

جایگاه متفاوت ژئودینامیکی واحدهای افیولیتی زمین درز سیستان: بررسی روابط بافتی و شیمی کانی‌های توالی اولترامافیک-مافیک پوسته‌ای

مرتضی دلاوری *

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

مجموعه سنگ‌های افیولیتی زمین درز سیستان بخشی از بر جای مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی تتیس در حد فاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. این حوضه اقیانوسی حداقل در زمان کرتاسه حیات داشته است. شواهد ژئوشیمیایی کانی‌های مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-مافیک توالی پوسته‌ای و روابط میکروسکوپی کانی‌ها در بخشی از این مجموعه‌های افیولیتی (در حد فاصل افیولیت‌های جنوب بیرجند تا چهل کوره) بیانگر جایگاه‌های متفاوت ژئودینامیک برای شکل‌گیری لیتوسفر اقیانوسی است. سنگ‌های پلوتونیک توالی پوسته‌ای اساساً شامل: سنگ‌های اولترامافیک انباشتی (دونیت و پیروکسنیت)، گابروی انباشتی، گابرونوریت و گابروی ایزوتروپ است. روند تبلور کانی‌ها در این سنگ‌ها در دو گروه متمایز از هم قرار می‌گیرد. در یک گروه تقدم تبلور پیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و در گروه دیگر بر عکس آن است که به ترتیب نشانگر روند نوع SSZ (بالای پهنه فرورانش) و MORB (بازالت پشته میان اقیانوس) است. ترکیب پلاژیوکلاز در گابرو در محدوده بیتونیت و در گابرونوریت در محدوده آنورتیت قرار دارد. همچنین، میزان عناصر سازگار و ناسازگار در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی، گابرو و گابرونوریت تفاوت معنی داری نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها و روند تبلور بیانگر آن است که اولترامافیک‌های پیروکسنیتی و گابرونوریت نسبت به تروکتولیت، گابروی انباشتی و گابروی ایزوتروپ از دو سری مذاب مجزا به ترتیب با دو تمایل مذاب‌های SSZ و MORB حاصل شده‌اند. در منطقه زمین درز سیستان به نظر می‌رسد ماگماتیسم نوع MORB حاصل فرآیند ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوس است که یک گوشته تهی شده را نتیجه داده است و در اثر فرورانش درون اقیانوسی گوشته یادشده متأثر از سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورانده مجدداً تحت تأثیر ذوب بخشی درجه بالاتری قرار می‌گیرد و حاصل آن ماگماتیسم نوع SSZ است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های اولترامافیک-مافیک، جایگاه ژئودینامیک، افیولیت، زمین درز سیستان، شرق ایران

مقدمه

جمله این موارد می‌توان به افیولیت‌های نوار حاشیه اقیانوس آرام، افیولیت‌های نوار آلپ-همالیا و

افیولیت‌ها در نقاط مختلفی از دنیا برونزد دارد. از

این بررسی با تکیه بر آنالیز شیمیایی کانی‌های مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-مافیک توالی پوسته‌ای توأم با بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌ها و روابط صحرایی واحدهای سنگی انجام شده است که در آن بحث ژئوشیمی و پترولوژی مرتبط با جایگاه ژئودینامیک زایش کمپلکس افیولیتی بررسی شده است.

روش انجام پژوهش

تعیین شیمی عناصر اصلی کانی‌ها با روش آنالیز مایکروپروب با دستگاه Cameca CAMEBAX در مؤسسه ژئوساینس و ژئوریزورس شهر پادوا (Padova) ایتالیا انجام شده است. در این روش شتاب ولتاژ (acceleration voltage) حدود ۱۵ کیلو الکترون ولت و جریان نمونه حدود ۲۰ میکرو آمپر با زمان ۱۰۰ ثانیه به کار برده شد. دقت آنالیز (2σ) برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی بهتر از ۲ ± درصد، برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۲ تا ۱۰ درصد وزنی بهتر از ۵ درصد و برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۰/۵ تا ۲ درصد وزنی بهتر از ۱۰ درصد است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در حد فاصل بین افیولیت جنوب بیرجند و افیولیت چهل‌کوره و در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۳۰' تا ۳۲° ۰۰' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۶۰° ۰۵' تا ۶۰° ۱۵' شرقی و وسعتی حدود ۹۰۰ کیلومتر مربع دارد.

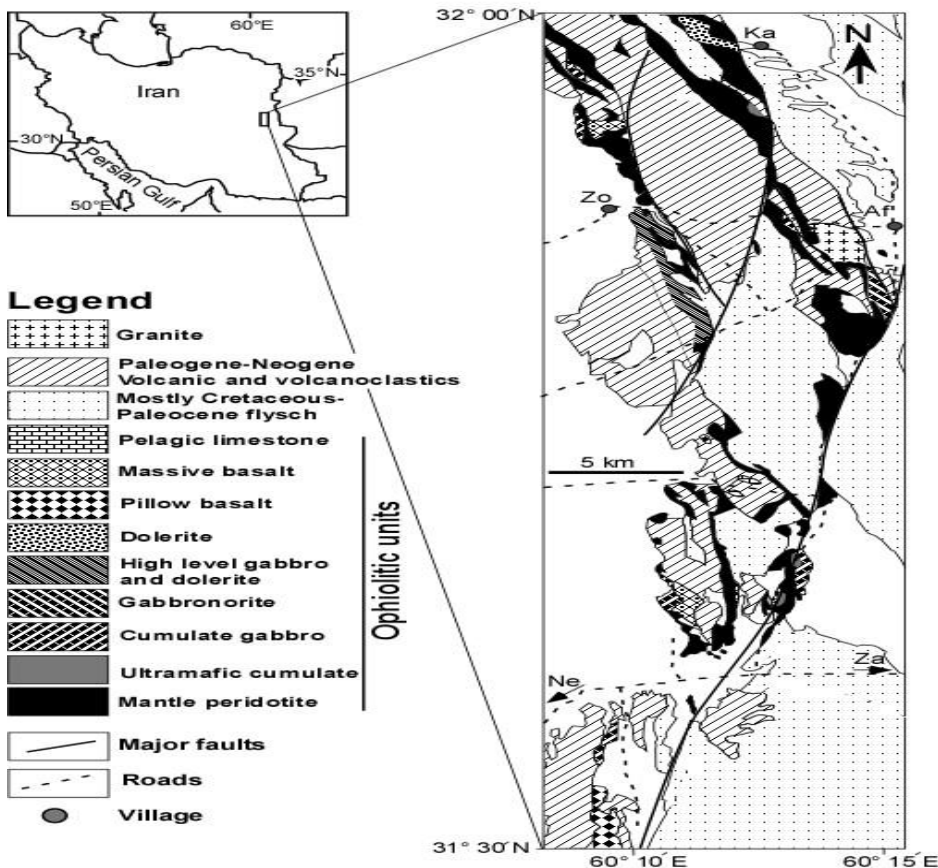
در موقعیت مورد بحث، پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشترین فراوانی را دارد و علاوه بر آنها مجموعه سنگ‌های توالی پوسته‌ای افیولیتی شامل: سنگ‌های اولترامافیک انباشتی (دونیت و پیروکسنیت)، تروکتولیت و گابروی انباشتی، گابرونوریت، گابروی ایزوتروپ، پلاژیوگرانیست،

افیولیت‌های نوار آپالاش-کالدونیایی اشاره کرد (Dilek *et al.*, 2000). در ایران نیز افیولیت‌ها از گستردگی تقریباً بالایی برخوردارند و شاهدهی از بر جای مانده‌های بخش‌هایی از لیتوسفر اقیانوسی در بخش‌های میانی نوار آلپ-هیمالیا است. تحقیقات بر روی افیولیت‌ها گذشته از مباحث پترولوژیکی نقش به‌سزایی در تفهیم تکتونیک کلی منطقه‌ای و فرا منطقه‌ای دارد. در شرق ایران و در امتداد زمین‌درز سیستان ضخامت‌های گسترده نهشته‌های دریای عمیق در کنار آمیزه‌های افیولیتی (Delaloye and Desmons, 1980) تعیین کننده مرز بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. افیولیت‌های شرق ایران (زمین‌درز سیستان) به عنوان بر جای مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی سیستان که در اثر برخورد بلوک‌های قاره‌ای اطراف طی پایان کرتاسه تا ابتدای ترسیر به زیر بلوک افغان یا لوت فرورانش کرده و یا به صورت بخشی بر روی حاشیه لوت فرورانش نموده تفسیر می‌شود (Tirrul *et al.*, 1983؛ Delavari, 2010؛ Saccani *et al.*, 2010؛ Zarrinkoub *et al.*, 2012). بحث بر روی ژئوشیمی افیولیت‌های شرق ایران علی‌رغم پژوهش‌های که در سال‌های اخیر انجام شده (Zarrinkoub *et al.*, 2010؛ Saccani *et al.*, 2010) هنوز جای بحث زیادی دارد.

داده‌های شیمیایی کانی‌ها در کنار خصلت‌های میکروسکوپی سنگ‌ها در توالی سنگ‌های پلوتونیک پوسته‌ای ابزارهای بسیار مفیدی در تفاسیر پترولوژیکی و ژئودینامیکی است (Lachize *et al.*, 1996؛ Yamasaki *et al.*, 2006؛ Clénet *et al.*, 2010). بنابراین، در این پژوهش سعی شده است سنگ‌های پلوتونیک توالی پوسته‌ای بخشی از افیولیت‌های زمین‌درز سیستان (کمپلکس افیولیتی نهندان) در حد فاصل بین افیولیت جنوب بیرجند و افیولیت چهل‌کوره مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

افیولیتی شرق ایران هم به صورت واحدهای متافیولیتی و هم واحدهای دگرگون نشده است. رخساره‌های متافیولیتی اغلب در بخش شرق زمین‌درز سیستان نمایان می‌شود. غالب رخنمون‌های افیولیتی شرق ایران رخساره‌های افیولیتی دگرگون نشده است. در محدوده بررسی شده واحدهای سنگی افیولیتی شامل موارد زیر است:

بازالت بالشی و توده‌ای و آهک‌های پلاژیک است که تقریباً یک توالی افیولیتی نسبتاً کامل نوع پنروز (Anonymous, 1972) را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱). علاوه بر حضور واحدهای افیولیتی یاد شده نهشته‌های دریایی فلیشی و کربناته (کرتاسه تا ائوسن) و سنگ‌های ولکانیکی و ولکانوکلاستیک (ائوسن تا پلیوسن) رخنمون‌های وسیعی را به نمایش می‌گذارد. مجموعه سنگ‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده واحدهای افیولیتی شمال نهبندان. اقتباس با تغییر از (Tirrul *et al.*, 1989). Af: افضل آباد، Ka: کلاته حبیب، Ne: نهبندان، Za: زابل، Zo: ذهاب

کلینوپیروکسن-هارزبورژیت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای وجود دارد که در این بین کلینوپیروکسن-هارزبورژیت‌ها گستردگی کمتر داشته و حجم غالب به هارزبورژیت اختصاص دارد. کنتاکت پریدوتیت‌ها با واحدهای مجاور افیولیتی و

پریدوتیت‌های گوشته‌ای

در بین مجموعه سنگ‌های متعلق به توالی افیولیتی منطقه بررسی شده پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشترین گستردگی را دارد. از نظر سنگ‌شناسی تنوعی از هارزبورژیت و

غیر افیولیتی غالباً گسلی است. واحدهای افیولیتی مجاور پریدوتیت‌ها شامل: پیروکسنیت‌ها و تروکتولیت‌های کومولایی، گابروهای کومولایی، گابروهای ایزوتروپ، دیاباز و بازالت‌های توده‌ای است. کنار هم قرار گرفتن این واحدها که در یک افیولیت دست‌نخورده و سالم به لحاظ موقعیت قرارگیری و روابط عمق تا سطح در نقاط مختلف توالی چین‌های قرار می‌گیرد نشان‌دهنده جابجایی گسترده و بهم‌ریختگی کامل لیتوسفر اقیانوسی بالا آمده است. واحدهای گوشته‌ای در نقاط مختلف توسط رگه‌ها، دایک‌ها، لنزها و توده‌های مافیک قطع شده‌اند. اندازه نفوذی‌های مافیک تزریق شده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای متفاوت و از رگه‌های در حد سانتی‌متر تا دایک‌های با ضخامت چندین متر و نیز توده‌های با وسعت بیش از چند صد متر مربع تغییر می‌کند. این سنگ‌ها تنوعی از گابرو، دلریت، بازالت، گابرونوریت و تروکتولیت را دارا است که به لحاظ فراوانی توده‌های گابرویی و دلریتی غلبه دارد. پریدوتیت‌های گوشته‌ای کم‌وبیش تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. علاوه بر پدیده معمول سرپانتینی شدن، لیستونیت نیز جزو محصولات دگرسانی پریدوتیت‌ها است که به صورت دایک، لنز و توده‌های کم‌حجم ظاهر می‌شود. به علاوه منیزیت از دیگر محصولات ثانویه‌ای است که به صورت توده‌های متعدد درون پریدوتیت‌های سرپانتینیزه دیده می‌شود. رگه‌ها و دایک‌های منیزیتی گاهی نمای گل‌کلمی زیبایی به نمایش می‌گذارد.

اولترامافیک‌های انباشتی

این سنگ‌ها شامل: الیوین و بستریت، و بستریت و دونیت است. گستردگی در سطح رخنمون در واحدهای یادشده از ده‌ها متر تا بیش از ۲۰۰ متر تغییر می‌کند. یکی از گسترده‌ترین واحدهای پیروکسنیتی (الیوین و بستریت) ضخامتی حدود

۱۵۰ تا ۲۰۰ متر داشته و با مرز گسله در کنار پریدوتیت‌های گوشته‌ای، واحدهای تخریبی ترسیر، فیلیت‌ها و فلیش‌های کرتاسه-پالئوسن قرار می‌گیرد. این واحد در صحرا کمتر ساختار لایه‌ای نشان می‌دهد و مانند پریدوتیت‌های اطراف نمای توده‌ای دارد. دایک‌های متعددی در این واحد تزریق شده‌اند که ضخامت آنها از کمتر از ۱۰ سانتی‌متر تا بیش از یک متر می‌رسد. امتداد دایک‌های تزریق شده از جهت خاصی پیروی نکرده و پراکندگی نشان می‌دهد. ترکیب دایک‌ها غالباً در محدوده ترکیبی گابرو و گابرونوریت است و اندازه کانی‌ها در نمونه دستی نیز از ریزبلور تا درشت‌بلور متغیر است. رخنمون‌های دیگری از پیروکسنیت‌های انباشتی با حجم کمتر و به طور پراکنده در دیگر نقاط وجود دارد که شامل: الیوین و بستریت، و بستریت و پیروکسنیت است. در یکی از این واحدها اندازه کانی‌های پیروکسن گاهی تا حدود ۸ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۲A). این واحد در سطح رخنمون ضخامتی حدود ۴۰ تا ۵۰ متر یا بیشتر نشان داده و با مرز گسله از یکسو در کنار پریدوتیت‌های گوشته‌ای و از سمت دیگر به گابرونوریت و دیوریت انباشتی ختم می‌شود. برونزد سنگ‌های دونیتی در شمال معدن کرومیت بن‌دان دیده می‌شود (شکل ۲-۲B) (خارج از محدوده نقشه زمین‌شناسی در شکل ۱). ضخامت این واحد حدود ۳۰۰ متر است. هارزبورژیت گوشته‌ای از یک سو و یک واحد گابرویی فلسیک از سوی دیگر در مجاورت دونیت قرار گرفته است. دونیت قاعده‌ای توسط دایک‌های مختلف گابرویی قطع شده است. راستای دایک‌ها در سطح رخنمون جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهد. این دایک‌ها به شدت آلتیره است و جایگزینی قسمت اعظم کانی‌های اولیه فرومنیزین با کانی‌های ثانویه رنگ لوکوکرات به دایک‌ها بخشیده است.

مجموعه سنگ‌های مافیک-حدواسط پلوتونیک

این سنگ‌ها شامل: تروکتولیت، گابرو و گابرونوریت انباشتی و گابروی ایزوتروپ است. واحد تروکتولیتی ضخامت حدود ۱۵ تا ۲۰ متری داشته و از سمت غرب با تماس گسله در کنار پریدوتیت گوشته‌ای و از سمت شرق در کنار یک واحد گابرویی قرار می‌گیرد. لایه‌بندی ریتمیک که حاصل تکرار لایه‌های غنی از الیوین و پلاژیوکلاز است در مقیاس رخنمون و نمونه دستی واضح است (شکل ۲-D). اندازه کانی‌ها معمولاً کمتر از یک سانتی‌متر است.

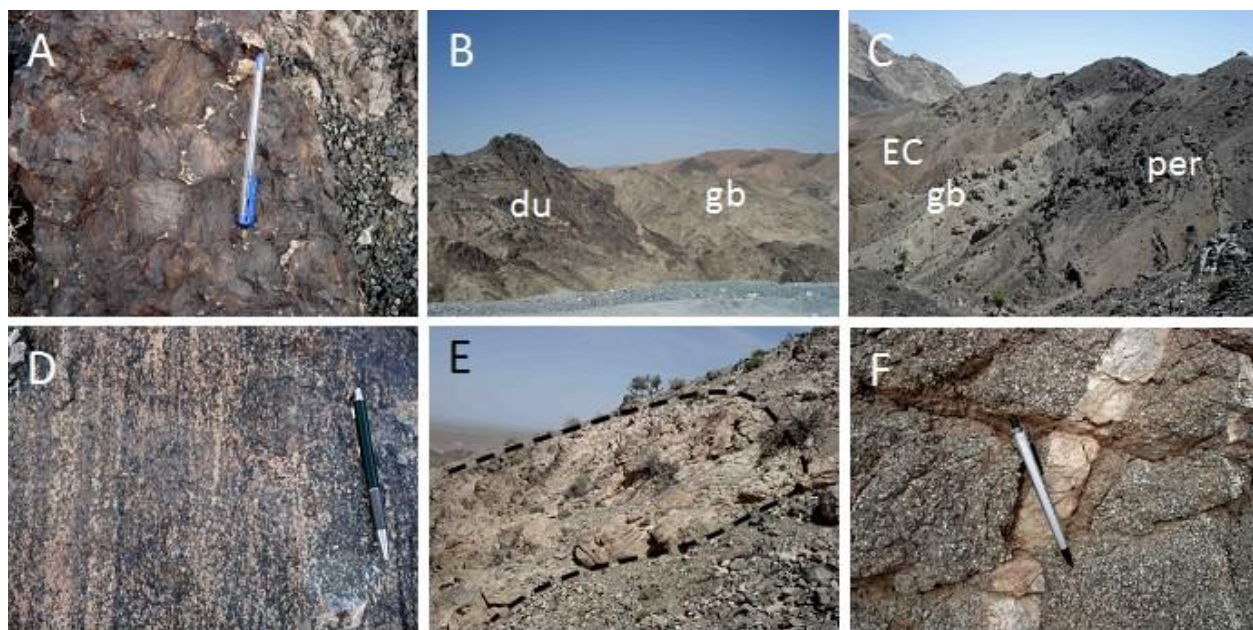
واحدهای گابرویی پس از پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشترین حجم را به خود اختصاص می‌دهد که در بین خود آنها نیز بیشترین حجم به گابروهای معمولی اختصاص دارد. گسترده‌ی واحدها در سطح رخنمون از کمتر از ۱ کیلومتر تا بیش از ۵ کیلومتر می‌رسد. در اغلب موارد مرز واحدهای گابرویی با واحدهای مجاور گسله است (شکل ۲-C). واحدهای مجاور گابروها شامل: پریدوتیت‌های گوشته‌ای، تروکتولیت، دلریت و بازالت، واحدهای رسوبی کم عمق و عمیق (شامل: سنگ‌های آهکی و فلیشی) و آواری‌های ترسیر است. اختصاصات بافتی واحدهای گابرویی دارای تنوع است که شامل: گابروهای انباشتی فولیاسیون‌دار، گابروهای دانه‌متوسط و دانه‌ریز است. گابروهای لایه‌ای درشت‌بلور با لایه‌بندی شاخص کمتر دیده می‌شود.

گابرونوریت در مقایسه با واحدهای گابرویی گسترش صحرایی کمتری دارد. درون واحدهای گابروی معمولی حضور رگه‌ها و دایک‌هایی از گابروی دانه‌درشت‌تر در پاره‌ای موارد مشاهده می‌شود که ضخامت آنها از چند سانتی‌متر تا نیم متر می‌رسد. به

علاوه دایک‌های بازالتی تیره رنگ تا قهوه‌ای تیره با حاشیه انجماد سریع نیز در برخی نقاط گابروها را قطع کرده‌اند (گابروهای جنوب روستای ذهاب). این دایک‌ها از نظر ژئوشیمی مشابه سنگ‌های ولکانیکی ائوسن است و چون به موازات روند شکستگی‌های غالب منطقه (مربوط به زمان ترسیر و بعد از جایگیری افیولیت) در جهت شمال‌غربی تزریق شده‌اند آنها منتسب به ژنز غیر افیولیتی و مرتبط با ماگماتیسیم تأخیری منطقه دانسته می‌شود.

گابروی ایزوتروپ با تغییر تدریجی از گابروهای انباشتی به سمت بالای توالی چینه‌ای ظاهر می‌شود. از ویژگی‌های صحرایی متمایز این سنگ‌ها حضور رگه‌ها، دایک‌ها (شکل ۲-E) و آپوفیزهای پلاژیوگرانییتی (شکل ۲-E) با ضخامت چندین متر است. وجود هورنبلند اولیه در برخی نمونه‌ها یکی از وجوه متمایز گابروهای افق فوقانی است که در دیگر واحدهای گابرویی مشاهده نشده‌اند. در برخی نقاط (شمال جاده نهبندان به زابل) واحدهای دیوریتی نیز حضور دارد که بافت دانه‌متوسط تا دانه‌ریز داشته و در سطح رخنمون گسترش زیادی ندارد که ارتباط این واحدها با واحدهای اطراف نیز گسله است.

واحدهای گابرونوریتی از دیگر واحدهای مهم مافیک است. گابرونوریت‌ها گسترش زیادی نداشته و هم به صورت انباشتی و هم به صورت دایک درون واحدهای گابرویی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای حضور دارد. در برخی نقاط، پیروکسنیت انباشتی و هارزبورژیت گوشته‌ای در مجاورت گابرونوریت قرار دارد. تماس با پیروکسنیت به نظر می‌رسد بیانگر یک رابطه چینه‌شناسی اولیه (تماس اولیه) است که متفاوت با دیگر برونزدهای گابرویی است ولی نوع تماس با هارزبورژیت گوشته‌ای گسله است.



شکل ۲-۱) بافت ادکومولا (که از روی فقدان درصد در خور توجه بلورهای زمینه مشخص است) در پیروکسنیت انباشتی درشت‌بلور که در آن اندازه پیروکسن تا ۸ سانتی‌متر نیز می‌رسد. اندک پلاژیوکلازهای حاضر در بعضی نمونه‌ها فضای بین دانه‌های پیروکسن را پر کرده‌است. (B) دونیت انباشتی (du) شمال معدن کرومیت بندان. بخش فلسیک سمت راست تصویر (gb) یک واحد گابرویی است که با مرز گسله واضح در مجاورت دونیت قرار گرفته است. (C) واحد گابرویی انباشتی (gb) که با مرز گسله در کنار واحد پریدوتیتی (per) و آواری ائوسن (EC) قرار گرفته است. (D) لایه‌بندی مودال الیوین و پلاژیوکلاز در تروکتولیت که تشکیل لایه‌های تیره و روشن داده است. (E) آپوفیز پلاژیوگرانیته که درون گابروهای ایزوتروپ نفوذ کرده است (ابعاد تقریبی ۲۰×۳۰ متر در سطح رخنمون). (F) رگه پلاژیوگرانیته با تماس واضح نسبت به گابروی میزبان. بافت ریزدانه و ایزوتروپ گابروی در بر گیرنده تا اندازه‌ای مشخص است.

پتروگرافی

اولترامافیک‌های انباشتی

در الیوین-وبستریته انباشتی که بافت دانه‌متوسط دارد (اندازه کانی‌ها کوچکتر از ۵ میلی‌متر) (شکل ۳-۱) الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن به ترتیب دارای فراوانی مودال ۵ تا ۳۵ درصد، ۳۰ تا ۶۵ درصد و ۵ تا ۶۰ درصد است. این کانی‌ها غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بافت سنگ نیز اغلب ادکومولایی است. میزان دگرسانی در مقطع نازک کمتر از ۳۰ درصد و محصولات آن سرپانتین و کلریت است. در وبستریته نسبت مودال کلینوپیروکسن افزون‌تر از ارتوپیروکسن است (کلینوپیروکسن بین ۵۵ تا ۷۰ درصد و ارتوپیروکسن بین ۳۰ تا ۴۵ درصد). به علاوه

پلاژیوکلاز نیز فراوانی مودال کمتر از ۵ درصد دارد. پیروکسن (ارتو-و-کلینوپیروکسن) نیمه‌شکل‌دار و تا اندازه‌ای شکل‌دار است. در حالی که پلاژیوکلاز به صورت فاز اینترکومولوس بی‌شکل ظاهر می‌شود و بیانگر آخرین فاز در روند تبلور است. بافت این سنگ‌ها در مواردی درشت‌بلور است. به طوری که اندازه دانه‌های پیروکسن تا ۸ سانتی‌متر نیز می‌رسد. تغییرات ساب‌سولوس در پیروکسن‌ها با ظهور تیغه‌های جدایشی آشکار است (شکل ۳-۲). در نتیجه دگرسانی، پیروکسن تا اندازه‌ای کلریتی شده و پلاژیوکلاز به شدت سوسوریتی شده است. در دونیت نسبت مودال کانی‌ها شامل: ۹۰ تا ۹۵ درصد الیوین و ۵ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز است. اندازه پلاژیوکلاز معمولاً

۶۰ تا ۷۵ درصد و ۲۵ تا ۴۰ درصد دارد. بافت سنگ دانه‌متوسط است و در برخی واحدها بافت جریان‌ی گرانولار (شکل ۳-۱) دیده می‌شود. به علاوه بافت آلوتریومورفیک-گرانولار و افیتیک-سابافیتیک نیز وجود دارد (شکل ۳-۲) که روند تبلور با توجه به روابط کانی‌ها در مقطع نازک پلاژیوکلاز ← پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد. میزان دگرسانی ضعیف تا نسبتاً شدید است که در آن پلاژیوکلاز کلریتی و اپیدوتیتی شده و محصولات دگرسانی کلینوپیروکسن نیز کلریت، اورالیت، اکسید آهن و به ندرت اسفن است.

در گابرونوریت انباشتی کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن و الیون مجموعه کانی‌شناسی اولیه را تشکیل می‌دهد. نسبت مودال کانی‌ها شامل ۳۰ تا ۴۰ درصد کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ۵ تا ۲۵ درصد ارتوپیروکسن (انستاتیت)، ۲۵ تا ۴۵ درصد پلاژیوکلاز و ۲ تا ۷ درصد الیون است. بافت سنگ اغلب میکروگرانولار تا گرانولار دانه‌متوسط و به طور نادر دانه‌درشت است. الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار اما پلاژیوکلاز عموماً بی‌شکل و به صورت فاز پرکننده بین بلورها در فضای بین دیگر فازها است (شکل ۳-۳). با توجه به روابط کانی‌ها در مقطع نازک به نظر می‌رسد در روند تبلور ابتدا الیون، سپس کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و در نهایت، پلاژیوکلاز متبلور شده است.

گابروی ایزوتروپ

بافت، اغلب میکروگرانولار هم‌بعد (اندازه دانه‌ها اغلب کمتر از ۱ میلی‌متر) تا افیتیک-سابافیتیک و اینترگرانولار و مجموعه کانی‌های اولیه شامل: پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و حدود ۲ تا ۳ درصد هورنبلند مودال است. آمفیبول (تا ۳ میلی‌متر) دارای ادخال‌های پلاژیوکلاز است که گاهی به صورت

کمتر از ۲ میلی‌متر و الیون کمتر از ۵ میلی‌متر است. این کانی‌ها دگرسانی شدید نشان می‌دهد که قالب‌های برجای‌مانده از الیون نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، در حالی که پلاژیوکلاز به طور کامل بی‌شکل است. بر اساس روابط بافتی ابتدا تبلور و ته‌نشست فاز کومولوس یعنی الیون انجام شده و پس از آن پلاژیوکلاز به صورت اینترکومولوس تبلور یافته است. در این سنگ‌ها پیروکسن دیده نمی‌شود و یا ممکن است بر اثر دگرسانی زیاد غیر قابل تشخیص شده باشد.

مجموعه سنگ‌های مافیک-حدواسط پلوتونیک

گابروها

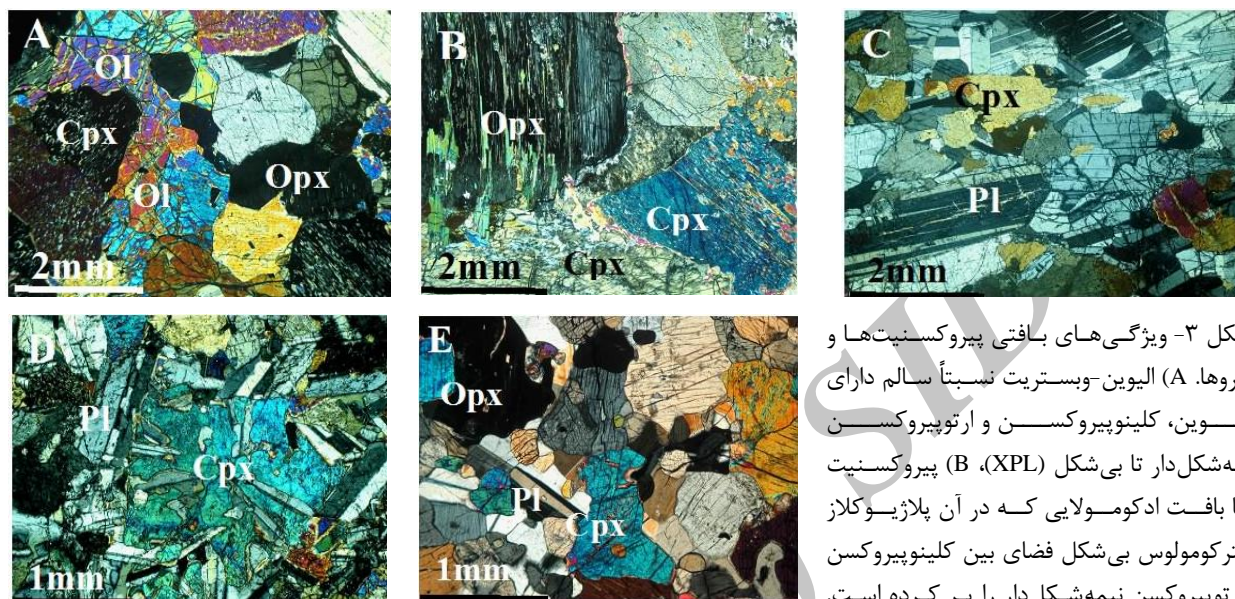
گابروی انباشتی، گابرونوریت انباشتی و گابروی ایزوتروپ تشکیل دهنده طیف رخنمون‌های گابرویی در افیولیت بررسی شده است که گابروی انباشتی نسبت به بقیه از برتری حجمی برخوردار است.

گابرو-گابرونوریت انباشتی

گابروی تروکتولیتی که حجم زیادی ندارد با مجموعه کانی‌های الیون و پلاژیوکلاز با نسبت مودال تقریباً یکسان (پلاژیوکلاز ۵۰ تا ۵۵ درصد و الیون ۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی) مشخص می‌شود. بافت اغلب دانه‌متوسط تا گاهی دانه‌درشت است و اندازه کانی‌ها عموماً کمتر از ۳ میلی‌متر است. فابریک انباشتی با لایه‌بندی تکراری کانی‌های سازنده همراه است. این لایه‌ها اغلب ایزومودال اند و در مقیاس یک لایه تغییرات نسبت مودال کانی‌ها دیده نمی‌شود. دانه‌های الیون اکثراً نیمه‌شکل‌دار تا اندکی شکل‌دار و پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. دگرسانی کانی‌ها نسبتاً شدید است به طوری که الیون تا بیش از ۷۰ درصد سرپانتینی شده و پلاژیوکلاز با سرپسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده است. در گابروهای انباشتی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به ترتیب نسبت مودال

ثانویه همچون: کلریت، اپیدوت، اورالیت، آلبیت، ماگنتیت و اسفن جایگزین مجموعه کانی‌های اولیه همچون: کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز شده است.

بی‌شکل و پیویی‌کیلیتیک و در برخی موارد نیز تقریباً شکل‌دار است. این سنگ‌ها به طور متوسط تا نسبتاً زیادی متحمل دگرسانی شده و مجموعه کانی‌های



شکل ۳- ویژگی‌های بافتی پیروکسنیت‌ها و گابروها. (A) الیون-وستریت نسبتاً سالم دارای الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (XPL)، (B) پیروکسنیت با بافت ادکومولایی که در آن پلاژیوکلاز اینترکومولوس بی‌شکل فضای بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار را پر کرده است.

همچنین، تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن درون ارتوپیروکسن به وضوح دیده می‌شود (XPL)، (C) فولیاسیون ماگماتیک حاصل جهت‌یافتگی پلاژیوکلازهای نا هم‌بعد در گابروی انباشتی با بافت آلوتریومورفیک-گرانولار (XPL)، (D) تبلور تأخیری کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و رشد آن در فضای بین دانه‌های پلاژیوکلاز در گابروی انباشتی (XPL)، (E) کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و پلاژیوکلاز بی‌شکل نشان‌دهنده تبلور تأخیری پلاژیوکلاز در گابرونوریت انباشتی (XPL)، الیون، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز.

شیمی کانی‌ها

وزنی و Mg# بین ۸۳/۳۰ تا ۸۷/۷۱ تغییر می‌کند. ترکیب ارتوپیروکسن به صورت $En_{80.5-83}Fs_{14.5-16.5}Wo_{1.5-3}$ است (شکل ۴). در کلینوپیروکسن نیز TiO_2 تمرکز بالایی نداشته و حدود ۰/۰۴ تا ۰/۱۳ درصد وزنی است. Al_2O_3 و Cr_2O_3 به ترتیب تمرکز حدود ۱/۹۲ تا ۲/۵۳ و ۰/۲۸ تا ۰/۶۵ درصد وزنی دارد که در این بین تمرکز Cr_2O_3 نسبتاً بالا است. در کلینوپیروکسن به صورت در خور توجهی بالا است و بین ۸۷/۰۶ تا ۹۳/۱۰ تغییر می‌کند. ترکیب کلینوپیروکسن شامل: $En_{45.5-48.5}Fs_{5.1-7.5}Wo_{44.2-49}$ و در محدوده دیوپسید و تا اندازه‌های اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۴). داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در گابرو و گابرونوریت‌های انباشتی در جدول ۳ ارائه شده است.

در جدول‌های ۱ و ۲ ترکیب شیمیایی الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی ارائه شده است. در الیون میزان فرستریت بین ۸۲/۰۴ تا ۸۴/۳۷ است. CaO و TiO_2 طبق معمول تمرکز اندکی دارد و به ترتیب از کمتر از حد تشخیص تا ۰/۰۳ و ۰/۰۴ درصد وزنی و NiO بین ۰/۱۹ تا ۰/۴۹ درصد وزنی است. همچنین، $Mg\#(Mg\#=100 \times Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ بین ۸۲/۴۲ تا ۸۴/۶۱ است. در ارتوپیروکسن TiO_2 کمتر از حد تشخیص تا ۰/۰۹ درصد وزنی است. Na_2O نیز از ۰/۰۵ درصد وزنی تجاوز نمی‌کند. میزان Al_2O_3 و Cr_2O_3 به ترتیب شامل: ۱/۵۵ تا ۲/۱۴ و ۰/۲۲ تا ۰/۵۳ درصد

جدول ۱- ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی الیوین در اولترامافیک‌های انباشتی پیروکسنیتی (محاسبه a.p.f.u بر اساس ۳ کاتیون و ۴ آنیون). (شماره قبل از اسم کانی مربوط به محدوده‌های تعیین شده برای آنالیز نقطه‌ای در مقطع است و شماره پس از نام کانی شماره نقاط آنالیز شده در آن محدوده است).

Sam.	5-44	5-44	5-44	3--33	3--33	3--33	3--33	3--33
Site-Min.	1-ol3	1-ol4	1-ol5	2-ol3	2-ol2	2-ol4	3-ol1	3-ol2
SiO ₂	39.50	38.94	40.96	39.97	40.59	40.32	39.83	40.38
TiO ₂	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.03	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
FeO	14.72	14.71	15.74	16.28	16.06	16.13	16.48	15.70
MnO	0.24	0.28	0.21	0.20	0.19	0.29	0.23	0.15
MgO	41.81	45.37	43.68	42.25	44.48	42.96	43.35	44.10
CaO	0.03	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.03
Na ₂ O	0.07	0.06	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01
NiO	0.19	0.34	0.34	0.47	0.40	0.45	0.43	0.27
Total	96.58	99.81	100.98	99.27	101.84	100.19	100.37	100.71
Si	1.025	0.983	1.020	1.017	1.005	1.015	1.004	1.009
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.320	0.310	0.328	0.346	0.333	0.340	0.347	0.328
Mn	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005	0.003
Mg	1.617	1.707	1.620	1.603	1.641	1.613	1.629	1.642
Ca	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Na	0.004	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.004	0.007	0.007	0.010	0.008	0.009	0.009	0.005
Total	2.976	3.018	2.980	2.983	2.994	2.984	2.996	2.990
Fo	83.28	84.37	82.99	82.04	82.98	82.34	82.22	83.22
Fa	16.45	15.34	16.78	17.73	16.81	17.35	17.53	16.63
Mg#	83.50	84.61	83.18	82.23	83.15	82.60	82.42	83.35

جدول ۲- ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی کلینوپیروکسن (cpx) و ارتوپیروکسن (opx) در اولترامافیک‌های انباشتی پیروکسنیتی (محاسبه a.p.f.u بر اساس ۴ کاتیون و ۶ آنیون).

Sam.	5-44	5-44	3-33	3-33	3-33	3-33	3-33	3-33	5-44	5-44	5-44	5-44	3-33	3-33	3-33	3-33
Site-Min.	1-cpx1	2-cpx2	1-cpx1	1-cpx3	1-cpx4	1-cpx5	4-cpx1	4-cpx2	1-opx2	2-opx2	4-opx2	4-opx3	1-opx2	1-opx3	3-opx1	3-opx2
SiO ₂	53.59	53.99	52.95	52.88	53.13	52.96	53.19	53.04	56.74	56.50	53.40	56.81	56.02	55.91	56.51	56.58
TiO ₂	0.08	0.06	0.10	0.09	0.12	0.04	0.06	0.12	0.07	0.03	0.12	0.07	0.09	0.00	0.01	0.06
Al ₂ O ₃	2.14	2.23	2.44	2.26	2.39	2.34	2.33	2.53	1.65	1.76	1.55	1.66	2.09	1.83	1.96	2.14
Cr ₂ O ₃	0.28	0.45	0.63	0.57	0.51	0.65	0.65	0.64	0.31	0.39	0.22	0.26	0.31	0.44	0.37	0.53
FeO	3.89	4.44	3.76	3.25	4.02	3.92	4.19	4.77	10.49	9.80	9.41	9.62	9.82	10.78	10.48	10.63
MnO	0.21	0.09	0.13	0.04	0.11	0.24	0.07	0.06	0.26	0.22	0.17	0.13	0.11	0.28	0.13	0.21
MgO	16.70	16.95	16.32	16.48	17.09	16.66	16.75	17.14	30.99	31.19	30.14	31.34	30.30	30.15	30.29	30.25
CaO	23.45	22.88	23.91	24.37	23.14	23.64	23.13	22.48	0.94	1.42	2.56	1.33	1.47	1.15	0.93	0.73
Na ₂ O	0.07	0.12	0.08	0.11	0.02	0.06	0.03	0.12	0.02	0.00	0.05	0.01	0.02	0.04	0.02	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
Total	100.4	101.2	100.3	100.0	100.6	100.5	100.4	100.9	101.5	101.4	97.7	101.2	100.2	100.6	100.7	101.2
Si	1.949	1.949	1.930	1.928	1.928	1.925	1.936	1.920	1.967	1.959	1.924	1.967	1.962	1.961	1.971	1.966
Ti	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002
Al	0.092	0.095	0.105	0.097	0.102	0.100	0.100	0.108	0.068	0.072	0.066	0.068	0.086	0.076	0.081	0.088
Cr	0.008	0.013	0.018	0.016	0.015	0.019	0.019	0.018	0.008	0.011	0.006	0.007	0.009	0.012	0.010	0.015
Fe ³⁺	0.002	0.000	0.018	0.033	0.021	0.033	0.008	0.037	0.000	0.000	0.057	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Sam.	5-44	5-44	3-33	3-33	3-33	3-33	3-33	3-33	3-33	5-44	5-44	5-44	5-44	3-33	3-33	3-33	3-33
Site-Min.	1-cpx1	2-cpx2	1-cpx1	1-cpx3	1-cpx4	1-cpx5	4-cpx1	4-cpx2	1-opx2	2-opx2	4-opx2	4-opx3	1-opx2	1-opx3	3-opx1	3-opx2	
ادامه جدول ۲																	
Fe ²⁺	0.116	0.134	0.097	0.066	0.101	0.086	0.119	0.107	0.304	0.284	0.227	0.279	0.288	0.316	0.306	0.309	
Mn	0.007	0.003	0.004	0.001	0.004	0.007	0.002	0.002	0.008	0.006	0.005	0.004	0.003	0.008	0.004	0.006	
Mg	0.905	0.912	0.887	0.896	0.925	0.903	0.909	0.925	1.601	1.612	1.619	1.618	1.582	1.577	1.575	1.567	
Ca	0.914	0.885	0.934	0.952	0.900	0.921	0.902	0.872	0.035	0.053	0.099	0.049	0.055	0.043	0.035	0.027	
Na	0.005	0.008	0.005	0.008	0.001	0.004	0.002	0.009	0.002	0.000	0.004	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000	3.995	4.000	4.011	3.994	3.989	3.996	3.985	3.982	
Al IV	0.051	0.051	0.070	0.072	0.072	0.075	0.064	0.080	0.033	0.041	0.066	0.033	0.038	0.039	0.029	0.034	
Al VI	0.041	0.043	0.034	0.025	0.031	0.025	0.036	0.027	0.034	0.031	0.000	0.035	0.048	0.037	0.052	0.054	
Wo	47.00	45.75	48.16	48.86	46.14	47.21	46.49	44.86	1.79	2.71	4.92	2.53	2.87	2.23	1.81	1.42	
En	46.58	47.18	45.72	45.99	47.42	46.29	46.83	47.60	82.21	82.43	80.69	82.98	82.04	81.09	82.07	82.08	
Fs	6.43	7.07	6.12	5.14	6.44	6.49	6.68	7.53	16.01	14.86	14.39	14.49	15.09	16.68	16.12	16.50	
Mg#	88.61	87.18	90.15	93.10	90.13	91.28	88.42	89.61	84.04	85.01	87.71	85.31	84.62	83.30	83.75	83.53	

جدول ۳- ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در گابرو و گابرونوریت انباشتی (محاسبه a.p.f.u بر اساس ۴ کاتیون و ۶ آنیون).

gabbronorite									gabro							
Sam.	3--14	3--13	3--13	3--14	3--14	3--14	3--13	3--13	5--74	5--74	5--74	5--16	5--16	5--16	5--16	5--16
Site-Min.	4-cpx1	2-cpx2	2-cpx3	5-cpx1	1-opx1	3-opx1	5-opx1	4-opx2	1-cpx1	1-cpx6	2-cpx4	3-cpx	2-cpx6	2-cpx7	2-cpx11	3-cpx13
SiO ₂	52.83	52.64	53.03	53.68	54.78	55.34	54.85	54.35	52.29	52.61	53.09	52.53	53.05	53.18	53.01	50.96
TiO ₂	0.16	0.18	0.14	0.22	0.04	0.09	0.12	0.10	0.53	0.47	0.45	0.56	0.49	0.45	0.55	0.45
Al ₂ O ₃	2.11	2.10	1.82	1.09	1.42	1.46	1.38	1.36	2.26	2.53	2.20	2.29	2.24	2.42	2.49	3.24
Cr ₂ O ₃	0.42	0.49	0.28	0.27	0.25	0.19	0.23	0.18	0.28	0.29	0.06	0.08	0.09	0.22	0.11	0.11
FeO	6.86	6.13	6.63	6.50	14.53	14.20	15.40	14.18	5.06	5.32	5.47	5.35	5.43	5.74	6.06	5.72
MnO	0.12	0.21	0.23	0.15	0.29	0.30	0.36	0.27	0.15	0.12	0.09	0.08	0.18	0.15	0.18	0.32
MgO	16.27	16.02	16.29	16.14	27.53	27.43	26.27	27.89	15.90	15.85	16.29	16.17	16.42	15.97	16.02	15.11
CaO	21.41	22.05	21.44	22.41	1.61	1.50	1.60	1.32	22.60	22.53	22.30	22.62	22.62	22.65	22.50	21.23
Na ₂ O	0.12	0.15	0.12	0.12	0.08	0.05	0.02	0.01	0.35	0.34	0.26	0.27	0.29	0.37	0.36	0.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
Total	100.30	99.97	99.99	100.57	100.55	100.57	100.23	99.68	99.52	100.09	100.26	99.99	100.84	101.20	101.40	97.44
Si	1.938	1.937	1.951	1.966	1.956	1.973	1.975	1.954	1.926	1.927	1.941	1.925	1.927	1.929	1.920	1.921
Ti	0.004	0.005	0.004	0.006	0.001	0.003	0.003	0.003	0.015	0.013	0.013	0.015	0.013	0.012	0.015	0.013
Al	0.091	0.091	0.079	0.047	0.060	0.062	0.058	0.058	0.098	0.109	0.095	0.099	0.096	0.103	0.106	0.144
Cr	0.012	0.014	0.008	0.008	0.007	0.005	0.006	0.005	0.008	0.008	0.002	0.002	0.003	0.006	0.003	0.003
Fe ³⁺	0.021	0.022	0.012	0.008	0.024	0.000	0.000	0.025	0.038	0.026	0.015	0.037	0.042	0.035	0.046	0.007
Fe ²⁺	0.190	0.166	0.192	0.191	0.410	0.423	0.463	0.401	0.121	0.137	0.152	0.128	0.123	0.140	0.141	0.173
Mn	0.004	0.006	0.007	0.005	0.009	0.009	0.011	0.008	0.005	0.004	0.003	0.002	0.006	0.005	0.006	0.010
Mg	0.890	0.878	0.894	0.881	1.466	1.458	1.410	1.495	0.873	0.866	0.888	0.883	0.889	0.863	0.865	0.849
Ca	0.842	0.869	0.845	0.879	0.061	0.057	0.062	0.051	0.892	0.884	0.873	0.888	0.880	0.880	0.873	0.857
Na	0.009	0.011	0.008	0.008	0.006	0.003	0.002	0.001	0.025	0.024	0.018	0.019	0.021	0.026	0.025	0.022
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.993	3.991	4.000	4.000	4.001	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al IV	0.062	0.063	0.049	0.034	0.044	0.027	0.025	0.046	0.074	0.073	0.059	0.075	0.073	0.071	0.080	0.079
Al VI	0.029	0.028	0.030	0.013	0.016	0.034	0.033	0.011	0.024	0.037	0.035	0.024	0.023	0.032	0.026	0.065
Wo	43.26	44.75	43.34	44.76	3.12	2.95	3.18	2.56	46.25	46.13	45.22	45.81	45.37	45.76	45.23	45.20
En	45.73	45.21	45.83	44.87	74.40	74.85	72.44	75.49	45.27	45.17	45.96	45.56	45.84	44.89	44.82	44.76
Fs	11.01	10.04	10.83	10.37	22.48	22.20	24.38	21.95	8.48	8.70	8.82	8.64	8.79	9.35	9.95	10.04
Mg#	82.42	84.08	82.32	82.22	78.14	77.49	75.26	78.85	87.80	86.36	85.36	87.34	87.83	86.06	85.99	83.05

می‌گیرد (شکل ۴). در گابرونوریت ارتوپروکسن با TiO_2 کمتر از ۰/۱۰ درصد وزنی مشخص می‌شود. Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و Na_2O نیز به ترتیب ۱/۳۵ تا ۱/۵۹، ۰/۰۹ تا ۰/۳۳ و ۰/۰۶ < درصد وزنی است و $Mg\#$ تغییرات بین ۷۵/۲۶ تا ۷۸/۸۵ را نشان می‌دهد. ترکیب ارتوپروکسن به صورت $En_{72.44-75.55}Fs_{21.67}$ $Wo_{2.50-3.18}$ است و در شکل ۴ در محدوده انستاتیت قرار می‌گیرد.

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز مربوط به گابرونوریت و گابروهای انباشتی در جدول ۴ ارائه شده است. در پلاژیوکلاز مربوط به گابروهای انباشتی Al_2O_3 تغییرات بین ۳۱/۷۴ تا ۳۲/۹۵ درصد وزنی دارد. نسبت آل‌بیت، آنورتیت و ارتوکلاز در ترکیب پلاژیوکلاز به ترتیب: ۱۸/۹۱ تا ۲۴/۰۱، ۷۵/۳۱ تا ۸۰/۸۶ و ۰/۰۰ تا ۰/۳۶ درصد و به طور کلی، پلاژیوکلاز در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرد. در پلاژیوکلاز مربوط به گابرونوریت، نسبت آل‌بیت، آنورتیت و ارتوکلاز به ترتیب ۲/۷۹ تا ۴/۸۴، ۹۴/۸۱ تا ۹۷/۱۶ و ۰/۰۰ تا ۰/۳۶ درصد است و به طور کلی، ترکیب آن در محدوده آنورتیت واقع می‌شود (شکل ۷-C).

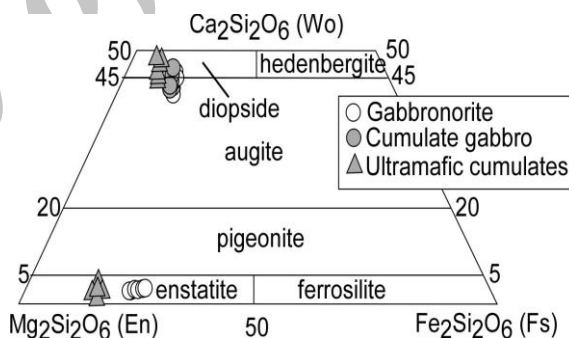
در گابروهای انباشتی کلینوپروکسن ترکیب همگن دارد. کلینوپروکسن در این سنگ‌ها نسبت به اولترامافیک‌های انباشتی ترکیب کاملاً متفاوتی دارد. TiO_2 مقدار نسبتاً بالایی دارد و تغییرات آن از ۰/۴۵ تا ۰/۵۹ درصد وزنی است. همچنین، Al_2O_3 و Cr_2O_3 به ترتیب بین ۲/۱۷ تا ۳/۲۴ و ۰/۰۶ تا ۰/۲۹ درصد وزنی تغییر می‌کند. از سوی دیگر، Na_2O بین ۰/۲۳ تا ۰/۳۶ درصد وزنی است و تمرکز بالایی نشان می‌دهد. ترکیب کلینوپروکسن در حد دیوپسید تا اوژیت (شکل ۴) و از نظر سه سازنده ولاستونیت، انستاتیت و فروسیلیت به صورت $En_{44.21-46.79}Fs_{8.48-10.47}Wo_{42.01-46.58}$ است. در کلینوپروکسن مربوط به گابرونوریت‌ها TiO_2 تمرکز پایینی دارد و مقدار آن ۰/۱۴ تا ۰/۲۲ درصد وزنی است. مقدار Al_2O_3 از ۱/۰۹ تا حداکثر ۲/۱۴ درصد وزنی می‌رسد. Cr_2O_3 و Na_2O نیز به ترتیب ۰/۲۳ تا ۰/۴۹ و ۰/۱۰ تا ۰/۱۵ درصد وزنی است. $Mg\#$ از ۸۱/۲۵ تا ۸۵/۸۱ تغییر می‌کند. کلینوپروکسن در گابرونوریت ترکیب شیمیایی $En_{44.87-46.51}Fs_{10.04-11.01}Wo_{42.94-44.76}$ دارد. در دیاگرام سه تایی پروکسن در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار

جدول ۴- ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی پلاژیوکلاز در گابرو و گابرونوریت انباشتی (محاسبه a.p.f.u بر اساس ۵ کاتیون و ۸ آنیون).

	gabbronorite							gabbro						
	Sam.	3--14	3--14	3--14	3--13	3--13	3--13	3--13	5--74	5--74	5--74	5--74	5--16	5--16
Site-Min.	1-pl1	1-pl2	2-pl1	3-pl2	3-pl3	4-pl1	4-pl3	5-pl2	2-pl5	2-pl2	2-pl4	2-pl6	5-pl7	5-pl8
SiO ₂	44.13	43.71	44.28	43.50	44.23	44.05	44.25	47.93	47.38	47.87	48.30	47.68	47.90	47.90
TiO ₂	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.07	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	35.39	35.71	35.53	35.08	35.35	35.86	35.91	32.65	32.65	32.52	32.92	32.33	32.76	32.95
Cr ₂ O ₃	0.06	0.15	0.03	0.07	0.04	0.01	0.12	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
FeO	0.41	0.40	0.40	0.40	0.50	0.42	0.42	0.40	0.37	0.38	0.42	0.30	0.29	0.40
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.05	0.08	0.00	0.08
MgO	0.01	0.12	0.07	0.16	0.05	0.10	0.08	0.08	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06
CaO	19.66	19.75	19.81	19.63	19.46	19.72	19.97	16.21	16.25	16.19	16.06	16.36	16.34	16.66
Na ₂ O	0.48	0.52	0.48	0.55	0.45	0.45	0.40	2.53	2.37	2.39	2.33	2.37	2.46	2.15
K ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.00	0.04

Sam.	gabbronorite							gabbro						
	3--14	3--14	3--14	3--13	3--13	3--13	3--13	5--74	5--74	5--74	5--74	5--16	5--16	5--16
Site-Min.	1-pl1	1-pl2	2-pl1	3-pl2	3-pl3	4-pl1	4-pl3	5-pl2	2-pl5	2-pl2	2-pl4	2-pl6	5-pl7	5-pl8
ادامه جدول ۴- ...														
Total	100.14	100.40	100.62	99.47	100.19	100.67	101.27	99.95	99.17	99.47	100.27	99.25	99.86	100.31
Si	2.043	2.022	2.041	2.032	2.047	2.030	2.028	2.203	2.195	2.209	2.209	2.207	2.202	2.195
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002
Al	1.931	1.947	1.930	1.931	1.928	1.947	1.940	1.769	1.783	1.769	1.775	1.763	1.775	1.779
Cr	0.002	0.005	0.001	0.003	0.001	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.016	0.015	0.015	0.016	0.019	0.016	0.016	0.015	0.014	0.015	0.016	0.012	0.011	0.015
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003
Mg	0.001	0.008	0.005	0.011	0.003	0.007	0.005	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004
Ca	0.975	0.979	0.978	0.982	0.965	0.974	0.981	0.798	0.807	0.801	0.787	0.811	0.805	0.818
Na	0.043	0.046	0.043	0.050	0.041	0.040	0.036	0.225	0.213	0.214	0.207	0.212	0.219	0.191
K	0.001	0.002	0.000	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.001	0.000	0.002
Total	5.012	5.025	5.014	5.028	5.009	5.017	5.015	5.022	5.020	5.014	5.007	5.016	5.018	5.010
Ab %	4.20	4.50	4.18	4.84	4.05	3.95	3.53	22.00	20.88	21.01	20.73	20.71	21.38	18.91
An %	95.74	95.34	95.82	94.81	95.73	95.91	96.43	77.96	78.97	78.74	78.91	79.15	78.62	80.86
Or %	0.06	0.15	0.00	0.36	0.22	0.13	0.04	0.04	0.15	0.25	0.36	0.14	0.00	0.22

شکل ۴- نمایش ترکیب ارتوپایروکسن و کلینوپایروکسن مربوط به انباشته‌های اولترامافیک در دیاگرام سه‌تایی پیروکسن (Morimoto, 1989).



مراحلی از ذوب بخشی را متحمل شده است دارای CaO/Al_2O_3 نسبتاً بالایی خواهد بود که باعث روند تبلور الیوین ← کلینوپایروکسن ← پلاژیوکلاز می‌شود (Browning, 1982).

با گذر از انباشته‌های اولترامافیک در قاعده توالی پوسته‌ای به سمت بالا لیتولوژی سنگ‌های مافیک شامل: تروکتولیت، گابرو-دیوریت انباشته، گابرونوریت انباشته و گابروی ایزوتروپ است. در گابروهای انباشته و ایزوتروپ روند تبلور نوع MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) به ترتیب با روند الیوین ← پلاژیوکلاز+الیوین و پلاژیوکلاز ←

بحث

کانی‌شناسی سنگ (نوع کانی‌ها، نسبت مودال و روند تبلور) در واقع انعکاسی از شیمی مذاب مادر است. در انباشته‌های پیروکسنیتی که با توجه به روابط کانی‌ها در مقطع نازک روند تبلور الیوین ← کلینوپایروکسن ← ارتوپایروکسن و یا کلینوپایروکسن ← ارتوپایروکسن ← پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد شیمی مذاب مادر می‌تواند دلیل اصلی تبلور تأخیری پلاژیوکلاز در بین فازهای انباشته باشد. عموماً مذاب‌هایی که از ذوب بخشی بالا یا گوشته‌ای حاصل شده‌اند که قبلاً مرحله یا

است. ارتوپروکسن یک فاز معمول در تعدادی از سنگ‌های پلوتونیک و افیولیت‌های مرتبط با قوس است (Bédard and Pearce *et al.*, 1984). Hébert, 1996). تبلور ارتوپروکسن معمولاً توأم با فوگاسیته بالای اکسیژن در مذاب است (Grove *et al.*, 1984) که دلیل محتمل آن فشار بخشی بالای آب در مذاب است. چندین فرآیند برای حصول گابرونوریت‌ها مطرح شده است. تبلور مذاب‌های تفریق یافته نوع MORB در انتهای بخش‌های پشته میان اقیانوسی (Juteau *et al.*, 1988)، ماگماتیسم جزایر قوسی در جایگاه SSZ (Lachize *et al.*, 1996) و گسترش محدوده پایداری ارتوپروکسن به دلیل چرخش سیالات هیدروترمال در محور پشته (Boudier *et al.*, 2000). به دلیل اینکه گابرونوریت‌ها عموماً در ماگماتیسم MOR بسیار کمیاب است (Kelemen *et al.*, 2004) بنا بر این، بحث منشأ SSZ از قدرت بیشتری برخوردار است.

در پیروکسنیت منطقه بررسی شده میزان بالای MgO در الیوین (۴۱/۸۱ تا ۴۵/۸۱ درصد وزنی) تشابه زیادی با مجموعه سنگ‌های معادل در کمپلکس‌های افیولیتی‌ای دارد که در جایگاه SSZ شکل گرفته‌اند (Elthon *et al.*, 1984). Hébert and Laurent, 1990). همچنین، میزان نسبتاً بالای Mg# و Cr₂O₃ در کلینوپروکسن نیز قابل قیاس با داده‌های کلینوپروکسن مربوط به اولترامافیک‌های انباشتی افیولیت‌های SSZ مثلاً افیولیت BOI (Bay of Island) (Elthon, 1987) است. از سوی دیگر، تمرکز پایین Ti در کلینوپروکسن نیز تأیید کننده این نتیجه است. به نظر Pearce و Norry (۱۹۷۹) تمرکز پایین تیتانیوم در کلینوپروکسن منعکس کننده درجه تهی‌شدگی منشأ گوشته‌ای و اکتیویته پایین Ti در مذاب مادر است.

کلینوپروکسن+پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (Pearce *et al.*, 1984; Beccaluva *et al.*, 1983) و برعکس در گابرونوریت روند تبلور از نوع SSZ (Supra Subduction Zone) شامل: الیوین+کلینوپروکسن+ارتوپروکسن+پلاژیوکلاز (Beccaluva *et al.*, 1983; Pearce *et al.*, 1984) است. اختلاف در روند تبلور گابروها اختلاف در شیمی و ژنز مذاب مادر را مطرح می‌سازد. در افیولیت عمان بر اساس روند تبلور در گابروها که شامل:

۱) اسپینل+الیوین+پلاژیوکلاز+الیوین+کلینوپروکسن

و ۲) اسپینل+الیوین+اسپینل+الیوین+کلینوپروکسن+الیوین+پلاژیوکلاز

کلینوپروکسن+پلاژیوکلاز+ارتوپروکسن است، دو ماگماتیسم مجزا معرفی شده است (Yamasaki *et al.*, 2006) که روند تبلور در گروه اول شاخص مذاب‌های MORB است (Tormey *et al.*, 1987) و در گروه دوم، شروع تبلور کلینوپروکسن قبل از پلاژیوکلاز یادآور روند SSZ است. تبلور زود هنگام کلینوپروکسن نسبت به پلاژیوکلاز در مجموعه‌های مافیک در برخی افیولیت‌ها قابل بحث است. به طور کلی، در مذاب‌های جزایر قوسی نشانه‌های زیادی از تبلور تأخیری پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپروکسن وجود دارد (Barsdell, 1988) که دلیل آن را فشار بالای آب در مذاب (Sisson and Grove, 1993)؛ Berndt (*et al.*, 2005)، تبلور در شرایط بی‌آب در فشار بالا (Gust and Perfit, 1987) و تبلور مذاب‌های بخشی که از یک منشأ گوشته‌ای فقیر شده حاصل شده‌اند (Browning, 1982) دانسته‌اند.

حضور ارتوپروکسن در مجموعه‌های مافیک افیولیتی (گابرونوریت) نیز موضوع مورد بحث بوده

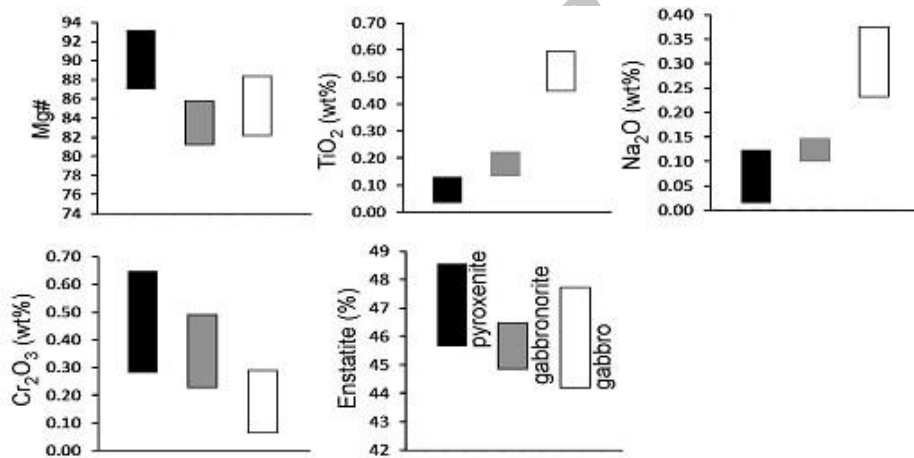
تمرکز بالای عناصر ناسازگار در مذاب اولیه این منشأ متحمل تهی‌شدگی کمتری شده است. از دیگر سو، پریدوتیت گوشته‌ای با تهی‌شدگی بیشتر منشأ مذاب مادر گابرونوریت بوده است. جایگاه ژئودینامیک یک عامل کنترل کننده میزان تهی‌شدگی منشأ گوشته‌ای است. در جایگاه نوع MORB ذوب پریدوتیت خشک مانع از حصول درجات بالای ذوب است اما در جایگاه نوع SSZ اضافه شدن سیالات مربوط به لیتوسفر اقیانوسی فرورانده به گوه گوشته‌ای فوقانی امکان ذوب مجدد و تهی‌شدگی بیشتر گوشته‌ای که قبلاً در جایگاه MORB متحمل تهی‌شدگی شده است را فراهم می‌کند. از سوی دیگر، میزان Al_2O_3 در مذاب‌های با ویژگی MORB نسبت به مذاب‌های SSZ بیشتر است. بنابراین، شیمی کلینوپیروکسن به وضوح به دو مذاب متفاوت با دو ترکیب شیمیایی با ویژگی MORB در گابروهای انباشتی و با ویژگی SSZ در گابرونوریت اشاره دارد.

با مقایسه داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن در گابرونوریت و پیروکسنیت درمی‌یابیم که در گابرونوریت، کلینوپیروکسن TiO_2 و Na_2O بیشتر و Cr_2O_3 ، $Mg\#$ و نسبت سازنده انستاتیته کمتری دارد (شکل ۵). بنابراین، مذاب گابرونوریتی اولاً روند تحولی پیشرفته‌تری نشان می‌دهد و ثانیاً امکان تحول آن از مذاب پیروکسنیتی وجود دارد که طی آن در مذاب تفریق یافته گابرونوریتی $Mg\#$ و Cr_2O_3 کاهش یافته، عناصر ناسازگاری همچون: تیتانیم و سدیم افزایش یافته است. مقایسه شیمی ارتوپیروکسن در گابرونوریت و پیروکسنیت نیز نتیجه فوق را تأیید می‌کند که نشان می‌دهد ارتوپیروکسن مربوط به پیروکسنیت دارای میزان بیشتر $Mg\#$ ، Cr_2O_3 و سازنده انستاتیته و میزان کمتر اکسید عناصر ناسازگاری همچون: سدیم و تیتانیم است (شکل ۶).

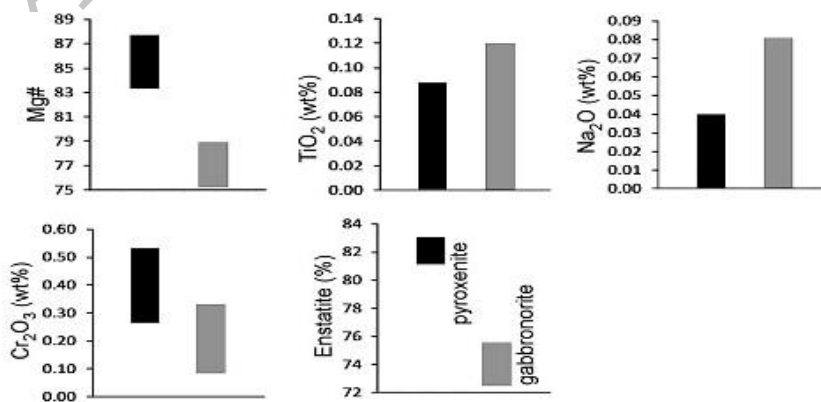
با توجه به اینکه در شکل ۴ کلینوپیروکسن مربوط به گابرونوریت و گابروهای انباشتی محدوده ترکیبی تقریباً یکسانی نشان می‌دهد ولی از جنبه تمرکز برخی اکسیدهای عناصر فرعی تفاوت معناداری بین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن این سنگ‌ها وجود دارد. در گابرونوریت کلینوپیروکسن دارای میزان کمتری TiO_2 و Na_2O و میزان بیشتری Cr_2O_3 نسبت به کلینوپیروکسن گابروهای انباشتی است (شکل ۵). غنی‌شدگی عناصر ناسازگار و فقیرشدگی عناصر سازگار در مذاب گابرویی نسبت به مذاب گابرونوریتی می‌تواند در نتیجه تحول شیمیایی مذاب گابرویی از مذاب گابرونوریتی باشد. با این وجود از آنجا که $Mg\#$ در کلینوپیروکسن گابروهای انباشتی و گابرونوریت محدوده تقریباً یکسانی دارد و حتی در کلینوپیروکسن گابروهای انباشتی بیشتر از داده‌های مربوط به گابرونوریت است؛ بنابراین، تحول مذاب گابرویی از مذاب گابرونوریتی منطقی نیست. بنابراین، این سنگ‌ها باید از دو سری مذاب متفاوت با روندهای تحولی غیر مرتبط با هم تشکیل شده باشد که در یک سری فقیر از عناصر ناسازگار Ti و غنی از عناصر سازگاری همچون: Cr است و برعکس در سری دوم عناصر ناسازگار یاد شده تمرکز بالاتر داشته و عناصر سازگار تقلیل یافته‌ترند. اختلاف در ژئوشیمی کلینوپیروکسن بین گابرونوریت و گابروهای انباشتی به لحاظ Al، Na و Ti در دیاگرام Na بر روی Ti (شکل A-۷) و Al بر روی Ti (شکل B-۷) نیز مشاهده می‌شود که در دو محدوده متفاوت قرار می‌گیرد. اختلاف در ژئوشیمی مذاب‌های بازالتی اولیه منعکس کننده ناهمسانی کانی‌شناختی-ژئوشیمیایی منشأهای گوشته‌ای است. در یکسو منشأ گوشته‌ای با تهی‌شدگی کمتر برای مذاب‌هایی که به تبلور گابروهای انباشتی منتج شده‌اند که با توجه به

Sisson and Grove, 1993; Johannes, 1989; Grove and Sisson, 2005). به نظر Sisson و Koepke et al., (1993) ضریب تفریق کلسیم-سدیم بین پلاژیوکلاز و مذاب به شدت حساس به PH_2O است و از ۱ تا ۵/۵ به ترتیب تحت شرایط بدون آب و اشباع از آب تغییر می‌کند. میزان بالای آنورتیت تغییرات اندک آن در پلاژیوکلاز گابرونوریتی قابل قیاس با افیولیت‌های نوع SSZ در مدیترانه شرقی (Hébert and Laurent, 1990) و سنگ‌های آذرین مرتبط با جایگاه‌های قوسی (DeBari et al., 1987) است. بنابراین، پلاژیوکلاز مربوط به گابرونوریت‌ها ممکن است منشأ گرفته از مذابی باشد که در شرایط فشار بالای آب متبلور شده است.

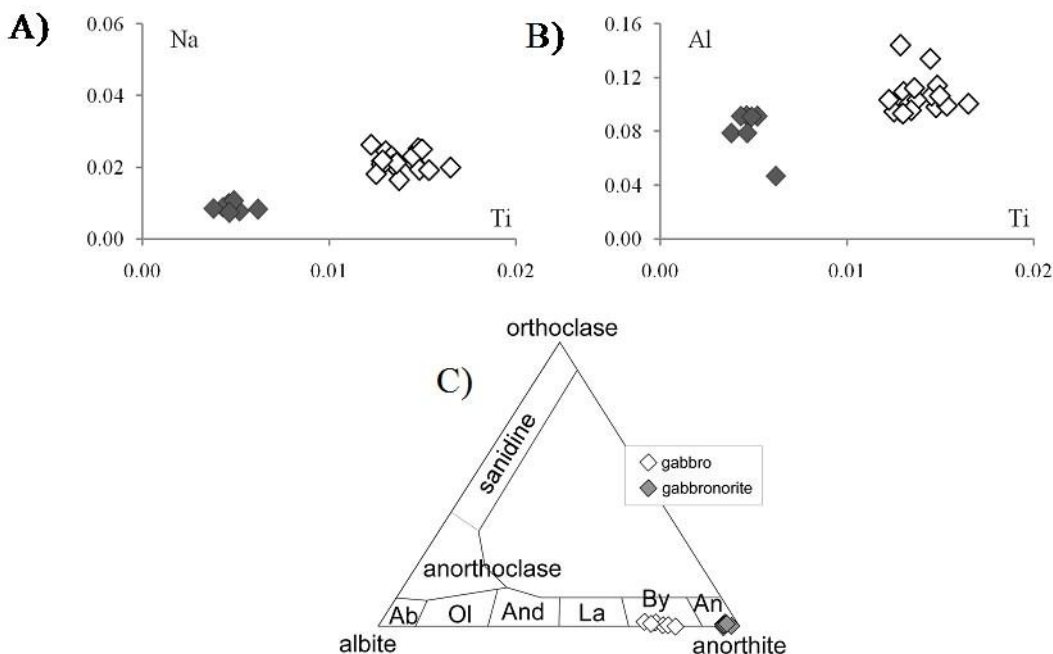
بررسی ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابروی انباشتی و گابرونوریت نیز جالب توجه است. در گابروی انباشتی پلاژیوکلاز ترکیب بیتونیتی و در گابرونوریت ترکیب آنورتیتی دارد. ترکیب پلاژیوکلاز در گابروهای انباشتی در محدوده ترکیب معمول گابروهای افیولیتی است ولی درصد آنورتیت بالای پلاژیوکلاز در گابرونوریت جای بحث دارد. میزان بالای آنورتیت به فشار بالای آب در مذاب یا مذاب‌های جایگاه‌های قوسی ارتباط داده شده است (Beard, 1986). در دو مذاب با ژئوشیمی یکسان حضور آب نسبت به شرایط خشک (بدون حضور آب) می‌تواند باعث تبلور پلاژیوکلاز با درصد بالاتر آنورتیت شود (Arculus and Wills, 1980)؛



شکل ۵- مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی (پیروکسنیت)، گابرونوریت و گابروی انباشتی



شکل ۶- مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن در اولترامافیک انباشتی (پیروکسنیت) و گابرونوریت



شکل ۷- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در گابرونوریت و گابروهای انباشتی، (A) دیاگرام Na بر روی Ti و (B) Al بر روی Ti. (C) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابرونوریت و گابروهای انباشتی.

تفسیر ژئودینامیکی

داشته و سپس، تحت تأثیر حرکات نزدیک شونده بین بلوک‌های لوت و افغان واقع شده است (Saccani *et al.*, 2010). حضور لیتواستراتیگرافی پوسته‌ای از نوع افیولیت SSZ نشان‌دهنده فرورانش توأم با گسترش یک قوس درون اقیانوسی در حوضه سیستان است. از نظر ژئودینامیک این تحولات بدین صورت تفسیر می‌شود که توالی نوع MORB در واقع حاصل فرآیند ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوس است که یک گوشته تهی‌شده و ماگماتیسم نوع MORB را نتیجه داده است. با شروع فرورانش درون اقیانوسی مشابه تحولاتی که در افیولیت‌های نوع SSZ صورت می‌گیرد گوشته یادشده متأثر از سیالات آزاد شده از دهیدراسیون لیتوسفر فرورانده مجدداً تحت تأثیر ذوب بخشی پیشرفته‌تری قرار می‌گیرد و با برجای گذاشتن یک گوشته تهی‌شده‌تر ماگماتیسم نوع SSZ را نتیجه می‌دهد. نتیجه این ماگماتیسم توالی پوسته‌ای نوع SSZ است. در پایان کرتاسه حرکات کششی در

با توجه به روند تبلور و شیمی کانی‌ها می‌توان دو توالی مجزای پوسته‌ای برای مجموعه‌های پلوتونیک کمپلکس افیولیتی نه‌بندان تعریف کرد. در یکسو یک توالی نوع MORB که شامل: تروکتولیت انباشتی، گابروی انباشتی و گابروی ایزوتروپ است و در دیگر سو یک توالی نوع SSZ که مجموعه سنگ‌های شاخص آن شامل: پیروکسنیت (الیوین‌وبستریت و وبستریت) و گابرونوریت انباشتی است. وجود دو جایگاه ژئودینامیک برای کمپلکس افیولیتی نه‌بندان با توجه به ژئوشیمی سنگ کل و به ویژه ترکیب پریدوتیت‌های گوشته‌ای نیز مورد بحث قرار گرفته است (Saccani *et al.*, 2010). توالی پوسته‌ای نوع MORB در واقع نشان‌دهنده بخش‌های باقی‌مانده‌ای از پزودو استراتیگرافی بهم‌ریخته پوسته اقیانوسی حاصل شده در پشته میان اقیانوس است. این حوضه اقیانوسی حداقل از کرتاسه تحتانی وجود

تبلور پیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز نشانگر روند نوع SSZ و تقدم تبلور پلاژیوکلاز نسبت به پیروکسن بیانگر روند نوع MORB است. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها از جمله ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-مافیک نیز بر دو جایگاه ژئودینامیکی متمایز دلالت دارد. به این صورت که الیون-وبستریت، وبستریت و گابرونوریت شاخص مجموعه سنگ‌های جایگاه SSZ است که از نظر ژنتیک به هم وابسته است. در سمت دیگر تروکتولیت، گابروی انباشتی و ایزوتروپ در جایگاه MORB حاصل شده‌اند. این شواهد بیانگر آن است که مجموعه سنگ‌های افیولیتی در یک جایگاه ژئودینامیکی مشابه شکل نگرفته‌اند بلکه ابتدا در جایگاه پشته میان اقیانوس تشکیل شده و سپس، فرورانش درون اقیانوسی منجر به شکل‌گیری توالی پوسته‌ای بالای زمین‌درز فرورانش شده است.

قوس درون اقیانوسی به نظر می‌رسد که به حرکات فشارشی تغییر ماهیت داده که باعث اتمام فعالیت قوسی شده و لیتوسفر اقیانوسی نوع MORB و نوع SSZ در ملانژ-منشور به هم افزوده کمپلکس افیولیتی نه‌بندان محبوس گشته است.

نتیجه‌گیری

مجموعه سنگ‌های افیولیتی در حدفاصل افیولیت‌های جنوب بیرجند تا چهل کوره بخشی از برجای مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی تتیس در زمین‌درز سیستان و در حد فاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. سنگ‌های توالی پوسته‌ای اساساً شامل: اولترامافیک‌های انباشتی (دونیت، الیون‌وبستریت و وبستریت)، گابرو و گابرونوریت انباشتی و گابروی ایزوتروپ است. بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که دو روند تبلور متفاوت از هم وجود دارد. تقدم

منابع

- Anonymous (1972) Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes* 17: 24-25.
- Arculus, R. J. and Wills, K. J. A. (1980) The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. *Journal of Petrology* 21: 743-799.
- Barsdell, M. (1988) Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich tholeiitic lavas. Merelava Volcano, Vanuata. *Journal of Petrology* 29: 927-964.
- Beard, J. S. (1986) Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14: 848-851.
- Beccaluva, L., Di Girolamo, P., Macciotta, G. and Morra, V. (1983) Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti* 8: 307-324.
- Bédard, J. H. and Hébert, R. (1996) The lower crust of the Bay of Islands ophiolite, Canada: petrology, mineralogy, and the importance of syntaxis in magmatic differentiation in ophiolites and at ocean ridges. *Journal of Geophysical Researches* 101: 25105-25124.
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F. (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: 135-167.
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F. (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: 135-167.
- Boudier, F., Godard, M. and Armbruster, C. (2000) Significance of gabbronorite occurrence in

- the crustal section of the Semail ophiolite. *Marine Geophysical Research* 21: 307-326.
- Browning, P. (1982) The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks in the Oman ophiolite. Unpublished PhD Thesis, University of Open, Milton Keynes. UK.
- Clénet, H., Ceuleneer, G., Pinet, P., Abily, B., Daydou, Y., Harris, E., Amri, I. and Dantas, C. (2010) Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos* 114: 265-281.
- DeBari, S. M., Kay, S. M. and Kay, R. W. (1987) Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc. *Journal of Geology* 95: 329-341.
- Delaloye, M. and Desmons, J. (1980) Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68: 83-111.
- Delavari (2010) Petrology and geochemistry of Nehbandan ophiolitic complex. PhD thesis, University of Tarbiat Moallem, Tehran, Iran (in Persian).
- Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. and Nicolas, A. (Eds.) (2000) Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society, America.
- Elthon, D., Casey, J. F. and Komor, S. (1984) Cryptic mineral chemistry variations in a detailed traverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm mountain massif of the Bay of island ophiolite, Newfoundland. In: ophiolites and oceanic lithosphere (Eds. Gass, I. G., Lippard, S. J. and Shelton, A.W.) 83-97. Blackwell, London.
- Elthon, D. (1987) Petrology of the gabbroic rocks from the mid-Cayman rise spreading center. *Journal of Geophysical Research* 92: 658-682.
- Grove, T. L., Baker, M. B. and Kinzler, R. J. (1984) Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2113-2121.
- Gust, D. A. and Perfit, M. R. (1987) Phase relations of a high-Mg basalt from Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97: 7-18.
- Hébert, R. and Laurent, R. (1990) Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: ophiolites-oceanic crustal Analogues. proceedings of Troodos ophiolite symposium (Eds. Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. and Xenophontos, C.) 149-163. Cyprus Geological Survey Dept., Cyprus.
- Johannes, W. (1989) Melting of plagioclase-quartz assemblages at 2 kbar water pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103: 270-276.
- Juteau, T., Beurrier, M., Dahl, R. and Nehlig, P. (1988) Segmentation at a fossil spreading axis: the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah area (Haylayn block, Sumail Nappe, Oman). *Tectonophysics* 51: 167-197.
- Kelemen, P. B., Kikawa, E. and Miller, D. J. (2004) Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial report, vol. 209, Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Koepke, J., Feig, S. and Snow, J. (2005) Late stage magmatic evolution of oceanic gabbros as a result of hydrous partial melting: Evidence from the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 153 drilling at the mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(2): 1-27.
- Lachize, M., Lorand, J. P. and Juteau, T. (1996) Calc-alkaline differentiation trend in the

- plutonic sequence of the Wadi Haymilyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. *Lithos* 38: 207-232.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*. 27: 143-156.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*. 16: 77-94.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117: 209-228.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134-150.
- Tirrul, R., Johns, J. W., Willoughby, N. O., Camp, V. E., Griffis, R. J., Bell, I. R. and Meixner, H. M. (1989) Geological map of Nehbandan 1:100000, Sheet 8053. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Tormey, D. R., Grove, T. L. and Bryan, W. B. (1987) Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone: 22°-25°N mid- Atlantic ridge. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 96: 121-139.
- Yamasaki, T., Maeda, J. and Mizuta, T. (2006) Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 251: 52-65.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392-405.

Different geodynamic settings for Sistan suture zone ophiolitic units: discussion of textural evidences and mineral chemistry of crustal sequence ultramafic-mafic associations

Morteza Delavari *

Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Abstract

Sistan suture zone ophiolitic rocks are remnants of Tethyan oceanic lithosphere between Lut and Afghan continental blocks. This oceanic basin has existed at least during the Cretaceous. Mineral chemistry from crustal sequence ultramafic-mafic associations and petrographical evidences from parts of these ophiolitic complexes (the ophiolitic rocks located between the south of Birjand and Tchehel Kureh ophiolites) suggest distinct geodynamic setting for the formation of oceanic lithosphere. Plutonic rocks from crustal sequence mainly include ultramafic cumulates (dunite and pyroxenite), cumulate gabbro, gabbronorite and isotropic gabbro. The crystallization trend in these rocks is variable including earlier crystallization of pyroxene relative to plagioclase and vice versa which implies SSZ (supra-subduction zone) and MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalt) - type trends, respectively. The composition of plagioclase in cumulate gabbros and gabbronorite is bytownite and anorthite, respectively. Moreover, the contents of compatible and incompatible elements of clinopyroxene and orthopyroxene in ultramafic cumulates, cumulate gabbros and gabbronorite represent significant differences. The chemical composition of these minerals and crystallization trends indicate that pyroxenites-gabbronorite and troctolite-cumulate gabbros-isotropic gabbros have been formed from two different magma series with SSZ and MORB affinities, respectively. In the study area, it seems that the MORB-type magmatism resulted from partial melting beneath mid ocean ridge produced a depleted mantle. Subsequently, consequence of intra-oceanic subduction the MORB mantle has been suffered higher depletion due to fluid-induced melting in supra subduction zone setting and produced SSZ-type magmatism.

Key words: Ultramafic-mafic rocks, Geodynamic setting, Ophiolite, Sistan suture zone, East of Iran

* delavari@khu.ac.ir