید را به خود اختصاص داده‌اند (۳/۱۸ درصد وزنی). به نظر می‌رسد که حضور پیروکسن‌های غنی از کلسیم و پلاژیوکلازهای کلسیک، باعث افزایش این عنصر در نمونه‌ی گابرو نوریتی تا میزان (۱۷/۳ درصد وزنی) شده است. در نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نسبت به  $\text{MgO}$ ، نمونه‌های آمفیبول پریدوتیتی و گابرونوریتی کمترین مقدار اکسید آلومینیم را به دلیل درصد مدی پائین‌تر پلاژیوکلاز به خود اختصاص داده‌اند (به ترتیب ۸/۵۲ و ۹/۵۶ درصد وزنی)، در حالی که لوکوگابرونوریت‌ها و آمفیبول گابروها دارای بیشترین مقدار این اکسید به دلیل داشتن درصد مدی بالاتر پلاژیوکلازهای کلسیک، (و نیز آمفیبول‌های ماگمایی) هستند (به ترتیب ۱۸/۳۵ و ۱۹/۴ درصد وزنی). بالاترین میزان  $\text{FeO}^{\text{t}}$  در نمونه‌های گابرویی و پریدوتیتی (به ترتیب ۸/۹۲ و ۷/۵ درصد وزنی) به دلیل وجود کانی‌های فرومنیزین (الیوین و پیروکسن) دیده شده در حالی که کمترین میزان این اکسید به لوکوگابرونوریت‌ها و برخی از نمونه‌های لوکوگابرویی (نمونه SZ10-37) وابسته است. (به ترتیب ۴/۴۶ و ۳/۲۰ درصد وزنی). در نمودار  $\text{Sc}$  نسبت به  $\text{MgO}$ ، بیشترین مقدار این



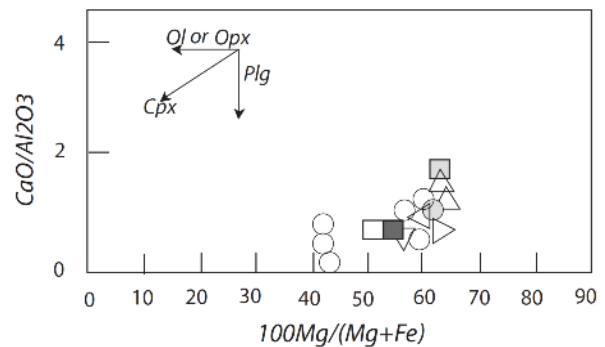
شکل ۵ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و عنصر اسکاندیم نسبت به اکسید منیزیم برای گابروئیدهای منطقه‌ی سلیمانیه.



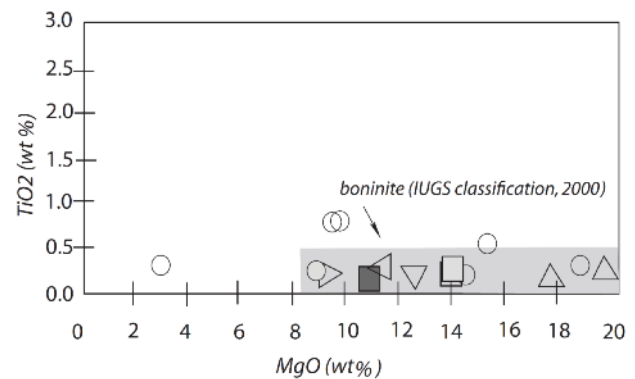
$La_{(N)}/Nb_{(N)}$  در این سنگ‌ها بین ۴٫۹ تا ۱٫۱ است که نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی در Nb در این گابروها است. اما دو نمونه-ی SZ10-04 و SZ10-06 با نسبت ۰٫۵۰ و ۰٫۴۱ تهی‌شدگی بسیار کمتری در این عنصر دارند. در نمونه‌ی لوکونوریتی، نسبت  $La_{(N)}/Yb_{(N)}$  برابر با ۰٫۲۱ بود که نشان از تهی‌شدگی این نمونه در LREE نسبت به HREE‌ها است (شکل ۸پ). علاوه بر این بیهنجاری مثبت Eu در این نمونه سنگی به دلیل انباشت پلاژیوکلاز است. در الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB، نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برای لوکونوریت‌ها برابر با ۲٫۱۱ است که نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی شدید عنصر Nb است. علاوه بر این غنی‌شدگی در LILE از دیگر ویژگی‌های این نمونه‌ی سنگی است (شکل ۸ت).

فراوانی عناصر نادر خاکی در آمفیبول گابروها، آمفیبول پگماتیت گابروها و گابروهای پگماتیتهی ارتوپروکسن دار، مشابه با لوکونوریت‌ها پایین است. این سنگ‌ها به واسطه‌ی غنی‌شدگی جزئی از عناصر نادر خاکی متوسط، بر روی نمودار عنکبوتی یک الگوی صاف از عناصر نادر سنگین به سمت عناصر نادر خاکی متوسط نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با داشتن نسبت  $La_{(N)}/Yb_{(N)}$  بین ۰٫۳۶ تا ۰٫۲۳، دارای تهی‌شدگی در LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۸ث). غنی‌شدگی در HREE (نسبت به LREE) تقریباً در تمامی گابروهای منطقه دیده شد که ناشی از فراوانی مدی کانی پیروکسن و ضریب شرکت‌پذیری زیاد این عناصر در ساختار این کانی است. نمونه‌های مورد بررسی دارای بیهنجاری مثبت Eu نیز هستند. در این نمونه‌های سنگی نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  در گستره‌ی ۲٫۲ تا ۳٫۹ در تغییر است که نشان‌دهنده‌ی تهی‌شدگی شدید در عنصر Nb است. همچنین در الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB، نمونه‌های مورد بررسی دارای غنی‌شدگی در LILE (K, Sr, Ba) هستند (شکل ۸ج).

با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به مورب و نیز نمودارهای عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌های گابرونوریتی، لوکوگابرونوریتی و گابرونوریت‌های آمفیبول دار دارای تهی‌شدگی در LREE‌ها (به ترتیب با داشتن نسبت  $La_{(N)}/Yb_{(N)}$  برابر با ۰٫۱۵، ۰٫۳۸، ۰٫۱۹)، تهی‌شدگی در عنصر Nb و نیز غنی‌شدگی در LILE‌ها (K, Sr, Ba) هستند (شکل ۸ح-ج). این ویژگی‌ها ژئوشیمیایی مشابه با سری‌های بونینیتی تا سری‌های تولیتی جزایر قوسی تهی‌شده همخوانی دارد. گابرونوریت‌های آمفیبول دار با نسبت



شکل ۶ نمودار  $CaO/Al_2O_3$  نسبت به عدد منیزیم برای گابروئیدهای مجموعه افیولیتی سلیمانیه. نشانه‌ها تغییر در ترکیب نسبت‌های فوق بر حسب جدایش کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون را نشان می‌دهند.



شکل ۷ نمودار  $TiO_2$  نسبت به MgO برای نمونه‌های گابروئیدی افیولیت‌های منطقه سلیمانیه. علایم به کار گرفته شده همانند شکل ۵ انتخاب شدند.

تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی: به طور کلی میزان کل عناصر نادر خاکی در الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در تمامی نمونه‌های گابرویی پایین بوده که این ویژگی ژئوشیمیایی خاص دنباله‌های کومولایی است. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای این رشته از سنگ‌ها با تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک روشن است  $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 0.2-0.8$ ، به جز در نمونه‌ی SZ10-37 که این مقدار برابر با ۲٫۲۶ است). علاوه بر این، بیهنجاری مثبتی از Eu نیز برای برخی از نمونه‌های گابرویی دیده شد که با انباشت مدی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها رابطه‌ی مستقیم دارد (شکل ۸ الف). در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به N-MORB (شکل ۸ ب)، نمونه‌های گابرویی با غنی‌شدگی در LILE (Rb, Ba, K, Sr) دیده می‌شود. نسبت

گدازه‌ها و دایک‌های افیولیت‌های سبزواری نیز برای مقایسه بررسی شده‌اند. گدازه‌های بازالتی تا بازالتی آندزیتی مورد بررسی، در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، با غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک مشخص است (شکل ۸). علاوه بر این، نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برای گدازه‌های مورد بررسی بین ۲/۲ تا ۱۳/۴ در تغییر است که نشان‌دهنده‌ی تهی‌شدگی بالا برای این عنصر در نمونه‌های مورد بررسی است. غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین) همراه با تهی‌شدگی در عناصری مانند Ta, Nb, Ti نشان‌دهنده‌ی گرایش واحدهای آتشفشانی منطقه به سری‌های آهکی - قلیایی است.

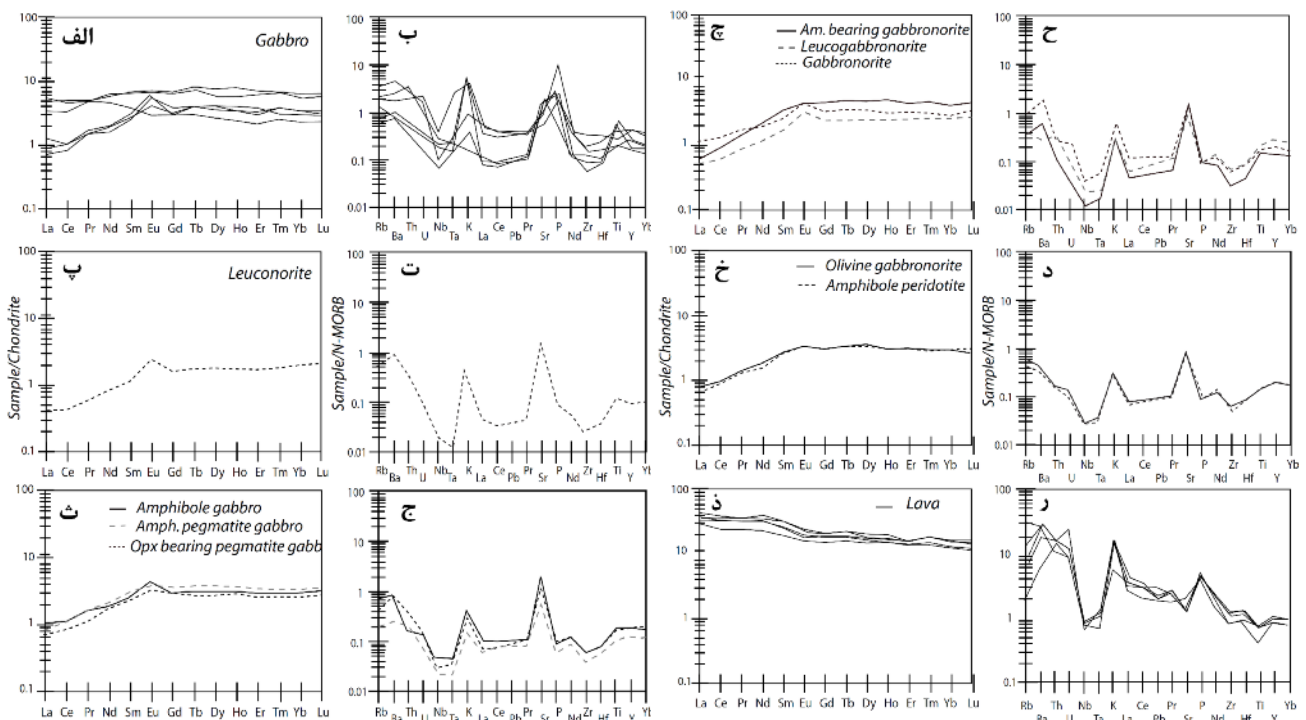
#### بحث پیرامون محیط تشکیل گابروئیدهای مورد بررسی

چنانکه در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۸) دیده می‌شود، اکثر سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی سلیمانیه دارای تهی‌شدگی در کل عناصر نادر خاکی و نیز تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین‌اند. علاوه بر این تهی‌شدگی در Nb و Ta و غنی‌شدگی در عناصر LILE از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این دنباله‌های گابرویی هستند.

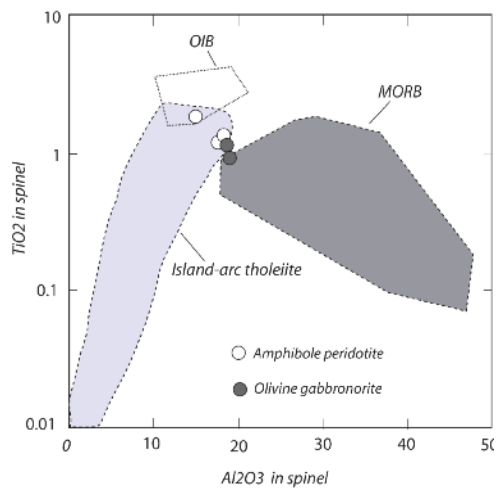
$La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برابر با ۴/۶ دارای تهی‌شدگی بیشتری در عنصر Nb نسبت به گابرونوریت‌ها (با نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برابر با ۳/۲) و نیز لوکوگابرونوریت‌ها (با نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برابر با ۳/۱) است. خمیدگی رو به بالای بیشتر در منحنی عناصر نادر خاکی برای نمونه گابرونوریت آمفیبول‌دار می‌تواند به دلیل حضور آمفیبول (به همراه کلینوپیروکسن مدی بالتر) باشد که حتی باعث تعدیل بیهنجاری مثبت Eu در این نمونه شده است. نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های آمفیبول پریدوتیتی به واسطه‌ی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی متوسط تا سنگین یک الگوی محذب رو به بالا را نشان می‌دهد. نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  در این نمونه‌ها برابر با ۰/۲۳ و ۰/۲۶ بوده که تهی‌شدگی شدیدی در LREE نشان می‌دهد (شکل ۸).

نسبت  $La_{(N)}/Nb_{(N)}$  برای این نمونه‌های سنگی برابر با ۲/۹ و ۲/۷ است، بنابراین در این عنصر، نمونه‌های مورد بررسی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB، غنی‌شدگی در LILE دیده می‌شود (شکل ۸).

علاوه بر بررسی گابروهای منطقه‌ی سلیمانیه، ترکیب



شکل ۸ نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۷] و نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به N-MORB [۱۸]. برای گابروئیدهای منطقه‌ی سلیمانیه.

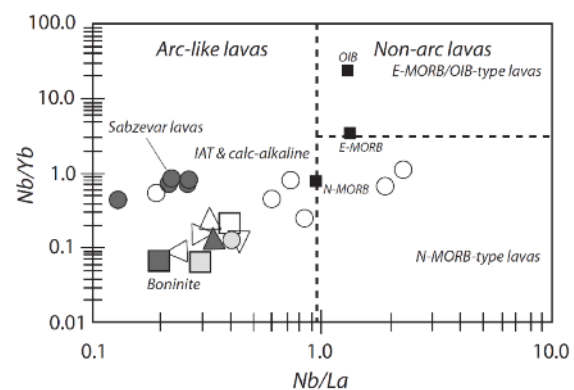


شکل ۱۰ دی‌گرام  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  [۱۵] برای اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیت‌ها و الیون گابرونوریت‌های منطقه سلیمانیه.

#### برداشت

دنباله‌ی مافیک-الترامافیک کومولایی افیولیت‌های منطقه‌ی سلیمانیه (شرق سبزوار) به طور بیشتر شامل آنورتوزیت‌ها، گابرونوریت‌ها، آمفیبول گابرونوریت‌ها، لوکوگابرونوریت‌ها، گابروهای پگماتیته، نوریت‌ها، دیوریت‌ها به همراه آمفیبول پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدارند. تنوع گابروهای مورد بررسی بیشتر از تغییر در فراوانی مدی کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول و کمتر الیون حاصل شده است. بافت‌های ارتوکومولایی، مزوکومولایی و کمتر ادکومولایی از جمله بافت‌های اصلی موجود در این نمونه‌های سنگی، و سولفیدها به همراه آمفیبول‌های قهوه‌ای از دیگر تشکیل‌دهندگان این گابروهای کومولایی هستند. دایک‌های داسیتی تا بازالتی و حتی میکرودیوریتی این دنباله‌ی کومولایی را قطع می‌نمایند. از نظر ژئوشیمیایی گابروهای کومولایی با عدد منیزیم ۶۵ تا ۵۰ درصد دیده شدند. برخی نمونه‌های گابرویی و آمفیبول پریدوتیت‌ها نسبت به نمونه‌های جدا شده‌تر آمفیبول‌دار، دارای عدد منیزیم بالاتری هستند. بیشتر نمونه‌ها دارای اکسید تیتان پایین بوده و با توجه به درصد تیتان پایین و مقدار بالای اکسید منیزیم بیشتر نمونه‌ها خاصیت بونینیتی (تا تولیتی بسیار تهی شده جزایر قوسی) داشته و از یک گوشته تهی شده ریشه گرفته‌اند. این گابروها دارای الگوی مسطح تا تهی شده در عناصر نادر خاکی سبک بوده (در نمودار بهنجار- شده نسبت به کندریت)، که این ویژگی همراه با تهی‌شدگی از عناصری همچون نیوبوم نشان‌دهنده و خاستگاه گدازه‌ی مادر آن‌ها از یک زون فرورانش دارد. بیشتر نمونه‌های گابروئیدی

این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده‌ی گرایش گابروهای مورد بررسی به سری‌های بونینیتی و یا تولیت‌های بسیار تهی- شده جزایر قوسی هستند. در مقابل گدازه‌های مورد بررسی در مقایسه با گابروها از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی شده بوده و با تهی‌شدگی در نیوبوم و عناصر LILE به خوبی دیده می‌شوند. این خصوصیات ژئوشیمیایی برای گدازه‌های افیولیت‌های سبزوار نشان‌دهنده‌ی گرایش به سری‌های آهکی- قلیایی است. در نمودار Nb/Yb نسبت به Nb/La (شکل ۹) بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی سنگ- های وابسته به قوس‌های آتشفشانی واقع شده و اغلب گرایش بونینیتی تا تولیت‌های تهی شده جزایر قوسی نشان می‌دهند، به جز دو مورد از نمونه‌های گابرویی (SZ10-6, SZ10-4) که گرایش به N-MORB‌ها دارند. نسبت به تمامی گدازه‌های منطقه سلیمانیه نیز گرایش به تولیت‌های جزایر قوسی تا سری‌های آهکی- قلیایی نشان داده و به زون‌های فرورانش وابسته‌اند. اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیت‌ها و الیون گابرونوریت‌های منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم (Cr#) به ترتیب بین ۰/۴۵ تا ۰/۴۴ و ۰/۴۴ تا ۰/۴۲ بوده، در حالی که عدد منیزیم (Mg#) آن‌ها به ترتیب بین ۰/۲۴ تا ۰/۱۹ و ۰/۲۳ و ۰/۲۲ در تغییر است. میزان اکسید تیتان و اکسید آلومینیم اسپینل‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های سلیمانیه به ترتیب برابر با ۱/۹ تا ۲/۱ و درصد وزنی و در الیون گابرونوریت برابر با ۱/۱۳ تا ۱ درصد وزنی است. با توجه به این ترکیب، در نمودار اکسید تیتان نسبت به اکسید آلومینیم [۱۵] اسپینل موجود در نمونه‌های مورد بررسی گرایش به تولیت‌های جزایر قوسی تا متمایل به مورب را نشان می‌دهند (شکل ۱۰).



شکل ۹ نمودار Nb/Yb در مقابل Nb/La برای گابروئیدها و گدازه‌های منطقه سلیمانیه سبزوار (علائم به کار گرفته شده مانند شکل ۵ می‌باشد).

- [9] Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searle M.P., "The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications *Philos*", Trans. R. Soc. London A300 (1981) 299-317.
- [10] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature 235 (1972) 147-150.
- [11] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*", Springer, New York. (1974) 873-887.
- [12] McCall G.J.H., "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran ", Journal of Asian Earth Sciences. 15 (1977) 517-531.
- [13] Shojaat B., Hassanipak A.A., Mobasher K., Ghazi A.M., "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran", Journal of Asian Earth Sciences. 21(2003) 1053-1067.
- [14] Ohnenstetter M., "The role of possible transverse faults in the development of the Sabzevar Ophiolites, North-East Iran, with special reference to magma chamber tectonics", *hese Sci.Geol., Bull.*, 36,1(1983)73-90, Strasbourg.
- [15] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, er- spinel and melt inclusion from primitive rocks", J. Petrol.42 (2001) 655-671.
- [16] Nicolas A., "Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere", kluwer Academic Pub (1989) 367 P
- [17] McDonough W. F., Sun S. S., "The composition of the Earth", Chemical Geology. 120 (1995) 223-253.
- [18] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and process. In *Magmatism in Ocean Basins*", (eds A.D. Saunders, M.J. Norry), Geological Society, Special Publication, London, (1989) 313-345.
- منطقه‌ی سلمانیه دارای غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE بوده و نشان‌دهنده‌ی جدا شدن آن‌ها از یک زون فرورانشی دارد.
- مراجع**
- [1] Dilek Y., Furnes H., Shallo M., "Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana", Gondwana Research. 11(2007) 435-475.
- [2] Kusky T.M., "Precambrian ophiolite and related rocks", Developments in Precambrian Geology 13(2004) Elsevier Publications.
- [3] Santosh M., Maruyama S., Sato K., "Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? ", Gondwana Research. 16 (2009) 321-341.
- [4] Pearce J.A., ROBINSON P.T., "The Troodos ophiolite complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting", Gondwana Research. 18 (2010) 60-81.
- [5] Yellappa T., Santosh M., Chetty T.R.K., Kwon S., Park C., Nagesh P., Mohanty D.P., Venkatasivappa V., "A Neoproterozoic dismembered ophiolite complex from southern India: Geochemical and geochronological constraints on its supra-subduction origin", Gondwana Research ( 2011). doi:10.1016/j.gr.05.300.
- [6] Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "La dualite des ophiolites Tethysiennes", Petrologie. 1(1975) 172-174.
- [7] Abbate E., Bortolotti V., Principi G., "Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust", Ofioliti. 1(1980) 59-96.
- [8] Pearce J.A., "Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites", In: Panayiotou A. (Ed.), *Ophiolites*. Proc. Int. Ophiolite Symp., Nicosia, Geol. Surv. Dep. (1980) 261-272.