



سن سنجی، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونوماگماتیسیم سنگ‌های حدواسط و مافیک کمپلکس پلوتونیک برنورد (شمال غرب بردسکن)

رضا منظمی باقرزاده^۱، محمدحسن کریم‌پور^{۲*}، جی لنگ فارمر^۳، چارلز استرن^۳، ژوزه فرانسیسکو سانتوس^۴، سارا ریبرو^۴، بهنام رحیمی^۱ و محمدرضا حیدریان شهری^۱

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۳) دانشکده علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

(۴) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۰۵

چکیده

کمپلکس پلوتونیک برنورد واقع در زون ساختاری تکنار، در شمال خرد قاره ایران مرکزی و در ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان بردسکن قرار دارد. این مجموعه با سنی معادل اواخر پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک)، نتیجه فعالیت ماگمایی وسیع شمال خرد قاره ایران مرکزی در اثر پدیده کوه‌زایی کاتانگهی است. مشابه این ماگماتیسیم در شمال خرد قاره ایران مرکزی به صورت کمر بند ولکانو-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن همچون گرانیتوئیدهای کاشمر وجود دارد. این کمپلکس بزرگ مقیاس در واقع مجموعه‌ای گرانیتوئیدی شامل سنگ‌های گرانیتی، گرانودیوریتی، تونالیتی و گرانوفیری است که بخش مرکزی آن از یک گروه واحدهای گابرویی، دیوریتی و کوآرتزدیوریتی تشکیل شده است. بافت اصلی این سنگ‌های حدواسط و مافیک، گرانولار متوسط تا درشت‌بلور است و بافت‌های پورفیروئید به‌ویژه در سنگ‌های حدواسط و بافت‌های پوئی کلتیک و ساب‌افیتییک در سنگ‌های گابرویی به صورت پراکنده به چشم می‌خورد. کانی اصلی فرومینزین‌دار سنگ‌های مافیک و حدواسط، کانی هورنبلند است و در نمونه‌های کوآرتزدیوریتی، بیوتیت نیز دیده می‌شود. سنگ‌های حدواسط و مافیک کمپلکس پلوتونیک برنورد از لحاظ ژئیتیکی با سنگ‌های گرانیتوئیدی این مجموعه ارتباطی مستقیم دارند. از لحاظ ارتباط صحرایی و بررسی‌های سنی چنین مشخص می‌شود که این واحدهای مافیک و حدواسط نسبت به واحد گرانیتی و دیگر واحدهای نفوذی اسیدی این کمپلکس قدیمی‌تر بوده و توسط این واحدها قطع شده‌اند.

بر اساس سن سنجی دیوریت‌های منطقه برنورد با استفاده از کانی زیرکن به روش U-Pb، سن این توده‌های نفوذی 551.96 ± 4.32 میلیون سال قبل (اواخر پرکامبرین) به‌دست آمده است. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی، تحولات ماگمایی این سنگ‌ها از نوع تولیتی و کالک‌آلکالن بوده و شاخص اشباع از آلومین این سنگ‌ها متاآلومین است. دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از نوع پتاسیم متوسط بوده و از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی نسبت به عناصر ناسازگار La, Rb, K, U, Pb به همراه Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ در حالی که عناصری مانند Nb, Ti, Ta, Sr, Ba تهی‌شدگی شاخصی را در مقایسه با کندریت ارائه می‌دهند.

ویژگی ایزوتوپی $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد در گستره ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ به‌دست آمده است. مقدار عددی نسبت

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ این توده‌های نفوذی در گستره 0.7038 تا 0.7135 اندازه‌گیری شده است. مقدار عددی $\text{E}(\text{Nd}(t=552))$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از $2/0$ تا $4/0$ به دست آمده است. مقادیر پایین $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\text{E}(\text{Nd}(\text{present}))$ این توده‌های نفوذی که 0.2 - تا $4/0$ محاسبه شده است، نشان‌دهنده آن است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آلیش قرار گرفته شده، نسبت داده شود. محیط تشکیل این دسته از سنگ‌های کمپلکس پلوتونیک برنورد، حاشیه فعال قاره و محیط کمان آتشفشانی^۱ است که می‌تواند به فرورائش پوسته اقیانوسی موجود بین خرد قاره ایران مرکزی و بلوک افغان مرتبط باشد.

واژه‌های کلیدی: کمپلکس، سن سنجی زیرکن، خرد قاره، برنورد، تکنار

مقدمه

کمپلکس پلوتونیک برنورد، در 20 کیلومتری شمال غرب شهرستان بردسکن و در زون ساختاری تکنار قرار دارد. این زون که از آن با نام پنجره فرسایشی تکنار نیز یاد می‌شود، در جنوب از بلوک لوت توسط گسل درونه و در شمال از زون سبزوار به واسطه گسل تکنار (ریوش)، جدا می‌شود (Muller and Walter, 1983). پنجره فرسایشی تکنار در واقع محیطی ژئوتکتونیک در میان بلوک لوت و زون سبزوار است (Lindenberg and Jacobshagen, 1983) (شکل ۱). در این منطقه سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی با درجه دگرگونی پایین به همراه دسته‌ای از واحدهای رسوبی کمی دگرگون شده با سنی معادل اواخر پرکامبرین، مجموعه‌ای با عنوان سازند تکنار را به ضخامت حدود 1650 تا 1850 متر تشکیل داده‌اند (Muller and Walter, 1983; Homam, 1992). این مجموعه توسط کمپلکس پلوتونیک موردنظر تحت تأثیر و نفوذ قرار گرفته است.

قدیمی‌ترین فعالیت پلوتونیک در زون تکنار به اواخر پرکامبرین برمی‌گردد که به صورت گرانیتوئید برنورد آشکار شده است (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) و این نشان‌دهنده ماگماتیسم گسترده پرکامبرین در شرق ایران است. این فعالیت ماگمایی گسترده با فعالیت کوه‌زایی کاتانگامی در ایران مطابقت دارد. در حالی که سلطانی (Soltani, 2000) در پایان‌نامه خود گرانیتوئیدهای شمال منطقه کاشمر را با روش

تعیین سن Rb-Sr به 43 میلیون سال قبل نسبت داده است (Alaminia et al., 2013). کمپلکس پلوتونیک برنورد در واقع مجموعه‌ای حلقوی شامل دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای است که بخش مرکزی آن از مجموعه‌های مافیک و حدواسط تشکیل شده است و بخش حاشیه‌ای آن شامل واحدهای نفوذی اسیدی با عنوان گرانیت برنورد است (Sepahi Gherow, 1993).

در این مقاله سعی شده است با تکیه بر نتایج حاصل از بررسی روابط صحرائی حاکم بر بخش‌های مختلف کمپلکس پلوتونیک برنورد، سن سنجی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های حدواسط و مافیک این مجموعه، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی آنها پرداخته شود.

روش مطالعه

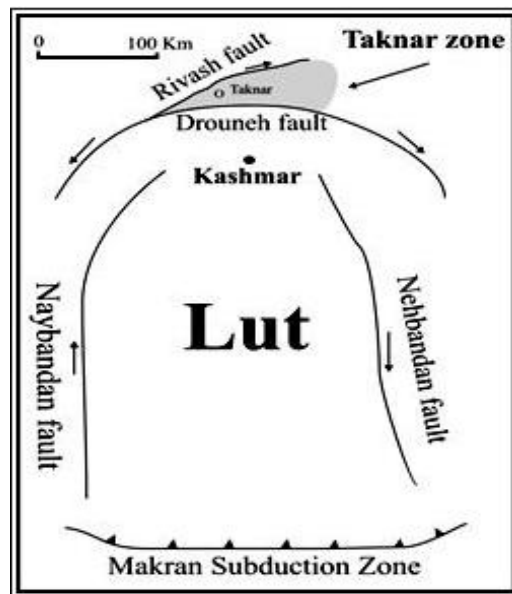
- مطالعه تشکیلات سنگی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای ETM^+ منطقه برای تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس $1:25000$ انجام شده است.

- نمونه‌برداری از 7 توده آذرین نفوذی برای بررسی پتروگرافی و سنجش مقدار اکسیدهای اصلی به روش XRD و عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کشور کانادا انجام شده است.

- نمونه‌برداری از دیوریت‌های منطقه برای تعیین سن مطلق کانی

- ارتباط ژنتیکی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین نفوذی منطقه با استفاده از تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است.

زیرکن به‌روش U-Pb در آزمایشگاه دانشگاه کلرادو امریکا مورد بررسی قرار گرفته است



شکل ۱. موقعیت زون تکنار، بلوک لوت و گسل‌های درونه و تکنار (Lindenberg and Jacobshagen, 1983)

Fig. 1. The location of Taknar zone, Lut Block and Drouneh and Taknar faults (Lindenberg and Jacobshagen, 1983)

زمین‌شناسی منطقه

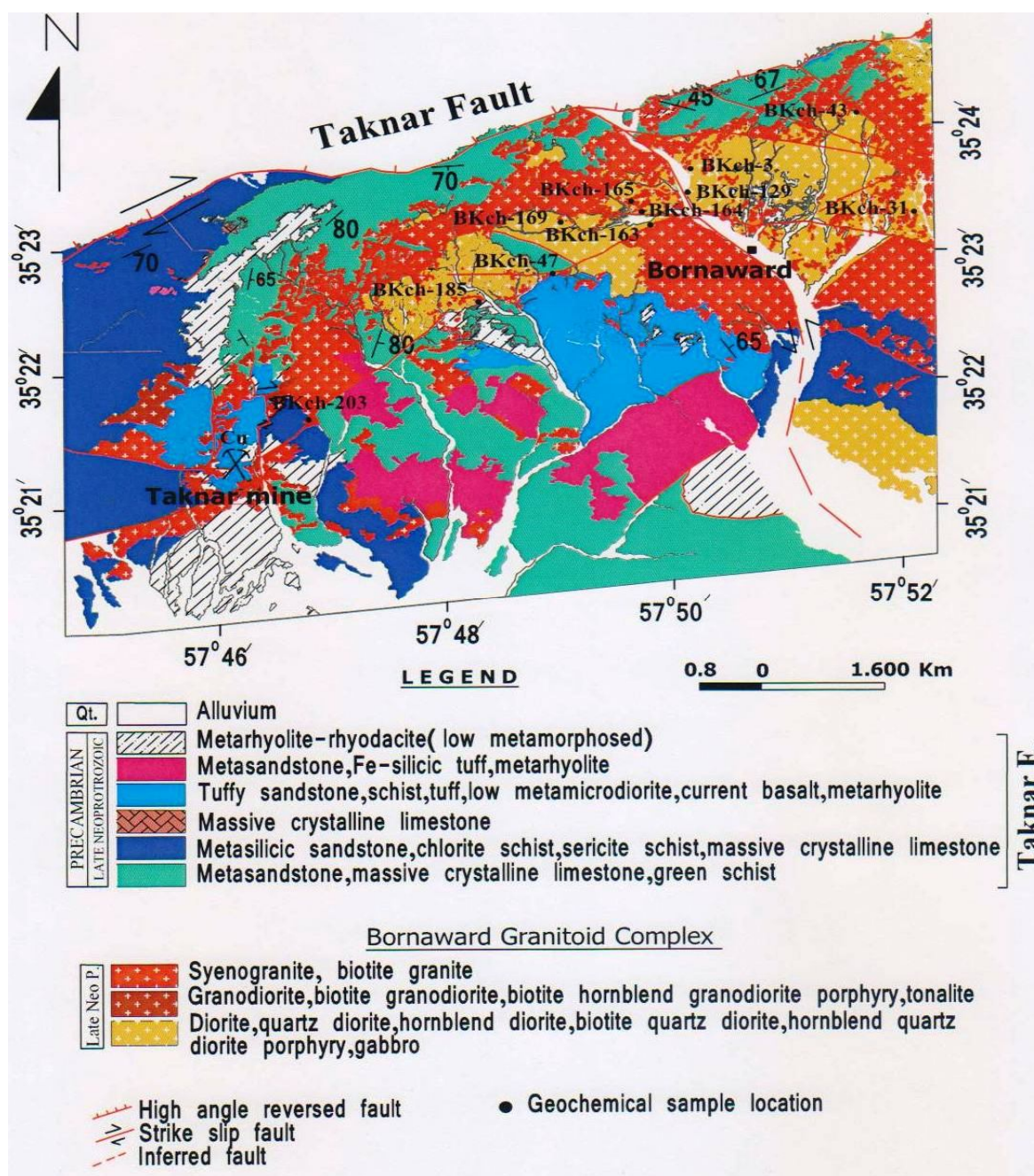
بخش مرکزی، توده‌هایی از سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و کوارتز دیوریتی دیده می‌شود (شکل ۲). این توده‌های مافیک و حدواسط اغلب به‌صورت آپوفیزهایی با برخورد گسله واحدهای گرانیتی، گرانودیوریتی و تونالیتی بخش مرکزی کمپلکس را قطع کرده‌اند. بر اساس شواهدی مانند: الف) وجود مرز زیگزاگی بین دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها، ب) حاشیه انجماد سریع سنگ‌های کوارتز دیوریتی در محل همبری با گرانودیوریت و گرانیت‌های بخش مرکزی و ج) دگرسانی و میلونیته شدن واحدهای گرانیتوئیدی بخش مرکزی در محل تماس با واحدهای مافیک و حدواسط موردنظر، جوان‌تر بودن این واحدها را از گرانیتوئیدهای بخش مرکزی کمپلکس برنورد اثبات می‌کند. اما همین واحدهای مافیک و حدواسط به‌سمت حاشیه توسط گرانیت روشن رنگ حاشیه‌ای که به گرانیت برنورد مشهور است، مورد نفوذ قرار گرفته و دچار دگرسانی و

کمپلکس نفوذی برنورد به‌صورت مجموعه تپه‌های کم ارتفاع در مرکز و کوه‌های مرتفع در اطراف رخنمون داشته است و مساحتی در حدود ۵۵ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. این کمپلکس در اطراف روستای برنورد از توابع شهرستان بردسکن واقع شده است. از لحاظ زمین‌شناسی ایران، قسمت بزرگی از زون ساختاری تکنار را تشکیل می‌دهد که از شمال به آبرفت‌های کواترنری در اطراف گسل ریوش و سازندهای مربوط به زون سبزوار می‌رسد. نفوذ کمپلکس پلوتونیک موردنظر در داخل سازند تکنار و همچنین ایجاد دگرگونی مجاورتی در مجموعه ولکانوسدیمت تکنار که در اثر نفوذ سنگ‌های این کمپلکس ایجاد شده است، بیانگر جوان‌تر بودن این مجموعه است. از لحاظ سنگ‌شناسی، بیشترین حجم این مجموعه از سنگ‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده است که در

قرار گرفته است.

این دسته از دایک‌ها همانند منطقه کاشمر بیانگر توده ماگمایی مافیک سرد شده در عمق هستند که عامل دگرسانی نیز محسوب می‌شوند (Almasi et al., 2015).

اپیدوتی شدن شده و رگه‌هایی از جنس کوارتز حاوی کانی تورمالین و رگه‌های سیلیسی حاوی مگنتیت و هماتیت در آنها نفوذ کرده است. این کمپلکس پلوتونیک به‌ویژه در بخش مرکزی توسط مجموعه‌ای از دایک‌های تأخیری دلریتی با ترکیب مشابه سنگ‌های گابرویی و میکرودیوریتی مورد نفوذ



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه برنورد به همراه موقعیت نمونه‌های سنگی

Fig. 2. Geological map of the Bornaward area and locations of the rock samples

پتروگرافی سنگ‌های حدواسط و مافیک

دیوریت‌ها و دایک‌های میکرودیوریتی

این سنگ‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دیوریت تا کوارتز دیوریت به همراه دایک‌های میکرودیوریتی هستند. سنگ‌های دیوریتی با بافت غالب هیپیدئومورف گرانولار متوسط تا ریز بلور و گاهی افیتیک، اینترسرتال (شکل ۳-۱) و پورفیروئید شامل کانی‌های اصلی همچون پلاژیوکلاز و هورنبلند است. پلاژیوکلازها با فراوانی ۴۵-۵۵ درصد به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل پلی‌سینتیک و زون‌بندی آشکار شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزین است. تجزیه سوسوریتی در این کانی به‌ویژه در مرکز پلاژیوکلازهای زونینگ دار کاملاً مشخص است. هورنبلند به‌عنوان تنها کانی فرومنیزین دیوریت‌ها با فراوانی ۴۰-۵۰ درصد به صورت نیمه شکل دار و گاه به صورت اینترگرانولار در بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. رنگ این کانی در مقطع نازک از سبز تا قهوه‌ای روشن متغیر است. در انواع کوارتز دیوریت‌ها علاوه بر کانی هورنبلند، بیوتیت نیز دیده می‌شود. کوارتز به مقدار کم (حدود ۵ درصد) و بیشتر به صورت دانه ریز و بی‌شکل در متن سنگ پراکنده است.

سرسیت، اپیدوت، زونیزیت و کلینوزونیزیت به همراه بیوتیت ثانویه و کلریت که همگی نتیجه دگرسانی و تجزیه کانی‌های اصلی سنگ یعنی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند، در مقاطع دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به دلیل فراوانی کانی فرومنیزین هورنبلند در آنها در واقع سنگ‌های هورنبلند دیوریتی هستند.

کوارتز دیوریت‌ها از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی کاملاً با گروه دیوریت‌ها یکسان هستند، فقط از لحاظ مقدار کوارتز با گروه قبلی متفاوت بوده و مقدار کوارتز در آنها بالاتر است و به‌طور تقریبی بین ۵ تا ۲۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. گاهی در این سنگ‌ها بافت پورفیروئید نیز دیده می‌شود که فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز به صورت درشت بلورهای با دگرسانی متوسط تا شدید (شکل ۳-۲) در زمینه

سنگ قابل مشاهده‌اند. در نمونه‌هایی از کوارتز دیوریت‌ها کانی فرومنیزین اصلی سنگ هورنبلند است، برخلاف گروه دیوریت‌ها که از نوع بیوتیت است.

ترکیب دایک‌های میکرودیوریتی در زیر میکروسکوپ بیشتر در حد میکرو کوارتز دیوریت است و تنها تفاوت آنها با کوارتز دیوریت‌ها در اندازه دانه‌ها و بافت سنگ است. در این دایک‌ها، مگنتیت به صورت کانی تیره^۱ در مقاطع نازک دیده می‌شود که نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و بالابودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ است. کانی پیریت با فراوانی بسیار پایین در سطح نمونه به صورت پراکنده دیده می‌شود. پیریت‌ها اتومورف^۲ هستند و ابعادی بین ۵۰ تا ۴۰۰ میکرون دارند. بعضی از دانه‌ها که در شکستگی‌ها قرار دارند، به دلیل تأثیر محلول‌های سطحی، توسط هیدروکسیدهای آهن جانشین شده‌اند.

گابروها و دایک‌های دلریتی

بافت گابروها، هیپیدئومورف گرانولار، اینترسرتال (شکل ۴) پوئی کیلیتیک و ساب‌افیتیک است. پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی اصلی این سنگ‌ها با فراوانی ۴۵-۵۴ درصد بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی، بیشتر از نوع لابرادوریت و گاهی بایتونیت با ماکل پلی‌سینتیک و دارای ساخت زونینگ است. این کانی‌ها در بعضی مقاطع دچار دگرسانی شده و به کانی‌های اپیدوت، کلینوزونیزیت، سرسیت و کرنات (سوسوریتی شدن) تبدیل شده‌اند. پیروکسن (اورتو و کلینو) و هورنبلند در مجموع با فراوانی ۴۳-۵۲ درصد به صورت بلورهای منشوری و بی‌شکل، به‌عنوان کانی‌های اصلی فرومنیزین این سنگ‌ها قابل مشاهده‌اند. گاهی این کانی‌ها بلورهای درشتی را در مقاطع تشکیل می‌دهند که به صورت بافت پوئی کیلیتیک، بلورهای کوچک پلاژیوکلاز را دربر گرفته است. در بعضی از قسمت‌ها، بلورهای پیروکسن به مجموعه دگرسانی اورالیت تبدیل شده‌اند. همچنین هورنبلند نیز در بعضی از قسمت‌ها دگرسانی

1. Opaque mineral
2. Automorphic

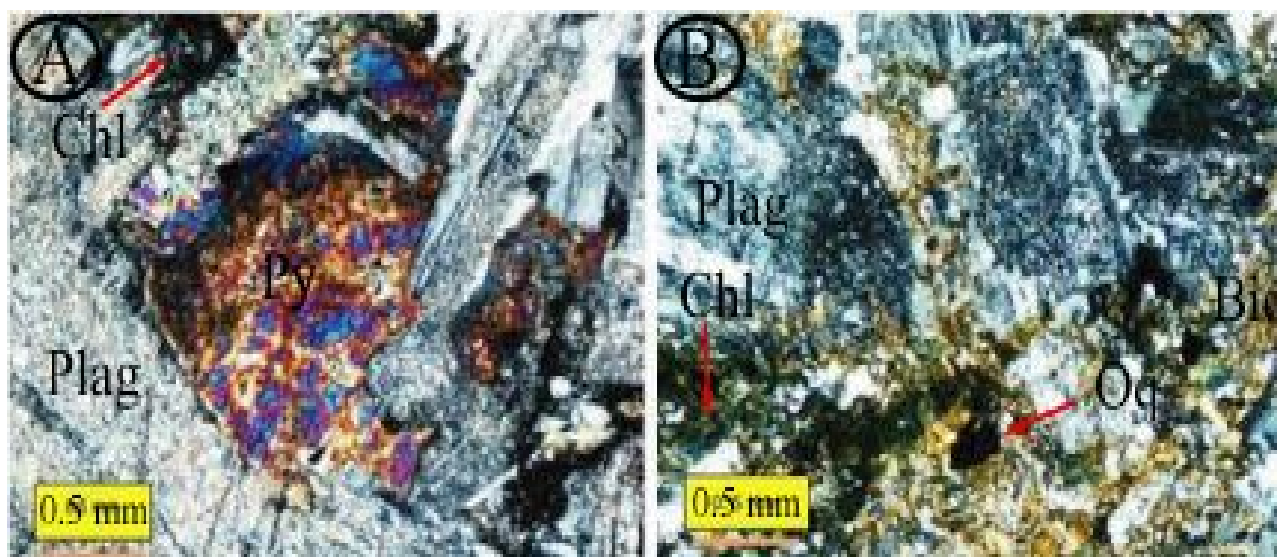
سنگ‌ها، اپیدوت و سریسیت نیز که نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها هستند، دیده می‌شوند.

ترکیب دایک‌های دلریتی منطقه نیز کاملاً مشابه واحدهای گابرویی است. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز به صورت بلورهای خودشکل کشیده و متقاطع دیده می‌شود. هورنبلند نیز به صورت بلورهای درشت در متن سنگ دیده شده و اغلب به صورت بین دانه‌ای فضای موجود در بین کانی‌های پلاژیوکلاز را پر کرده و بافت‌های شاخص دلریتیک اینترسرتال، اینترگرانولار و ساب‌افیتیک را ایجاد کرده است.

پروپلیتیک^۱ نشان‌داده و با کانی‌های بیوتیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت جانشین شده‌اند.

از جمله کانی‌های فرعی و جزئی در این سنگ‌ها می‌توان از کانی کوارتز به صورت بلورهای بسیار ریز و بی‌شکل پراکنده در سنگ و به مقدار بسیار پایین (کمتر از ۱ درصد) نام برد. همچنین آپاتیت، مگنتیت و دیگر کانی‌های تیره در مجموع با فراوانی حدود ۲ درصد نیز در این سنگ‌ها به صورت پراکنده دیده می‌شود.

بیوتیت ثانویه، کلریت و اکتینولیت بیشترین کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند و همه نتیجه آلتراسیون هورنبلند هستند. در این



شکل ۳. A: بافت اینترسرتال همراه با دگرسانی شدید پلاژیوکلازها در مقطع نازک دیوریت (XPL) و B: دگرسانی شدید پلاژیوکلازها و کلریتی شدن بیوتیت‌ها در کوارتز دیوریت (XPL). Py: پیروکسن، Chl: کلریت، Plag: پلاژیوکلاز، Bio: بیوتیت، Oq: کانی‌های تیره. علایم اختصاری از گمل و فالتن و رلواس و همکاران (Gemmell and Fulton, 2001; Relvas et al., 2006)

Fig. 3. A: Intersertal texture with strong alteration of plagioclase at thin section of diorite (XPL), and B: strong alteration of plagioclase and chloritization of biotites in quartz diorite rock (XPL). Py: Pyroxene, Chl: Chlorite, Plag: Plagioclase, Bio: Biotite, Oq: Opaque minerals. Abbreviations after Relvas et al. (2006) and Gemmell and Fulton (2001)

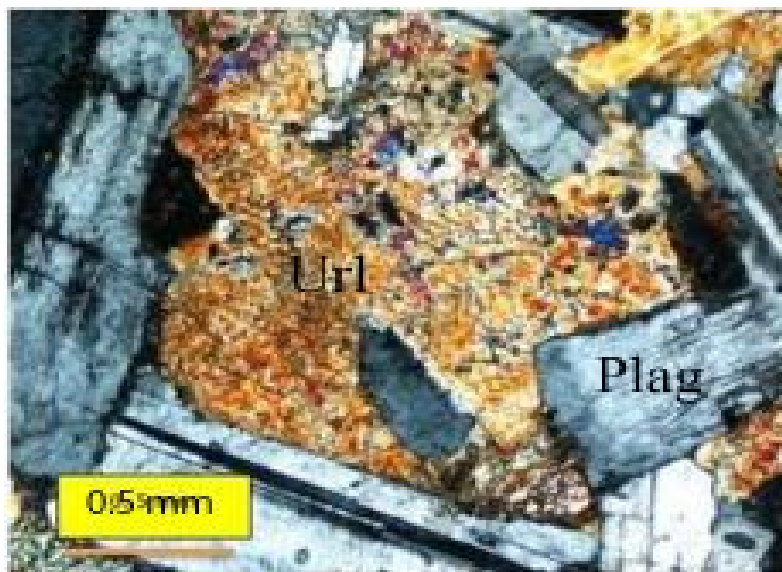
پتروگرافی هماهنگی کاملی نشان می‌دهد؛ به طوری که بر اساس تقسیم‌بندی سنگ‌های مورد نظر با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی در نمودار میدل‌موست (Middlemost, 1985)، این سنگ‌ها در محدوده دیوریت، گابرو-دیوریت و گابرو-نوریت

ژئوشیمی اکسیدهای اصلی

نتایج آنالیز شیمیایی یازده نمونه سنگی از دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد در جدول ۱ آمده است و نام‌گذاری آنها با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی، با بررسی‌های

منطقه در گروه‌های تولیتی و کالک‌آلکان با پتاسیم کم قرار می‌گیرند (شکل ۷). رخداد دگرگونی درجه پایین بر روی توده‌های نفوذی منطقه و در پی آن رویدادهای متاسوماتیزم و دگرسانی کانی‌ها می‌تواند تا حدودی بر روی شیمی سنگ‌ها تأثیر گذاشته باشد. بر اساس نمودار AFM ابروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار K_2O در مقابل SiO_2 از پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)، سنگ‌های مورد نظر اغلب در محدوده گروه تولیتی و تعدادی نیز در محدوده گروه کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۸).

قرار می‌گیرند (شکل ۵). گستره SiO_2 در سنگ‌های منطقه از ۵۲/۱۴ تا ۵۵/۷۰ درصد است. همچنین گستره مجموع Na_2O+K_2O دیوریت و گابروهای منطقه از ۲/۳۳ تا ۴/۵۸ درصد وزنی، گستره نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌های حدواسط و بازیک از ۰/۱۷ تا ۰/۷۷ متغیر است. گستره تغییرات K_2O از ۰/۴۳ تا ۱/۴۷ درصد وزنی به دست آمده است. بر اساس اندیس شاندا (Shand, 1943) مقدار عددی $(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))$ ، سنگ‌های منطقه برنورد کمتر از شاخص ۱/۱ بوده و بنابراین، متاآلومین^۱ هستند (شکل ۶) (Chappell and White, 2001). بنابراین، سنگ‌های

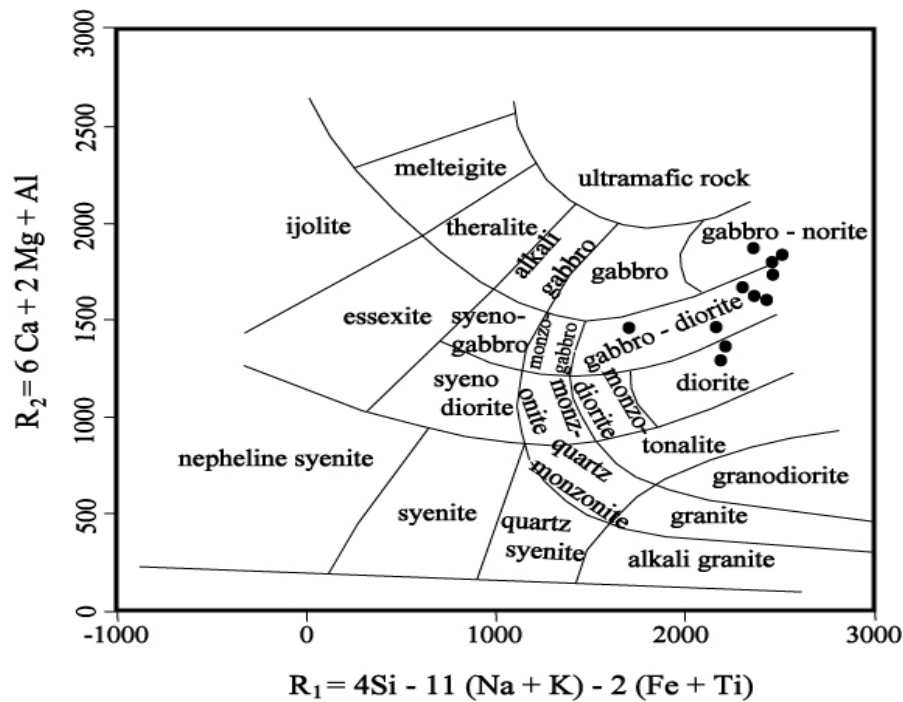


شکل ۴. بافت اینترسرتال و هورنبلند به شدت دگرسان شده در هورنبلند گابرو (XPL). Plag: پلاژیوکلاز، Url: اورالیتیزیشن علایم اختصاری از گمل و فالتن و رلواس و همکاران (Gemmell and Fulton, 2001; Relvas et al., 2006)

Fig. 4. Intersertal texture and strongly altered hornblende in hornblende gabbro (XPL). Plag: Plagioclase, Url: Uralitization. Abbreviations after Relvas et al. (2006) and Gemmell and Fulton (2001)

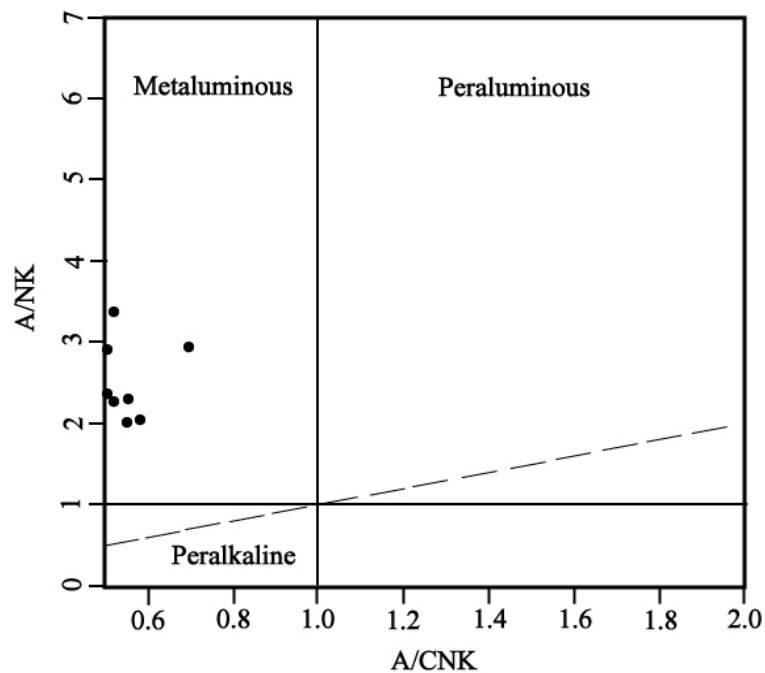
آلکان (Na_2O+K_2O) و عناصری همچون Ce, Y, Yb در مقابل افزایش سیلیس، روند افزایشی را نشان می‌دهند. این تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس نشان‌دهنده ماهیت ژنتیکی مشابه سنگ‌های مورد نظر و همچنین بیانگر روند عادی تفریق در تشکیل این سنگ‌هاست.

برای تفسیر تحولات ماگمایی از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل سیلیس استفاده شده است (Harker, 1909). چنان‌که در شکل ۹ دیده می‌شود، میزان اکسیدهای MgO , CaO , Al_2O_3 و عناصری همچون Ni و Co با افزایش سیلیس، کاهش می‌یابد. درحالی‌که مجموع اکسیدهای عناصر



شکل ۵. موقعیت توده‌های نفوذی حدواسط و بازیگ منطقه برنورد، بر اساس شیمی اکسیدهای اصلی (Middlemost, 1985)

Fig. 5. Location of the Bornaward intermediate and basic intrusives on based of chemistry of major oxides (Middlemost, 1985)



شکل ۶. مؤلفه‌های مولی A/NK در برابر A/CNK و تفکیک محدوده‌های پرالومین، متآلومین و پرالکالین برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Chappell and White, 2001)

Fig. 6. Mole parameters of A/NK vs A/CNK and separation of Peraluminous, Metaluminous and Peralkaline fields for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Chappell and White, 2001)

جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد، به روش XRF برای اکسیدهای اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی

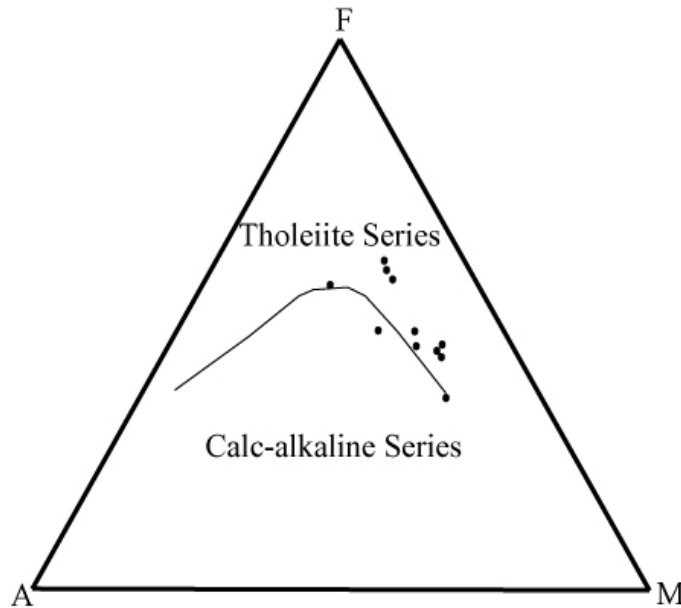
Table 1. Chemical composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks using XRF method for major oxides and ICP-MS for trace elements and REE

| Sample Roke type | BKCh-3 | BKCh-31 | BKCh-43 | BKCh-47 | BKCh-129 | BKCh-163 |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| Longitude | 57° 50' 14" | 57° 52' 09" | 57° 51' 40" | 57° 49' 02" | 57° 50' 12" | 57° 49' 53" |
| Latitude | 35° 23' 39" | 35° 23' 17" | 35° 24' 06" | 35° 22' 50" | 35° 23' 27" | 35° 23' 12" |
| Petrology | Diorite | Gabbro | Gabbro | Gabbro | Gabbro | Microdiorite |
| Major Oxides (wt.%) | | | | | | |
| SiO₂ | 55.70 | 54.33 | 52.70 | 53.23 | 54.85 | 53.27 |
| TiO₂ | 1.2 | 0.94 | 0.92 | 1.56 | 0.88 | 2.38 |
| Al₂O₃ | 11.73 | 11.93 | 11.85 | 10.88 | 11.31 | 10.11 |
| Fe₂O₃ | 10.2 | 9.59 | 9.92 | 12.58 | 9.32 | 13.7 |
| MnO | 0.19 | 0.05 | 0.21 | 0.22 | 0.16 | 0.23 |
| MgO | 6.43 | 7.18 | 8.96 | 6.19 | 7.72 | 5.73 |
| CaO | 8.53 | 10.7 | 10.6 | 10.7 | 9.55 | 7.6 |
| Na₂O | 2.62 | 2.05 | 1.75 | 1.97 | 2.61 | 2.4 |
| K₂O | 1.4 | 0.67 | 0.58 | 0.77 | 0.44 | 0.43 |
| P₂O₅ | 0.23 | 0.14 | 0.11 | 0.18 | 0.11 | 0.37 |
| L.O.I | 1.48 | 2.01 | 2.22 | 1.36 | 2.45 | 3.59 |
| Total | 99.71 | 99.59 | 99.82 | 99.64 | 99.40 | 99.81 |
| Trace elements (ppm) | | | | | | |
| Ba | 301 | 159 | 140 | 138 | 134 | 99 |
| Cs | 1.4 | 2.1 | 8.0 | 0.5 | 1.7 | 0.2 |
| Ga | 13.3 | 11.88 | 14.3 | 17 | 16.1 | 18.4 |
| Nb | 1.9 | 4.21 | 1.4 | 2.2 | 3.3 | 11.2 |
| Rb | 25.1 | 0.1 | 17.3 | 19.5 | 11.2 | 12.0 |
| Sr | 210.3 | 48.21 | 162.4 | 178.1 | 209.8 | 201.8 |
| Ta | 0.1 | 0.14 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.8 |
| Th | 0 | 0 | 4.0 | 0 | 6 | 6 |
| V | 179 | 143 | 146 | 238 | 144 | 235 |
| Zr | 111.7 | 72.1 | 70.3 | 82.4 | 93.9 | 161.1 |
| Y | 37 | 33 | 21 | 46 | 27 | 53 |
| La | 9.0 | 5.8 | 4.6 | 7.3 | 7.9 | 14.7 |
| Ce | 20.9 | 14.2 | 11.1 | 17.3 | 17.8 | 33.1 |
| Pr | 2.78 | 1.78 | 1.56 | 2.34 | 2.39 | 4.28 |
| Nd | 13.6 | 8.9 | 7.4 | 11.4 | 11.2 | 22.3 |
| Sm | 3.44 | 2.39 | 2.57 | 3.31 | 3.0 | 5.35 |
| Eu | 1.26 | 0.9 | 1.0 | 1.25 | 1.15 | 1.84 |
| Gd | 3.77 | 2.7 | 3.01 | 4.0 | 3.48 | 5.73 |
| Tb | 0.77 | 0.54 | 0.56 | 0.85 | 0.72 | 1.14 |
| Dy | 4.44 | 3.07 | 4.06 | 5.22 | 4.30 | 6.63 |
| Ho | 1.05 | 0.71 | 0.94 | 1.16 | 0.95 | 1.49 |
| Er | 3.22 | 2.05 | 2.55 | 3.37 | 3.11 | 4.02 |
| Tm | 0.38 | 0.27 | 0.35 | 0.48 | 0.43 | 0.56 |
| Yb | 2.82 | 2.12 | 2.22 | 3.04 | 2.85 | 3.79 |
| Lu | 0.45 | 0.3 | 0.36 | 0.48 | 0.46 | 0.55 |
| (La/Yb)_N | 1.40 | 1.40 | 1.62 | 1.87 | 2.15 | 2.61 |
| Eu/Eu* | 1.04 | 1.10 | 1.05 | 1.09 | 1.07 | 1.03 |

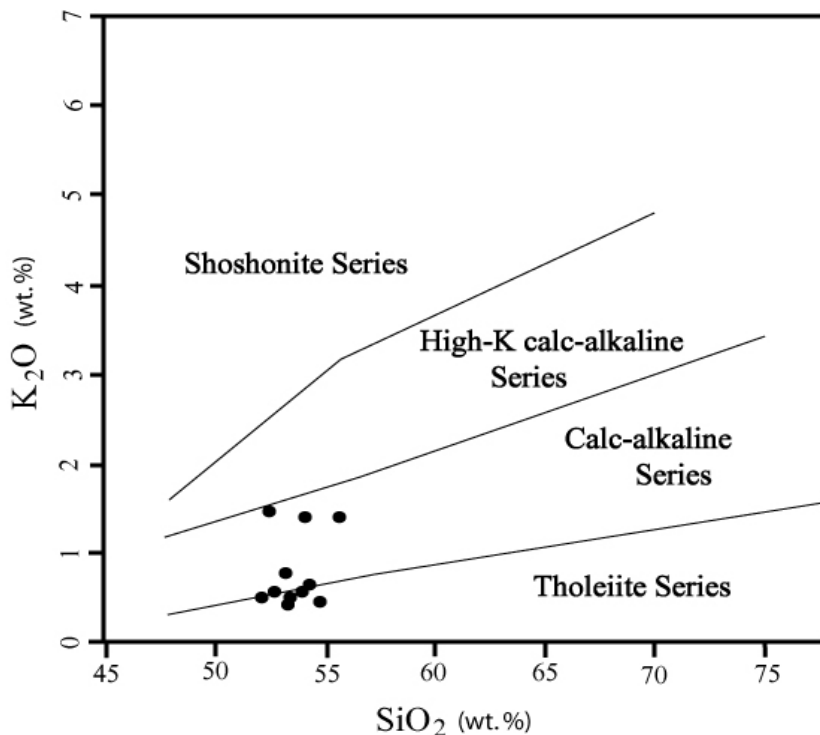
ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد، به روش XRF برای اکسیدهای اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی

Table 1 (Continued). Chemical composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks using XRF method for major oxides and ICP-MS for trace elements and REE

| Sample Roke type | BKCh-164 | BKCh-165 | BKCh-169 | BKCh-185 | BKCh-203 |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-------------|
| Longitude | 57° 49' 48" | 57° 49' 43" | 57° 49' 06" | 57° 48' 23" | 57° 46' 55" |
| Latitude | 35° 23' 19" | 35° 23' 24" | 35° 23' 14" | 35° 23' 37" | 35° 21' 41" |
| Petrology | Gabbro | Diorite | Diorite | Microdiorite | Diorite |
| Major Oxides (wt.%) | | | | | |
| SiO₂ | 52.14 | 54.16 | 54.04 | 53.4 | 52.51 |
| TiO₂ | 0.69 | 0.28 | 0.75 | 2.55 | 1.66 |
| Al₂O₃ | 10.68 | 13.06 | 11.42 | 10.06 | 13.63 |
| Fe₂O₃ | 9.35 | 7.84 | 9.34 | 13.29 | 11.74 |
| MnO | 0.16 | 0.18 | 0.18 | 0.37 | 0.21 |
| MgO | 8.97 | 10.24 | 8.56 | 5.9 | 3.97 |
| CaO | 11.3 | 7.82 | 11 | 8.24 | 9.23 |
| Na₂O | 2.08 | 1.8 | 1.97 | 2.32 | 3.11 |
| K₂O | 0.5 | 1.4 | 0.59 | 0.5 | 1.47 |
| P₂O₅ | 0.1 | 0.04 | 0.1 | 0.43 | 0.49 |
| L.O.I | 3.56 | 2.97 | 1.75 | 2.72 | 1.66 |
| Total | 99.53 | 99.79 | 99.70 | 99.45 | 99.68 |
| Trace elements (ppm) | | | | | |
| Ba | 69 | 227 | 159 | 120 | 419 |
| Cs | 2.2 | 1.1 | 2.1 | 0.4 | 1.3 |
| Ga | 12.8 | 12.5 | 13.2 | 20.1 | 19.8 |
| Nb | 0.9 | 3.8 | 1.5 | 13.8 | 24.5 |
| Rb | 14.3 | 38.3 | 15.9 | 10.8 | 37.6 |
| Sr | 285.0 | 230.9 | 238.8 | 274.3 | 456.2 |
| Ta | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.9 | 1.4 |
| Th | 4 | 10 | 0 | 0 | 9 |
| V | 136 | 62 | 135 | 245 | 212 |
| Zr | 35.2 | 88.4 | 47.5 | 204.4 | 140.2 |
| Y | 18 | 42 | 38 | 71 | 32 |
| La | 3.8 | 10.5 | 4.8 | 16.7 | 23.5 |
| Ce | 8.5 | 23.4 | 10.2 | 38.6 | 46.8 |
| Pr | 1.24 | 3.01 | 1.47 | 5.13 | 5.28 |
| Nd | 6.5 | 13.4 | 6.9 | 24.9 | 22.2 |
| Sm | 2.03 | 3.09 | 2.17 | 6.66 | 4.74 |
| Eu | 0.73 | 0.65 | 0.84 | 2.22 | 1.67 |
| Gd | 2.25 | 3.01 | 2.37 | 7.53 | 5.09 |
| Tb | 0.48 | 0.60 | 0.51 | 1.47 | 0.92 |
| Dy | 2.69 | 3.86 | 3.18 | 8.32 | 5.09 |
| Ho | 0.63 | 0.76 | 0.70 | 1.81 | 1.05 |
| Er | 1.78 | 2.50 | 2.07 | 5.27 | 2.81 |
| Tm | 0.26 | 0.32 | 0.28 | 0.73 | 0.39 |
| Yb | 1.83 | 2.13 | 1.82 | 4.88 | 2.59 |
| Lu | 0.26 | 0.33 | 0.27 | 0.75 | 0.39 |
| (La/Yb)_N | 3.32 | 1.78 | 2.31 | 6.12 | 1.84 |
| Eu/Eu* | 0.65 | 1.13 | 0.96 | 1.04 | 1.08 |

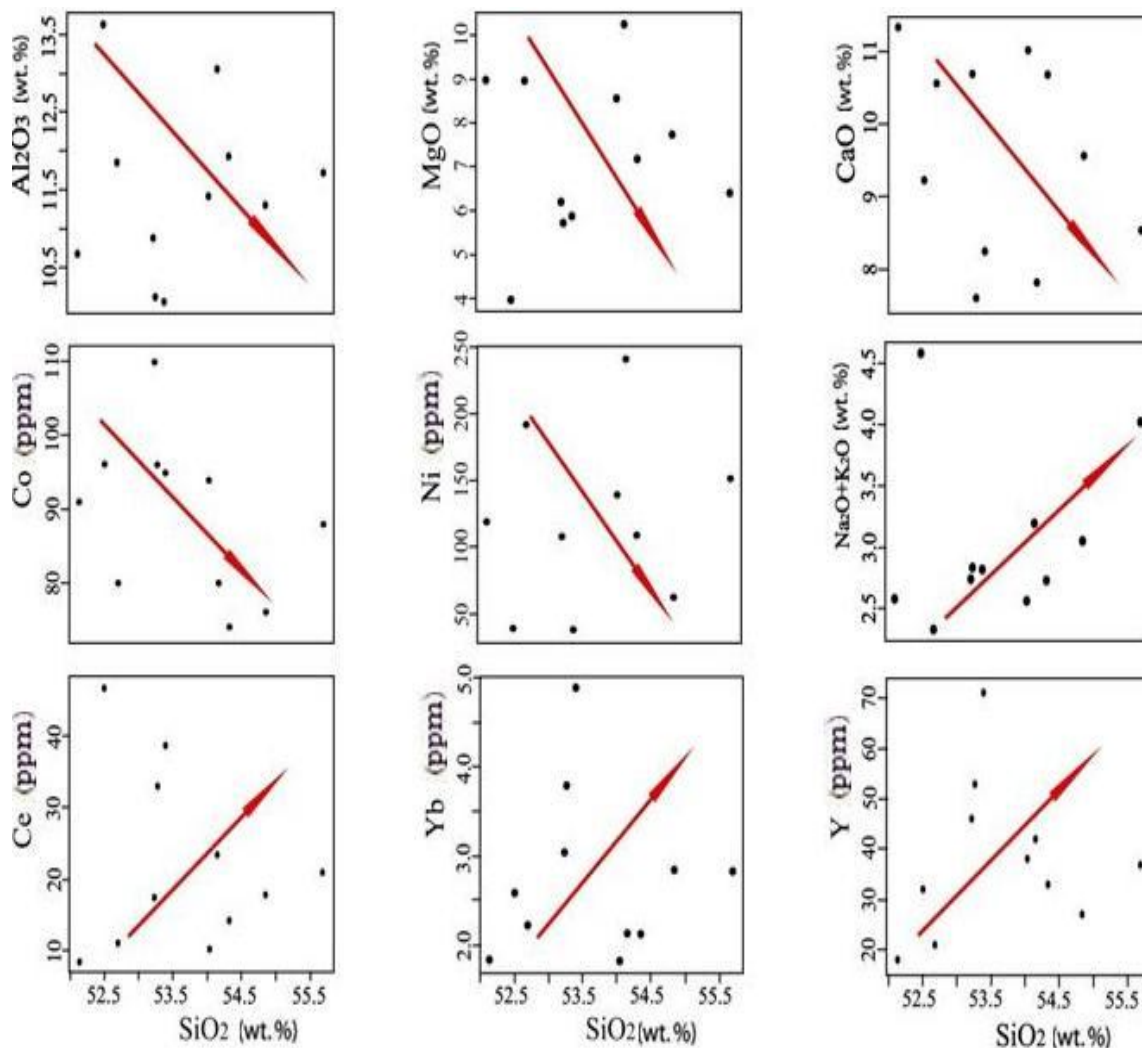


شکل ۷. موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد بر روی نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)
Fig. 7. The location of Bornaward dioritic and gabbroic rocks on AFM triangles diagram (Irvine and Baragar, 1971)



شکل ۸. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تفکیک سری‌های سنگی برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 8. Diagram of K_2O vs SiO_2 for separation of Tholeiitic, Calc-alkaline, High K-calc-alkaline and Shoshonite series for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۹. روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در مقابل SiO_2 در سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

Fig. 9. Variations of major oxides, trace elements and REE vs. SiO_2 in the Bornward dioritic and gabbroic rocks

اسیدی مطابقت دارد.

ژئوشیمی عناصر کمیاب

به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب واحدهای سنگی مورد بررسی در نمودار عنکبوتی نرمالیزه‌شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) تا حدودی نسبت به هم مشابه بوده و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آنها باشد (Chen et al., 2002) (شکل ۱۰). در این نمودار عناصر ناسازگار دارای توانایی یونی پایین و متحرک^۱، نظیر K, Rb

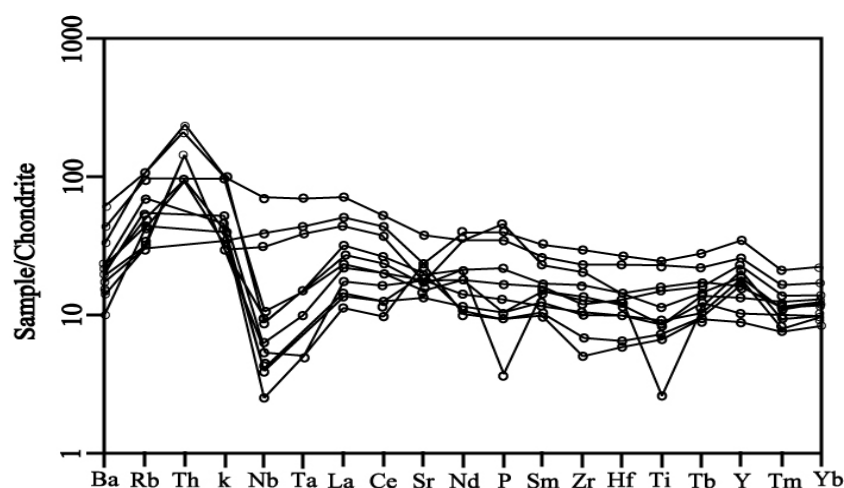
MgO در مراحل نخستین تبلور در ساختمان کانی‌های فرومیزین مصرف شده است. بنابراین، با افزایش SiO_2 ، مقدار آن کاسته می‌شود. این روند در سنگ‌های نفوذی مورد بررسی به‌خوبی دیده می‌شود و با کاهش مقدار کانی‌های فرومیزین در سنگ‌های اسیدی سازگاری نشان می‌دهد. همچنین نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO_2 نیز بیانگر روند کاهشی است؛ زیرا CaO در مراحل اولیه انجماد در ساختمان کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز با درصد آنورتیت بالاتر وارد شده است و روند کاهشی CaO با گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلپیت بیشتر در سنگ‌های

بیانگر یک مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است که تهی‌شدگی Sr نسبت به سایر عناصر LILE ناشی از تبلور پلاژیوکلاز در حین تفریق بلورین است، زیرا Sr به جای کلسیم و پتاسیم در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود. Ba نیز به دلیل جانشینی در بیوتیت و ارتوکلاز و عنصر P به علت تشکیل آپاتیت و تفریق این کانی‌ها تا حدودی آنومالی منفی پیدا کرده‌اند (Taylor and McLennan, 1995; Thuy et al., 2004).

تهی‌شدگی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین تهی‌شدگی این عنصر در ماگماهای گوشته‌ای می‌تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار بوده‌اند، در نتیجه عناصر HFSE مانند Nb و Ti را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ماگمای حاصل از این منابع، سبب ایجاد آنومالی منفی آنها در ماگما می‌شوند (Rollinson, 2002; Bogoch et al., 2002; Nagudi et al., 2003).

به همراه Th به طور کلی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، نقش گوشته متاسوماتیسم شده، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای در تولید سنگ‌های منطقه باشد. در حالی که عناصر با توانایی یونی بالا و غیر متحرک Nb تا Yb به نسبت، فراوانی پایینی را نشان می‌دهند. کمبود عناصر با میدان پایداری بالا، نظیر Nb, Ti به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود: الف) ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (Saunders et al., 1980; Kuster and Harms, 1998)، ب) وجه مشخصه شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998; Rollinson, 2002) و ج) نشانه فقر این عناصر در منشأ و همچنین پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب-بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق است (Wu et al., 2003). همچنین غنی‌شدگی K, Rb, Th و کاهش عناصر Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب و افت و خیزهای واضح در نمودارهای عنکبوتی از ویژگی‌های سنگ‌ها و ماگماهای وابسته به فرورانش است (Wilson, 1989).

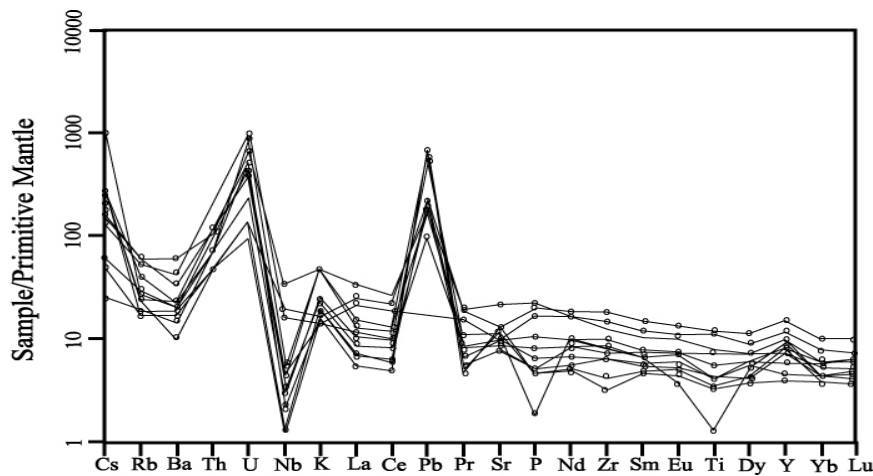
غنی‌شدگی عناصر ناسازگار La, Rb, K, Th, U به همراه Pb و آنومالی منفی عناصر Sr, Ta, Nb, Ti (شکل ۱۱)



شکل ۱۰. نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب نرمالایز شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های دیوریت و گابرویت و گابروی برنورد (Wood et al, 1979)

Fig. 10. Trace elements and REE spider diagram of the Bornward dioritic and gabbroic rocks normalized to primitive mantle (Wood et al, 1979)

1. LILE
2. HFSE



شکل ۱۱. نمودار نرمالایز شده عناصر کمیاب و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Boynton, 1984)

Fig. 11. Normalized diagram of trace elements and REE vs. primitive mantle for the Bornward dioritic and gabbroic rocks (Boynton, 1984)

اغلب به وسیله تبلور جزء به جزء^۴ کنترل می‌شود.

چنان‌که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی، روندهای نسبتاً موازی از خود نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آنها باشد. در مجموع، بر پایه نمودار REE (شکل ۱۲)، اغلب این عناصر (به‌ویژه LREE) نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بررسی این عناصر با نتایج مطالعات پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، سازگاری خوبی نشان می‌دهد.

آپاتیت و کانی‌های اوپک از جمله کانی‌های فرعی سنگ‌های منطقه مورد بررسی محسوب می‌شوند؛ به طوری که آپاتیت از جمله کانی‌های غنی از REE است که اغلب مقادیر بالای LREE را در خود متمرکز می‌کند. بدین ترتیب تمرکز نسبتاً بالای REE به‌ویژه LREE در این سنگ‌ها، مرتبط با تمرکز این کانی است. البته در مجموع، عناصر HREE نسبت به LREE در این سنگ‌ها از تمرکز پایین‌تری برخوردار هستند که می‌تواند تا حدی نتیجه درجه پایین ذوب‌بخشی و آلودگی ماگما باشد. هاسکین و همکاران (Hoskin et al., 2000) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی را ناشی از تهی‌شدگی MREE

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی^۱

دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد از نظر فراوانی عناصر نادر خاکی سبک^۲ و سنگین^۳ غنی‌شدگی نشان می‌دهند (۶/۱۲- $(La/Yb)_N = 1/40$ و $(La)_N = 12/26 - 75/81$). در این ارتباط، عنصر Eu به‌جز در یک مورد، آنومالی‌های منفی ضعیفی نشان می‌دهد ($Eu/Eu^* = 0.65 - 1.13$). بیشترین آنومالی منفی Eu مربوط به نمونه BKCh-165 است (شکل ۱۲). آنومالی منفی Eu در اثر جدا شدن فلدسپات از مذاب فلسیک، چه به‌وسیله تفریق بلوری در حین تبلور ماگما و چه به‌علت ذوب‌بخشی که در آن فلدسپات در تفرقه باقی می‌ماند، صورت می‌گیرد؛ زیرا این عنصر در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است.

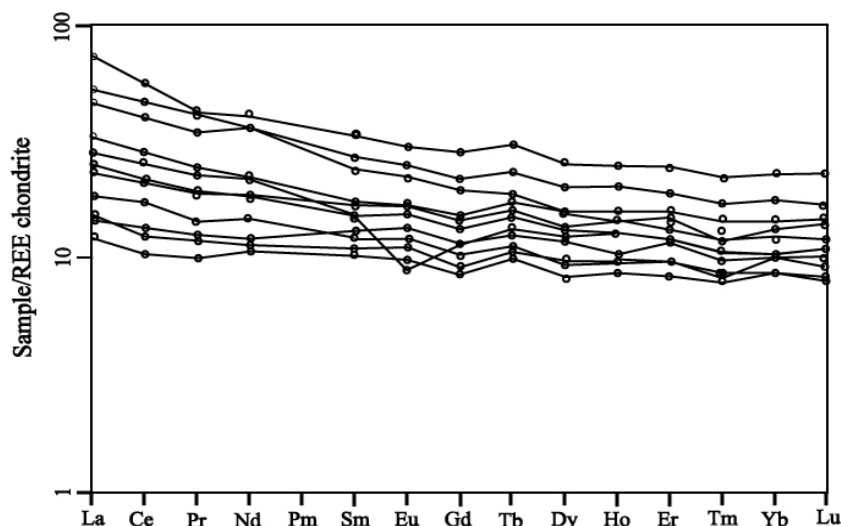
مجموع REE در این نمونه‌ها از ۳۲/۹۸ تا ۱۲۴/۹۷ متغیر است. اغلب در کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن، تمرکز بالایی از عناصر Sm و Nd را می‌توان دید. در دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد پیش‌بینی می‌شود که این کانی‌ها انتقال‌دهنده‌های اصلی این دو عنصر باشند. این ویژگی‌های یادشده برای عناصر نادر خاکی ممکن است نشان‌دهنده تکامل ماگمایی باشد که

1. REE
2. LREE

3. Fractional crystallization
4. HREE

منفی ضعیف Eu بیانگر تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل این سنگ‌هاست (Tankut et al., 1998).

می‌دانند که به تفریق هورنبلند نسبت داده می‌شود. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی



شکل ۱۲. نمودار نرمالایز شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت برای سنگ‌های دیوریت و گابرویت منطقه برنورد (Boynton, 1984)

Fig. 12. Normalized diagram of REE vs. Chondrite for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Boynton, 1984)

کمتر از ۵ است. این نسبت در زیرکن‌های بررسی شده نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکن‌هاست. این ویژگی همراه با درجه حرارت نقطه ذوب زیرکن به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم (Karimpour et al., 2013).

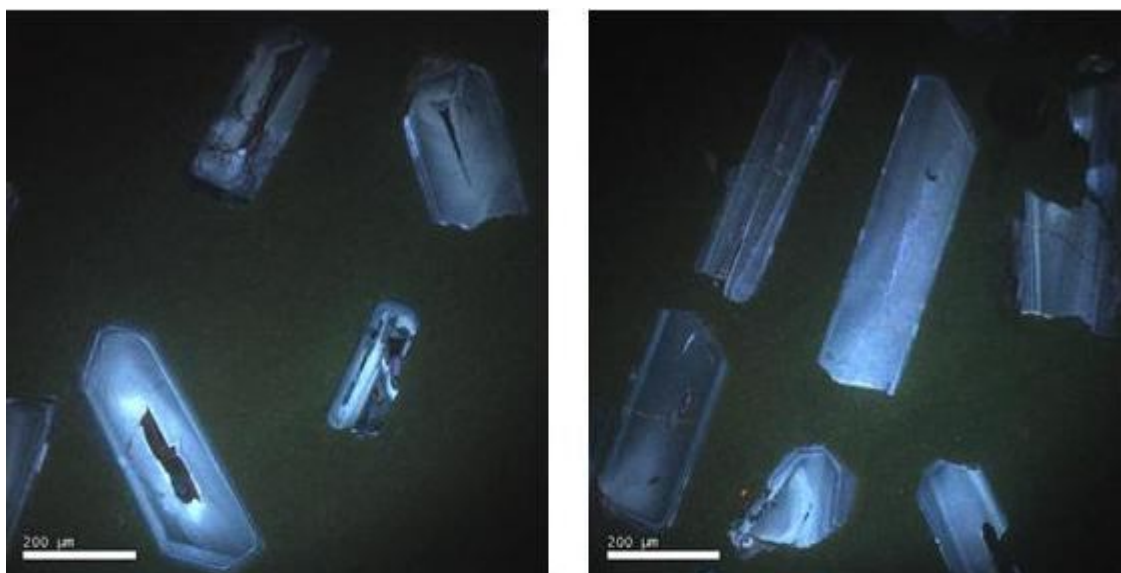
نتایج آنالیز شیمیایی اورانیوم-سرب بر روی ۱۴ نقطه از مرکز و ۲۲ نقطه از حاشیه زیرکن‌های انتخاب شده از یک نمونه دیوریت منطقه برنورد (مرکز زون تکنار) به شماره BKCh-03 برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Th-Pb در جدول ۲ فهرست شده است. سن‌سنجی زیرکن‌ها در مرکز آزمایشگاهی لیزرکرون آریزونا انجام شد. داده‌های ایزوتوپی U-Pb با استفاده از سیستم تخریب لیزری ArF با موج جدید ۱۹۳ نانومتر همراه با یک اسپکترومتر جرمی-پلازما القایی^۱ در مرکز لیزرکرون آریزونا بر پایه روش‌های توضیح داده شده توسط گهرلز و همکاران (Gehrels et al., 2008) انجام شد. سن دیوریت مورد

سن‌سنجی (ژئوکرونولوژی) دیوریت‌های منطقه با استفاده از زیرکن (U-Pb)

برای دستیابی به سن مطلق دیوریت‌های منطقه برنورد زیرکن‌های این سنگ‌ها بررسی شد. زیرکن‌های مورد بررسی با استفاده از مایع سنگین بروموفورم و مگنتیت از دیگر کانی‌ها جدا شده‌اند. اغلب زیرکن‌های بررسی شده درشت دانه هستند؛ به طوری که اندازه طول آنها ۱۰۰-۲۰۰ میکرون و پهنای ۷۰-۱۲۰ میکرون را دربرمی‌گیرد (شکل ۱۳). زیرکن‌های مورد بررسی اغلب سالم بوده و برخی نیز از یک طرف شکسته‌اند. رنگ اغلب آنها صورتی شفاف است. از نظر شکل، برخی میله‌ای و برخی ضخیم هستند. آنالیز دانه‌های زیرکن نشان می‌دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۶۳ تا ۱۰۵۲ ppm و مقدار توریم (Th) از ۳۰ تا ۹۱۵ ppm متغیر است. همچنین نسبت U/Th در گستره ۰/۹ تا ۲/۶ قرار می‌گیرد (جدول ۲). این نسبت ابزاری مناسب برای تعیین پتروژنز است؛ زیرا به طور معمول این نسبت در زیرکن‌های دگرگونی بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین

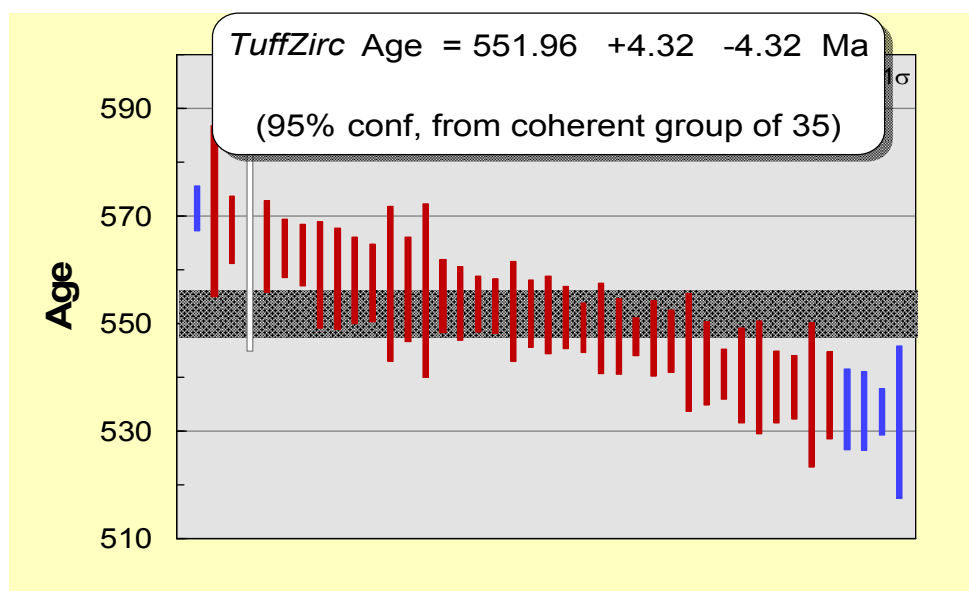
پرکامبرین بالایی (نئوپروتروزوئیک (Ediacaran)) اندازه‌گیری شد.

آزمایش به 551.96 ± 4.32 میلیون سال قبل مربوط می‌شود (شکل ۱۴). بر اساس این داده‌های بسیار دقیق، برای نخستین‌بار سن مطلق توده‌های نفوذی حدواسط و بازیک زون تکنار،



شکل ۱۳. تصاویر کاتودولومینسانس دانه‌های زیرکن دیوریت برنورد

Fig. 13. Cathodoluminescence photos of the zircon grains of the Bornaward diorite



شکل ۱۴. نمودار TuffZirc برای محاسبه تعیین سن دیوریت‌های منطقه برنورد بر پایه آنالیز ۳۶ نقطه از دانه‌های زیرکن که به روش اورانیوم-سرب سن‌سنجی شده است.

Fig. 14. TuffZirc diagram for calculation of the Bornaward diorites age based on 36 points of zircon grains by method of U-Pb dating.

بررسی ایزوتوپ‌های Sr-Nd

هفت نمونه از سنگ‌های دیوریتی، میکرودیوریتی و گابرویی منطقه برنورد برای ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم انتخاب و به روش اسپکترومتر جرمی^۱ مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که نتایج حاصل از آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است. نسبت $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ این نمونه‌ها بر اساس تجزیه کل سنگ و سن ۵۵۲ میلیون سال، در گستره ۰/۱۵۲ تا ۰/۲۱۰ قرار گرفته است. مقادیر نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرویی منطقه برنورد به ترتیب در گستره ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ و ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ مشخص شده است.

ایزوتوپ‌های Sm و Nd در پوسته قاره‌ای توسط فرآیندهای دگرگونی یا رسوبی به مقدار زیادی تفریق نیافته است و نسبت مادر/نوزاد حفظ می‌شود. Sm-Nd در شرایط گرمایی غیرمتحرک بوده و لذا ترکیب ایزوتوپی آنها نسبت‌های واقعی سنگ یا ماگمای دخیل در فرآیندهای پتروژنیک خاص را منعکس می‌کند. از طرف دیگر، Sr در شرایط گرمایی نسبتاً غیرمتحرک است؛ اما Rb خیلی متحرک‌تر است. Sr و Rb به راحتی از هم جدا می‌شوند، لذا تفریق زیادی بین پوسته و گوشته وجود دارد که سبب تسریع در تکامل ایزوتوپی پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته می‌شود (Rollinson, 2002).

بدین منظور از نمودارهای همبستگی ایزوتوپی $\epsilon\text{Nd}(T=552)$ در برابر $\epsilon\text{Sr}(T=552)$ (شکل ۱۵-A) و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (شکل ۱۵-B) برای موقعیت زمین‌ساختی و منشأ دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد استفاده شد (شکل ۱۵). در این شکل‌ها از مؤلفه‌هایی از جمله DM: موقعیت نسبی منشأ گوشته تهی شده^۲، BSE: کل زمین سیلیکاته^۳ (Allegre et al., 1988) و PREMA: ترکیب رایج اغلب مشاهده شده گوشته^۴ استفاده شده است.

موقعیت ایزوتوپی دیوریت‌ها و گابروهای منطقه مورد بررسی بر روی این نمودار جانمایی شده است. اغلب منابع گوشته غیر

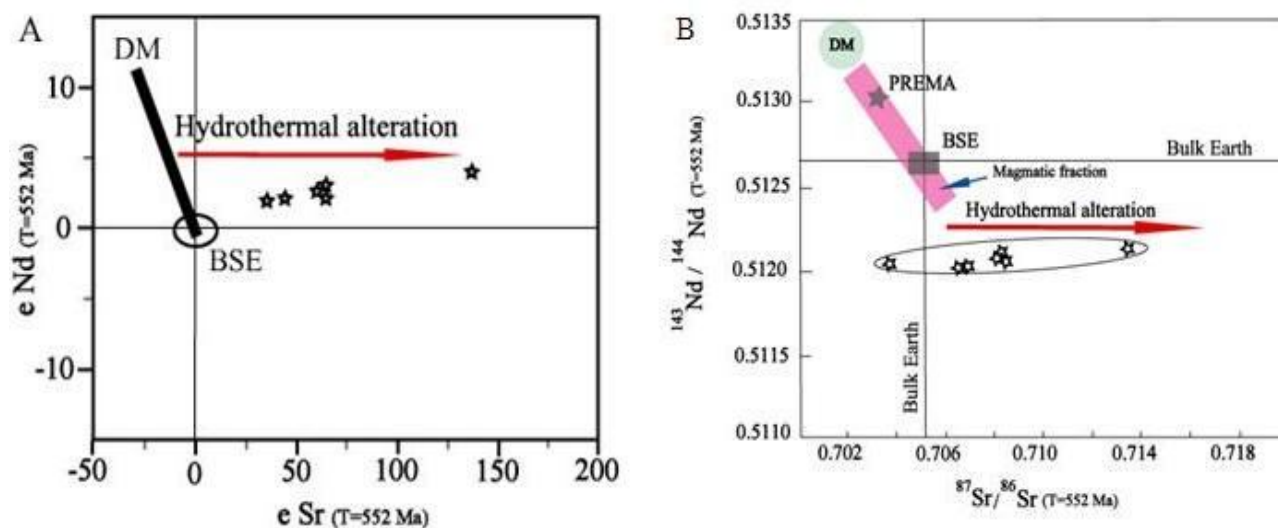
غنی شده در مربع بالایی سمت چپ قرار می‌گیرند؛ درحالی که بیشتر سنگ‌های پوسته در ربع غنی شده سمت راست پایین قرار می‌گیرند (DePaolo and Wasserburg, 1979). مقدار عددی $i(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ و $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ به ترتیب در بازه ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ و ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ و مقادیر مثبت $\epsilon\text{Nd}(t=552)$ (جدول ۳) دیوریت‌ها و گابروهای برنورد (۲/۰ تا ۴/۰) بیانگر منشأ همگنی برای آنهاست. مقادیر پایین $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(\text{present})$ این توده‌های نفوذی که ۰/۲- تا ۴/۰ محاسبه شده است، نشان‌دهنده این است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آرایش قرار گرفته شده، نسبت داده شود (Hu et al., 2003; Bei et al., 2000). مقدار عددی $\epsilon\text{Nd}(t=552)$ اطلاعاتی را در مورد منشأ ماگما فراهم می‌کند. این مقدار برای سنگ‌های آذرین نشان‌دهنده ماگمای مشتق شده از منشأی با Sm/Nd بیشتر از CHUR^۵ (منشأ یکنواخت کندریتی) است (یعنی یک ناحیه از گوشته تهی شده) (Rollinson, 2002).

پتروژنز و بحث

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد نظر از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. در نمودار بچلر و وودن (Batchelor and Bowden, 1985)، سنگ‌های مورد بحث در محدوده سنگ‌های نفوذی با منشأ تفریق گوشته و کمان آتشفشانی (قبل از برخورد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). همچنین در نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، محدوده کمان آتشفشانی برای سنگ‌های مورد بررسی کاملاً مشخص است. نسبت‌های پایین Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Temel et al., 1998). این موضوع در نمودار Nb در مقابل Y از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، برای سنگ‌های مورد بررسی به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۱۷).

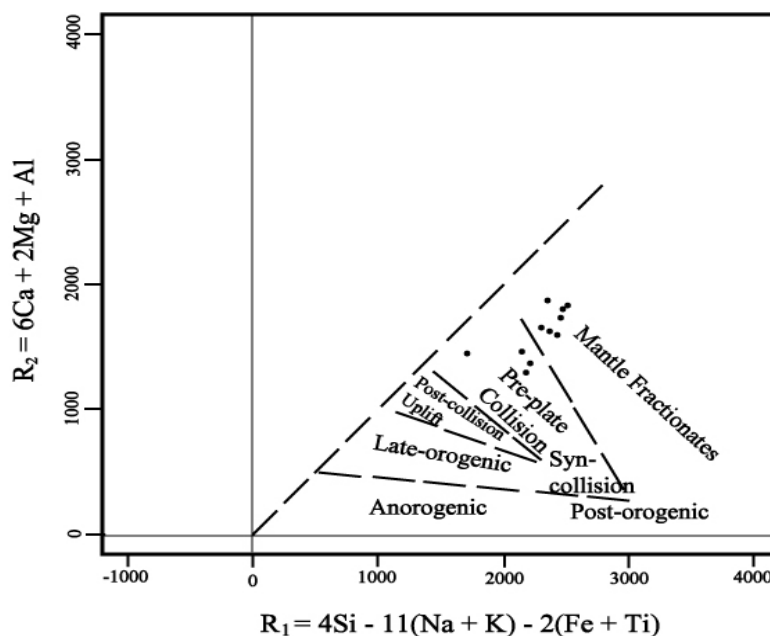
1. Mass Spectrometer
2. Depleted Mantle
3. Bulk Silicate Earth

4. Prevalent Mantle Reservoir
5. Chondritic uniform reservoir



شکل ۱۵. A: نمودار همبستگی ایزوتوپی $\epsilon\text{Nd}(T=552)$ و $\epsilon\text{Sr}(T=552)$ و موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی کمپلکس پلوتونیک برنورد و B: نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد. در این نمودار موقعیت نسبی منشأ گوشته تهی شده (DM) نشان داده شده است. BSE: کل زمین سیلیکاته (Allegre et al., 1988)، PREMA: ترکیب رایج اغلب مشاهده شده گوشته

Fig. 15. A: Isotopic correlation diagram of $\epsilon\text{Nd}(T=552)$ and $\epsilon\text{Sr}(T=552)$ and location of the Bornaward plutonic complex dioritic and gabbroic rocks, and B: Isotopic correlation diagram of $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$; and location of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks. In the diagram, relative location of depleted mantle (DM) source has been shown. BSE: Bulk Silicate Earth (Allegre et al., 1988), PREMA: Prevalent Mantle Reservoir



شکل ۱۶. نمودار چند کاتیونی R1-R2 برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرویی منطقه برنورد (Batchelor and Bowden, 1985)

Fig. 16. Multicathions diagram R1-R2 for indication of tectonic environments of Bornaward dioritic and gabbroic intrusive rocks (Batchelor and Bowden, 1985).

جدول ۲. آنالیز اسپکترومتر جرمی اورانیوم-سرب ۴۴ نقطه از مرکز و حاشیه زیرکن‌های دیوریت منطقه برنورد

Table 2. Mass spectrometer analysis of U-Pb of 44 points from center and margin of the Bornaward diorite zircons

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | U/Th | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ P b | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ P b | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ P b | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ P b | Best Age (My) | ± (My) |
|------|------------|-------------|------|--|--|--|--|---------------------|-----------|
| 1R | 747 | 747 | 1.0 | 99430 | 17.1381 | 0.7458 | 0.0927 | 571.5 | 4.2 |
| 1C | 333 | 333 | 1.0 | 66329 | 17.0497 | 0.7317 | 0.0905 | 558.4 | 9.4 |
| 2R | 140 | 70 | 2.0 | 28780 | 16.8430 | 0.7534 | 0.0920 | 567.5 | 6.2 |
| 2C | 371 | 231 | 1.6 | 104001 | 17.0600 | 0.7225 | 0.0894 | 552.0 | 6.2 |
| 3R | 284 | 190 | 1.5 | 2054 | 16.9449 | 0.7024 | 0.0863 | 533.7 | 4.3 |
| 3C | 179 | 54 | 3.3 | 74935 | 17.1937 | 0.7012 | 0.0874 | 540.4 | 8.8 |
| 4R | 301 | 273 | 1.1 | 4449 | 17.1132 | 0.6956 | 0.0863 | 533.8 | 7.3 |
| 4C | 296 | 44 | 6.7 | 2492 | 16.9413 | 0.7459 | 0.0916 | 565.3 | 20.3 |
| 6R | 244 | 152 | 1.6 | 33914 | 17.0920 | 0.7237 | 0.0897 | 553.8 | 6.8 |
| 6C | 149 | 114 | 1.3 | 69923 | 19.9442 | 0.7067 | 0.0868 | 536.9 | 13.4 |
| 7R | 281 | 175 | 1.6 | 25566 | 16.6814 | 0.7563 | 0.0915 | 564.4 | 8.6 |
| 7C | 208 | 173 | 1.2 | 1960 | 16.7040 | 0.7049 | 0.0882 | 544.8 | 10.9 |
| 8R | 321 | 145 | 2.2 | 1714 | 16.4025 | 0.7475 | 0.0889 | 549.2 | 8.4 |
| 9R | 255 | 182 | 1.4 | 10405 | 16.9391 | 0.7032 | 0.0864 | 534.1 | 7.5 |
| 9C | 109 | 99 | 1.1 | 2751 | 16.5142 | 0.7179 | 0.0860 | 531.7 | 14.1 |
| 11R | 447 | 496 | 0.9 | 2422 | 16.7778 | 0.7217 | 0.0878 | 542.7 | 7.7 |
| 12R | 421 | 382 | 1.1 | 108811 | 16.8680 | 0.7406 | 0.0906 | 559.1 | 9.9 |
| 12C | 549 | 686 | 0.8 | 96292 | 16.9750 | 0.7098 | 0.0874 | 540.1 | 10.5 |
| 13R | 310 | 258 | 1.2 | 73307 | 17.0165 | 0.7207 | 0.0889 | 549.3 | 4.6 |
| 14R | 393 | 357 | 1.1 | 16624 | 15.8892 | 0.7841 | 0.0904 | 557.7 | 7.2 |
| 15R | 669 | 669 | 1.0 | 145495 | 16.9534 | 0.7211 | 0.0887 | 547.6 | 7.0 |
| 16C | 273 | 227 | 1.2 | 69923 | 17.0930 | 0.7234 | 0.0897 | 553.7 | 5.2 |
| 17R | 227 | 174 | 1.3 | 63905 | 17.2431 | 0.7296 | 0.0912 | 562.9 | 5.7 |
| 17C | 273 | 37 | 2.0 | 1687 | 16.7040 | 0.7455 | 0.0903 | 557.4 | 14.4 |
| 18R | 381 | 346 | 1.1 | 127579 | 17.0716 | 0.7264 | 0.0899 | 555.2 | 6.8 |
| 18C | 547 | 607 | 0.9 | 2304 | 16.8063 | 0.7262 | 0.0885 | 546.8 | 5.8 |
| 20R | 407 | 407 | 1.0 | 161887 | 17.0608 | 0.7286 | 0.0902 | 556.5 | 9.7 |
| 20C | 122 | 101 | 1.2 | 48836 | 16.7001 | 0.7550 | 0.914 | 564.1 | 5.4 |
| 21R | 167 | 96 | 1.7 | 15291 | 17.0019 | 0.7186 | 0.0886 | 547.3 | 7.1 |
| 21C | 219 | 182 | 1.2 | 1953 | 16.4227 | 0.7502 | 0.0894 | 551.7 | 7.2 |
| 22R | 384 | 426 | 0.9 | 92638 | 17.0493 | 0.7075 | 0.0875 | 540.6 | 4.7 |
| 22C | 44 | 29 | 1.5 | 4053 | 15.7300 | 0.8118 | 0.0926 | 571.0 | 15.8 |
| 23R | 234 | 212 | 1.1 | 5474 | 16.2706 | 0.7357 | 0.0868 | 536.7 | 8.1 |
| 24R | 232 | 165 | 1.4 | 36251 | 17.0231 | 0.7181 | 0.0887 | 547.6 | 3.5 |
| 25R | 603 | 463 | 1.3 | 124153 | 17.0702 | 0.7240 | 0.0896 | 553.4 | 5.1 |
| 26R | 469 | 426 | 1.1 | 24810 | 17.0269 | 0.7052 | 0.0871 | 538.3 | 5.9 |

جدول ۳. ترکیب ایزوتوپی Sm-Nd سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

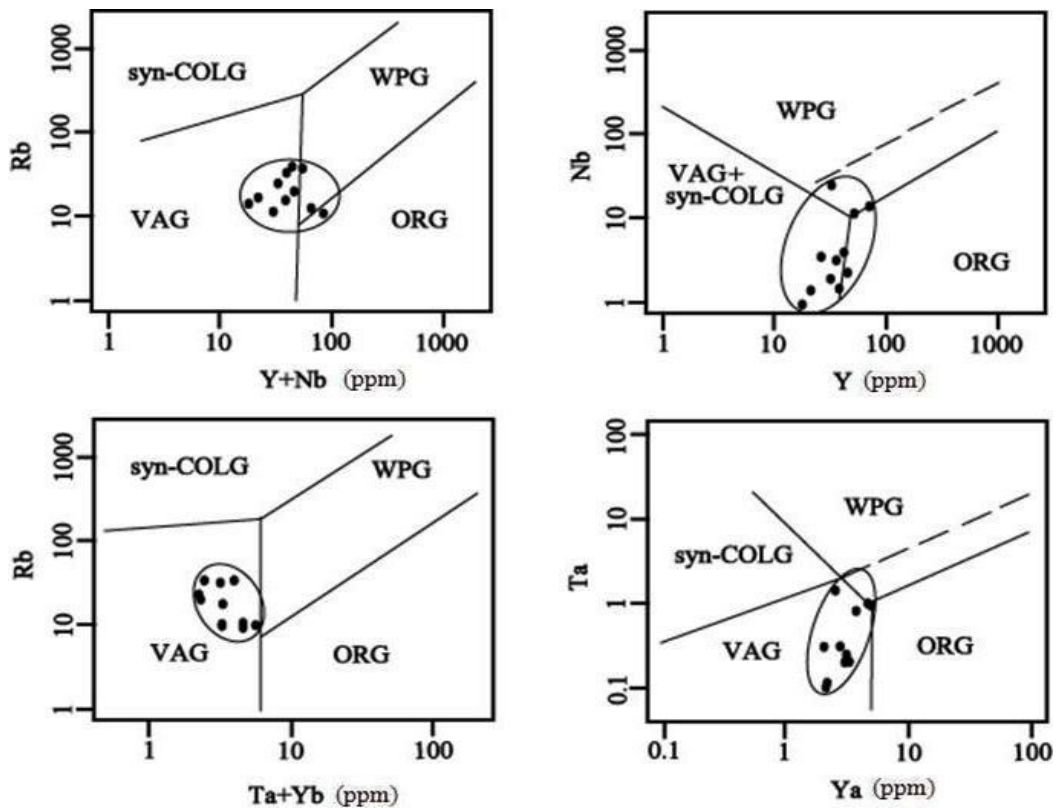
Table 3. Sm-Nd isotopic composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks

| Sample No. | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m (2\sigma)$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$ |
|------------|----------|----------|-----------------------------------|---|---------------------------------------|-----------------------------|
| BKTh-03 | 8.39 | 33.3 | 0.152 | 0.512608 ± 0.000014 | 0.51206 | 2.5 |
| BHCh-20 | 3.44 | 13.6 | 0.153 | 0.512592 ± 0.000011 | 0.51204 | 2.2 |
| BKCh-23 | 2.17 | 6.9 | 0.190 | 0.512715 ± 0.000012 | 0.51203 | 2.0 |
| BKCh-24 | 6.66 | 24.9 | 0.162 | 0.512719 ± 0.000015 | 0.51214 | 4.0 |
| BKCh-26 | 2.39 | 8.9 | 0.162 | 0.512651 ± 0.000014 | 0.51207 | 2.7 |
| BKCh-27 | 2.57 | 7.4 | 0.210 | 0.512844 ± 0.000017 | 0.51209 | 3.1 |
| BKCh-29 | 3.00 | 11.2 | 0.162 | 0.512630 ± 0.000018 | 0.51205 | 2.3 |

جدول ۴. ترکیب ایزوتوپی Rb-Sr سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

Table 4. Rb-Sr isotopic composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks

| Sample No. | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m (2\sigma)$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ |
|------------|----------|----------|---------------------------------|---|-------------------------------------|
| BKTh-03 | 46.2 | 108 | 1.24 | 0.713477 ± 0.000011 | 0.7038 |
| BHCh-20 | 34.3 | 199.7 | 0.497 | 0.710886 ± 0.000017 | 0.7070 |
| BKCh-23 | 15.9 | 238.8 | 0.193 | 0.707886 ± 0.000023 | 0.7064 |
| BKCh-24 | 10.8 | 274.3 | 0.114 | 0.714401 ± 0.000019 | 0.7135 |
| BKCh-26 | 25.1 | 210.3 | 0.345 | 0.710834 ± 0.000020 | 0.7081 |
| BKCh-27 | 17.3 | 162.4 | 0.308 | 0.710835 ± 0.000020 | 0.7084 |
| BKCh-29 | 11.2 | 209.8 | 0.154 | 0.709606 ± 0.000020 | 0.7084 |



شکل ۱۷. تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های دیوریت و گابرو منطقه برنورد بر اساس تغییرات عناصر کمیاب (ppm) در این سنگ‌ها (Pearce et al., 1984)

Fig. 17. Determination of tectonic environments of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks based on variation of trace elements (ppm) in the rocks (Pearce et al., 1984)

ویژگی ایزوتوپی $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد در گستره ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ به دست آمده است. مقدار عددی نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ این توده‌های نفوذی در گستره ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ اندازه‌گیری شده است. مقدار عددی $\varepsilon\text{Nd}(t=552)$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از ۲/۰ تا ۴/۰ به دست آمده است. مقادیر پایین $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\varepsilon\text{Nd}(\text{present})$ این توده‌های نفوذی که ۰/۲- تا ۴/۰ محاسبه شده است، نشان‌دهنده این است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آرایش قرار گرفته شده، نسبت داده شود. محیط تشکیل این سنگ‌های کمپلکس پلوتونیک برنورد، حاشیه فعال قاره و محیط کمان

نتیجه‌گیری

واحدهای مافیک و حدواسط همراه با کمپلکس گرانیتوئیدی برنورد، طیف ترکیبی پیوسته‌ای مشتمل بر کوارتز دیوریت، دیوریت و گابرو و معادل‌های ریزدانه آنها را به همراه دایک‌های میکرودیوریتی و دلریتی تشکیل می‌دهد. روابط صحرائی، سنگ‌شناسی و شیمی این واحدهای سنگی بیانگر وابستگی و تعلق آنها به یک ماگمای واحد و منشأ تفریقی نمونه‌ها از راه تبلوربخشی است. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای مختلف زایشی و تعیین محیط زمین‌ساختی بیانگر آن است که ماگمای سازنده این واحدها از ذوب‌بخشی یک منشأ گوشته‌ای همراه با آلودگی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در محیط فرورانش حاشیه فعال قاره به وجود آمده است.

شمال و شرق خرد قاره ایران مرکزی (Soffel and Forster, 1982; Alavi, 1994) می‌توان چنین اظهار نظر کرد که فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در شمال زون ساختاری تکنار و بلوک لوت و طی فازهای کوه‌زایی کاتانگاهی در اواخر پرکامبرین و فعالیت بزرگ ماگمایی حاشیه قاره سبب ایجاد کمپلکس پلوتونیک برنورد-تکنار با عنوان گرانیتوئید برنورد و سنگ‌های مافییک و حدواسط همراه با این مجموعه شده است.

آشفشانی است که می‌تواند به فرورانش پوسته اقیانوسی موجود بین خرد قاره ایران مرکزی و بلوک افغان مرتبط باشد.

به‌طور کلی با توجه به نظریات موجود در مورد تکوین زون ساختاری تکنار و خرد قاره ایران مرکزی و همچنین با استناد به مطالب موجود در مورد ماگماتیسیم کمائی نوع حاشیه قاره و تأثیر چرخش بلوک لوت در ایجاد تنش‌های کششی و نازک‌شدگی پوسته قاره‌ای برای نفوذ واحدهای پلوتونیکی

References

- Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M. and Finger, F., 2013. Petrology, geochemistry and mineralization of Tertiary volcanic rocks and intrusive bodies and associated semi-intrusive bodies in Arghash-Ghasemabad area (NE Iran) with special tendency to age and source of granites. *Journal of Economic Geology*, 5(1): 1–22. (in Persian with English abstract)
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Almasi, A., Karimpour, M.H., Ebrahimi Nasrabadi, Kh., Rahimi, B., KIOTzli, U. and Santos, J.F., 2015. Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 69–90. (in Persian with English abstract)
- Allegre, C.J., Lewin, E. and Dupre, B., 1988. A coherent crust- mantle model for the uranium-thorium- lead isotopic system. *Chemical Geology*, 70(3): 211–234.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4): 43–55.
- Bei, XU., Haifei, Z., Haitoa, Y. and Yongan, L., 2003. C-isotope composition and significance of the Sinian on the Tarim plate. *Chinese Science Bulletin*, 48(4): 385–389.
- Bogoch, R., Avigad, D. and Weissbrod, T., 2002. Geochemistry of the Quartz diorite-granite association, Roded area, southern Israel. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1): 51–60.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Chen, F., Siebel, W., Satir, M., Terzioğlu, N. and Saka, K., 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the I. stanbul Zone. *International Journal of Earth Sciences*, 91(3): 469–481.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Gheochemica et Cosmochimica Acta*, 43(4): 615–627.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A. and Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation– multicollector– inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3): 1–13.
- Gemmell, J.B. and Fulton, R., 2001. Geology, Genesis, and Exploration Implications of the Footwall and Hanging-Wall Alteration Associated with the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Tasmania, Australia. *Economic Geology*, 96(5): 1003–1035.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Cambridge University Press, London, 344 pp.
- Homam, S.M., 1992. Petrology of metamorphic and volcanic rocks of Taknar-Sarborg area, Northwest Kashmar. M.Sc. Thesis, Esfahan University, Esfahan, Iran, 126 pp.
- Hoskin, P.W., Kinny, P.D., Wyborn, D. and Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory

- mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 9(41): 1356–1396.
- Hu, A.Q., Jahn, B.M., Zhang, G.X., Chen, Y.B. and Zhang, Q.F., 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328(1–2): 15–51.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi Noghondar, M., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2013. Geology, mineralization, Sm-Nd and Rb-Sr isotopic geochemistry and U-Pb dating of intrusive bodies related to Cretaceous mineralization in Kalateh ahani area, SW Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 267–290. (in Persian with English abstract)
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
- Lindenberg, H.G. and Jacobshagen, V., 1983. Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran, Khorasan. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, London, New York, 266 pp.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Lang Farmer, G., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoids of the Bornaward complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111(1): 57–71.
- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier north east of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.
- Nagudi, N.O., Koberl, C.H. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1–2): 73–87.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S. and Ferreira, A., 2006. Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Neves-Corvo Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Portugal. I. Geology, Mineralogy, and geochemistry. *Economic Geology*, 101(4): 753–790.
- Rollinson, H. (translated by Karimzadeh Somarin, A.R.), 2002. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation & Interpretation*. Tabriz University Press, Tabriz, 557 pp.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3): 344–360.
- Sepahi Gherow, A.A., 1993. Granitoids petrology of Taknar area-Sarborg (East North Kashmar). M.Sc. Thesis, Esfahan University, Esfahan, Iran, 201 pp.
- Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. John Wiley, New York, 444 pp.
- Soffel, H.C. and Forster, H.G. 1982. Wander path of the central-east Iran microplate including new results: in *Geotravers in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.
- Soltani A., 2000. Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 300 pp.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 285–301.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33(2): 241–265.
- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgaud A., 1998. Petrological and geochemical

- characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 327–354.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1): 49–107.
- Thuy, N.T.B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Jornal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 467–482.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE Chine, I: geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3–4): 241–273.



Geochronology, Petrology and Geochemistry of Intermediate and Mafic Rocks of Bornaward Plutonic Complex (Northwest Bardaskan, Iran)

Reza Monazzami Bagherzadeh¹, Mohammad Hassan Karimpour^{1&2*}, G. Lang Farmer³, Charles R. Stern³, Jose Francisco Santos⁴, Sara Ribeiro⁴, Behnam Rahimi^{1&2} and Mohammad Reza Haidarian Shahri¹

1) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, U.S.A.

4) Department of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Submitted: Aug. 8, 2017

Accepted: Nov. 26, 2017

Keywords: *Complex, Zircon geochronology, microcontinent, Bornaward, Taknar*

Introduction

The study area is located in the northeast of Iran (the Khorasan Razavi province) and 28 km northwest of Bardaskan city and in position of 57° 46' to 57° 52' latitude and 35° 21' to 35° 24' longitude. The study area is a part of Taknar zone. The Taknar geological-structural zone is situated in the north Central Iranian microcontinental and it is a part of Lut block (Fig.1). Taknar plutonic complex that is situated in the Taknar structural zone is located in the northern part of Iranian microcontinent.

Materials and methods

Chemical analysis of REE and minor elements of samples of the Bornaward diorites and gabbro's took place in the ACME Lab. in Vancouver, Canada, by the ICP-MS method (Table. 1). For the Bornaward diorite dating by the U-Pb method, zircon grains of material remaining in the sieve, Bromoform were isolated from light minerals by cleaning and were isolated with a minimum size of 25 microns, and then studies took place in the Crohn's Laser Lab Arizona (Gehrels et al., 2008). Measurement of Rb, Sr, Sm and Nd isotopes and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ratios and εNd (T=552), εNd (T=0), εSr (T=552) and εSr (T=0) took place in radioisotope Laboratory, University of Aveiro in Portugal.

Discussion

Geology of study area

The study area forms the central part of the Bornaward plutonic complex. This complex is a granitoid assemblage including granite, granodiorite, tonalite and granophyre. The central part has been formed by intermediate and basic intrusive rocks such as diorite, quartz diorite and gabbro units (Fig. 2). From the genetic point of view, the intermediate and mafic rocks of the Taknar plutonic complex does not have any relationship with granitoid rocks of this assemblage, and they are related to a similar magmatic phase but are separated from this granitoid assemblage. However, these mafic and intermediate units are older than granitic units at the rim of the complex that are called Bornaward granite.

Petrography

The main minerals in the diorite and quartz diorite rocks are plagioclase and hornblende and we can see biotite in the quartz dioritic rocks. Quartz exist as tiny grains and anhedral and in the matrix rock. The amount of Quartz in the quartz diorites is 5 to 20%. Plagioclases usually have normal zoning and are highly altered to sericite. Most of the plagioclases were saussuritized. Altered minerals

*Corresponding authors Email: karimpur@um.ac.ir

resulted from plagioclase and hornblende are sericite, epidote, chlorite, zoisite and clinozoisite.

The main minerals in the gabbro are pyroxene, hornblende, and fine grains plagioclase. Minor minerals in the rocks are apatite, magnetite and other opaque.

The main texture of intermediate and mafic rocks in this assemblage is medium granular to coarse grain and especially in the intermediate rocks and gabbro rocks, we can see scattered poikilitic, intersertal, sub-ophitic and porphyroid texture.

Geochemistry

The area diorite and gabbro is located locate in Tholeiitic and Calc-alkaline series (Fig. 9). Shand index ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) is obtained under 1.1, in Metaluminous field (Fig. 7) and I-type granite field (Chappell and White, 2001). Based on the TAS diagram (Middlemost, 1985), all the diorite and gabbro samples are located in diorite, gabbro-diorite and gabbro-norite groups (Fig. 6). The diorite and gabbro's show enrichment LREE and low ascending pattern ($(La/Yb)_N=1.40-6.12$ and $La_N=12.26-75.81$).

U-Pb zircon geochronology

Measurement of U-Th-Pb isotopes of the Bornaward diorite zircons of BKCh-03 sample (Table 2) show that its age is related to 551.96 ± 4.32 Ma ago (Upper Precambrian (Neoproterozoic) (Ediacaran) (Fig. 14).

Sr-Nd isotopes

The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ and $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ content of Bornaward diorite and gabbro rocks is located in the range of 0.7038 to 0.7135 and 0.51203 to 0.51214, respectively (Tables 3 and 4). It shows that the diorite and gabbro rocks can be affected by hydrothermal alteration because their $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ is above (Fig. 16). The numeral amounts of $\epsilon Nd_{(T=552)}$ of Bornaward diorite and gabbro are 2.0 to 4.0.

Petrogenesis

The Bornaward diorite and gabbro rocks show a widespread enriched pattern of Rb, U, K, Pb, La and Th elements than chondrite, while Ba, Ti, Ta, Sr and Nb elements show reduction as a result of fractional crystallization (Fig. 11). The rocks of this complex are formed at the continental margin

and VAG environment (Fig. 18) which is related to the subduction of the oceanic crust that exists between the Iranian microcontinent and the Afghan Block.

Results

This assemblage with age of Late Neoproterozoic is the result of extensive magmatism in the northern part of the Iranian microcontinent due to Katangahi orogeny event. The similar magmatism in the northern part of the Iranian microcontinent is existing as Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic belt.

Based on the geochemical investigations, the magmatism of these rocks has been tholeiitic and calc-alkaline and have formed the coexistent rocks with I-type granites. Alumina saturation index for intermediate and mafic rocks of Bornaward complex is metalumina. These are medium-K rocks and enriched in the LILE such as Rb, Pb, U and Th while depleted of the Nb, Ti, Ta, Sr and Ba. Therefore, it shows that these rocks have resulted from the mixing by the lower crust.

The low $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ Bornaward diorite and gabbro rocks and the numeral amounts of $\epsilon Nd_{(present)}$ of these rocks from -0.2 to 4.0 show that production of such intrusive masses can be attributed to the source of upper mantle or contaminated lower continental crust. Environment of formation of the intermediate and basic rocks of the Bornaward plutonic complex is active continental margin and volcanic arc environment.

References

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A. and Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation– multicollector– inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3): 1–13.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, London, New York, 266 pp.