



## ژئوکرونولوژی (U-Pb) زیرکن، پتروگرافی، ژئوشیمی و رادیوایزوتوپ‌های متاریولیت‌های برنورد (مرکز زون تکنار - شمال غرب بردسکن)

رضا منظمی باقرزاده<sup>1</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>1\*</sup>، جی لنگ فارمر<sup>2</sup>، چارلز استرن<sup>2</sup>، ژوزه فرانسیسکو سانتوس<sup>3</sup>، سارا ریبریو<sup>4</sup>، بهنام رحیمی<sup>1</sup> و محمدرضا حیدریان شهری<sup>1</sup>

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

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

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

(4) گروه زمین‌شناسی، آزمایشگاه ایزوتوپ، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

دریافت: 1394/2/22، پذیرش: 1394/11/3

### چکیده

منطقه مورد بررسی، در بخش میانی زون ساختاری تکنار در شمال خرد قاره ایران مرکزی قرار گرفته است. این زون ساختاری از سازند تکنار و کمپلکس پلوتونیک برنورد تشکیل شده است. تشکیلات ولکانوسدیمنت سازند تکنار متشکل از سنگهای آتشفشانی فلسیک (متاریولیت - ریوداسیت و توف ریولیتی) با ضخامت قابل توجه و به همراه مرمر و ماسه‌سنگ کمی دگرگون‌شده، فیلیت، اسلیت و شیست است. کانی‌شناسی و شیمی اولیه این سنگها بر اثر فرآیندهای ثانویه (دگرگونی ناحیه ای و دگرسانی هیدروترمالی) مورد تغییر قرار گرفته است. بیشترین حجم سنگهای آتشفشانی مورد بررسی در بخشهای زیرین و میانی سازند تکنار به همراه توفهای لایه‌ای سبز روشن تشکیل شده است. در برخی از نقاط، این مجموعه ولکانوسدیمنت در کنتاکت با کمپلکس گرانیتوئید برنورد مشاهده می‌شود. سن‌سنجی کانی زیرکن به‌روش (U-Pb) متاریولیت‌های سازند تکنار، سن  $6/62$ ،  $4/73$  تا  $552/23$  میلیون سال قبل (اواخر نئوپروتریویک) را نشان می‌دهد.  $\epsilon_{Nd(552)}$  زمان تشکیل متاریولیت‌های برنورد (مرکز زون تکنار) در گستره  $6/98$  تا  $1/5$  قرار می‌گیرد. عناصر نادر خاکی سبک (LREE) به جز Eu نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) با شیب ملایمی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در این متاریولیت‌ها، غنی‌شدگی در بیشتر عناصر کمیاب ناسازگار (Th, U, Y, K, Rb, Pb, Nd) دیده می‌شود در حالی که عناصر (Ba, P, Ti, Sr, Zr, Nb) فقیرشدگی شاخصی را در مقایسه با گوشته اولیه نشان می‌دهند. مشخصه ایزوتوپی  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$  متاریولیت‌های منطقه مقدار عددی  $0/511701$  تا  $0/511855$  به‌دست آمده است. مقدار عددی نسبت  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  متاریولیت‌های منطقه برنورد در گستره  $0/688949$  تا  $0/723435$ ، بیانگر دو منشأ مختلف برای گدازه‌های ریولیتی این منطقه است. با توجه به مطالب بالا و همچنین حجم بالای ولکانیسم در منطقه تکنار، می‌توان تشکیل آنها را به یک محیط ریفت قاره‌ای مربوط دانست. این ریفت می‌تواند با ایجاد یک زبانه<sup>1</sup> در گوشته بالایی واقع در زیر پی‌سنگ<sup>2</sup> شرق ایران در مدت زمان نئوپروتریویک تشکیل شده باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ، زیرکن، سن‌سنجی، نئوپروتریویک، برنورد، بردسکن، تکنار

### مقدمه

جغرافیایی  $46^{\circ} 57'$  تا  $52^{\circ} 57'$  طول شرقی و  $21^{\circ} 35'$  تا  $24^{\circ} 35'$  عرض شمالی واقع شده است (شکل 1). زون زمین‌شناسی - ساختاری تکنار واقع در شمال خردقاره ایران مرکزی، یکی از مهمترین پهنه‌های زمین‌شناسی و ساختاری

منطقه مورد بررسی در شمال‌شرق ایران (استان خراسان رضوی) و حدود 28 کیلومتری شمال غرب شهرستان بردسکن و منطقه‌ای به نام برنورد در مرکز زون تکنار و در موقعیت

\*مسئول مکاتبات: karimpur@um.ac.ir

میزبان، اقدام شد. تا قبل از این کار پژوهشی، سن‌سنجی رادیومتری بر روی ریولیت‌های تکنار انجام نشده بود و برای اولین بار در این پژوهش به این موضوع پرداخته شده است.

### روش مطالعه

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، سن‌سنجی به‌روش زیرکن- اورانیوم- سرب، اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های ناپایدار Rb-Sr و Sm-Nd و تعبیر و تفسیر داده‌ها انجام شده است. در این راستا، تعداد 25 نمونه سنگی از رخنمون‌های متاریولیت- ریوداسیتی منطقه برنورد در مرکز زون تکنار انتخاب شد و تعداد 25 مقطع نازک تهیه و جهت بررسی‌های پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفتند. تعداد 12 نمونه از متاریولیت- ریوداسیتهای منطقه مورد بررسی، پس از آماده‌سازی (خردایش، نرمایش و تبدیل آنها به پودر 200 مش) برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی به‌روش فلورسانس اشعه ایکس<sup>1</sup> در آزمایشگاه شرکت طیف کانساران بینالود مورد اندازه‌گیری قرار گرفت. آنالیز شیمیایی عناصر جزئی و نادر خاکی به‌روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme ونکوور کانادا انجام شد.

یک نمونه از متاریولیت‌های منطقه برنورد انتخاب شد، سپس زیرکن‌های جدا شده از این نمونه به آزمایشگاه مرکز لیزر کرون<sup>2</sup> آریزونا انتقال یافت. در این آزمایشگاه، ابتدا زیرکن‌ها بر روی یک زیرکن استاندارد و یک جفت تراشه از جنس شیشه عنصر کمیاب و با ویژگی NBS 610 قرار گرفت و تا کمتر از 20 میکرون صیقل داده شدند. سن‌سنجی زیرکن در این مرکز آزمایشگاهی به‌روش گهرلز و همکاران انجام شد (Gehrels et al., 2008). در همین راستا، 5 نمونه از متاریولیت- ریوداسیتهای منطقه مورد بررسی در آزمایشگاه رادیوایزوتوپ دانشگاه آویرو پرتغال، به‌منظور اندازه‌گیری Rb-Sr و Sm-Nd و با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی چند کلکتوری و با یونیزاسیون حرارتی عناصر مورد آزمایش قرار گرفتند.

### زمین‌شناسی زون تکنار

زون تکنار یک بلوک نابرجاست که توسط دو گسل اصلی به نامهای گسل کوپر بزرگ (گسل درونه) در جنوب و گسل ریوش (تکنار) در شمال محصور شده است (شکل 2). بر اساس مشاهدات صحرایی، حداقل 3 نسل گسل امتدادلغز با روندهای

ایران به‌شمار می‌رود. بر اساس تقسیم‌بندیهای ساختاری، تکنار جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود (Aghanabati, 2004). پنجره فرسایشی تکنار یک محیط ژئوتکتونیک در میان بلوک لوت در جنوب و زون سبزوار در شمال است (Lindenberg and Jacobshagen, 1983) (شکل 2) که نشانگر یک باریکه بالآمده از پی‌سنگ پرکامبرین - پالئوزوئیک است؛ که توسط سنگهای مزوزوئیک - سنوزوئیک پوشیده شده است. زون تکنار به‌عنوان بخشی از بلوک لوت به‌شمار می‌آید (Forster, 1978). این زون از سازند تکنار و کمپلکس پلوتونیک برنورد با سن اواخر پرکامبرین (Monazzami Bagherzadeh et al., 2014) و به شکل حلقوی و با زونینگ معکوس تشکیل شده است (Sepahi Gerow, 1993).

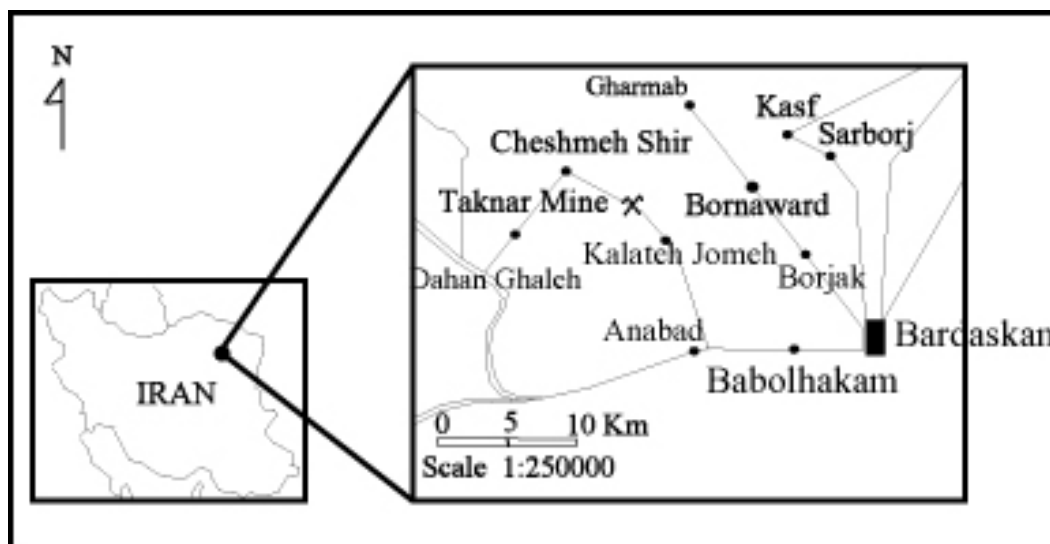
اهمیت زون زمین‌شناسی - ساختاری تکنار در شمال شرق کشور از یک طرف و وجود کانسار مهم مس توده‌ای تکنار از طرف دیگر باعث شده است؛ که تا قبل از این پژوهش، پژوهشهای گوناگونی توسط محققان ایرانی و خارجی در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس (Eftekharnajhad et al., 1976) و نقشه‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی کوچک‌مقیاس محدوده‌های تکه‌های مختلف کانسار تکنار (Babakhani et al., 1999)، بررسی‌های کمربند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - کاشمر - بردسکن (Karimpour et al., 2002)، پتروگرافی، مینرالوگرافی و ژئوشیمی کانسار پلی‌متال تکنار (تک I و II) و ارائه مدل کانی‌سازی آن (Malekzadeh Shafaroudi, 2003)، اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه‌ای (Jiangxi, Co., 1995)، پترولوژی گرانیتوئیدهای منطقه تکنار - سربرج (Homam, 1992)، اکتشافات ژئوشیمیایی در جنوب معدن تکنار (Moradi, 2007)، میکروترمومتری و بررسی ایزوتوپ‌های پایدار در کانسار تکنار (Zirjanizadeh, 2007)، اکتشافات ژئوفیزیکی و مغناطیس‌سنجی زمینی بر روی برخی از تکه‌های معدن تکنار (Salati, 2007)، و تهیه نقشه مغناطیس‌سنجی هوایی 1:250000 کاشمر (Yousefi and Friedberg, 1977) صورت گیرد. کانسار مس توده‌ای تکنار در سنگ میزبان ریولیت- ریوداسیت سازند تکنار تشکیل شده است (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2005) که با توجه به اهمیت سن کانی‌سازی، به سن‌سنجی ریولیت‌های

1. XRF  
2. Laser Chron

میانی با اولین تناوب از سنگهای کربناته و ماسه‌سنگی شروع شده و ضخامتی حدود 150-350 متر دارد. مقدار ریولیت در این عضو، قابل توجه نیست. سنگهای آتشفشانی و سنگهای رسوبی بین‌لایه‌ای، کنتاکت‌های هم‌شیب را نشان می‌دهند. بر مبنای ویژگی‌های لیتولوژیکی و پترولوژیکی، سنگهای آتشفشانی در بخشهای زیرین و میانی سازند تکنار از پنج گروه سنگی متشکل از ریولیت‌های به رنگ روشن، ریولیت‌های به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، ریولیت‌های به رنگ خاکستری متمایل به سبز، توف‌های یکنواخت به رنگ خاکستری تا سبز تیره، و توف‌های لایه‌ای به رنگ سبز روشن تا سبز تشکیل شده است (Muller and Walter, 1983).

در این منطقه برداشت و ثبت شده است. بخش اعظم پنجره فرسایشی تکنار از ریولیت و توف همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و دولومیت در قسمت بالایی شکل گرفته است (سازند تکنار) (شکل 3). این سنگها تحت تأثیر دگرگونی درجه پایین قرار گرفته‌اند. در مورد سن سازند تکنار بر اساس موقعیت‌های چینه‌ای سن پرکامبرین مشخص شده است (Muller and Walter, 1983).

سازند تکنار به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تقسیم می‌شود. بخش زیرین با تناوبی از توف‌های تیره رنگ یکنواخت تا ریولیت‌های خاکستری تیره و یک جریان گدازه ریولیتی خاکستری روشن با ضخامت 120 متر تشکیل شده است. عضو

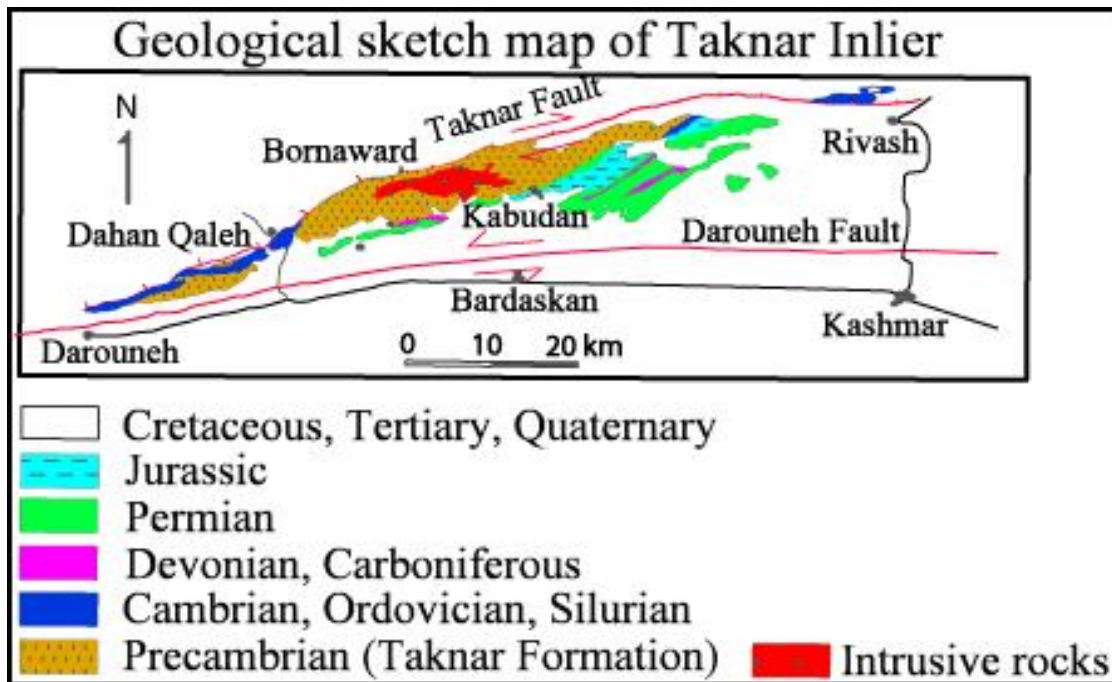


شکل 1. راههای دسترسی به محدوده برنورد- معدن تکنار

Fig. 1. Accessible roads to the Bornaward- Taknar mine area

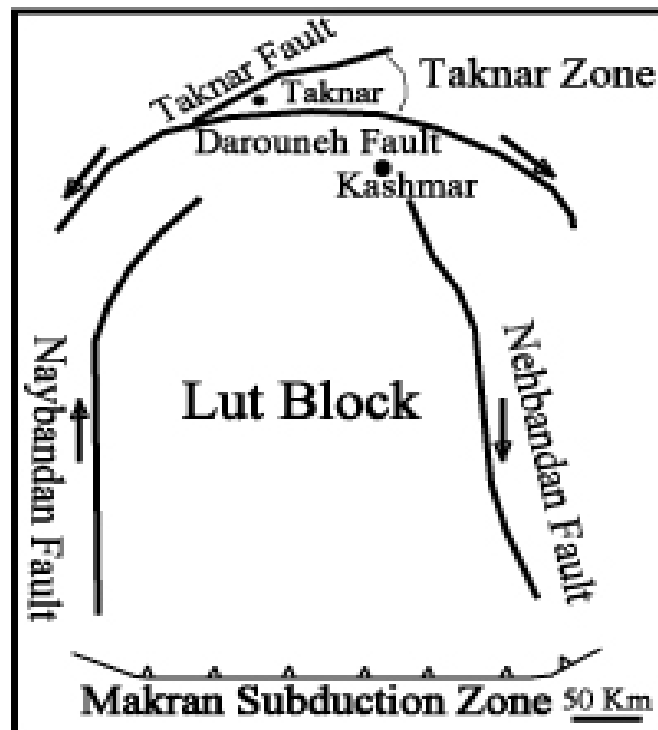
همچنین شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگهای کوارتزیتی خاکستری روشن مشابه با بخشهای بالایی سازند تکنار قرار دارند. برخورد این سنگها با سنگهای آتشفشانی زیرین که متعلق به عضو میانی سازند تکنار هستند، دیده نشده است. از روی موقعیت چینه‌شناسی، با توجه به این‌که سازند تکنار در زیر دولومیت‌های دارای استروماتولیت مشکوک به اینفراکامبرین قرار گرفته است و با توجه به تطابق آن با سایر گسترشهای پرکامبرین ایران، سن این سازند نیز به پرکامبرین نسبت داده شده است (Muller and Walter, 1983).

با توجه به بررسیهای صحرائی، ریولیت‌های خاکستری تیره تا سیاه و سبز تیره با کانی‌سازی پلی‌متال سولفید توده‌ای معدن تکنار هیچ‌گونه ارتباط و وابستگی ژنتیکی نداشته و عقیم هستند. در حالی‌که ریولیت‌های به رنگ خاکستری متمایل به سبز و روشن ارتباط مستقیمی با کانی‌سازی نشان می‌دهند. ریولیت‌های اخیر، تقریباً 70% از وسعت کل متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه را به خود اختصاص داده است. در بخش بالای این مجموعه، سنگهای آتشفشانی به‌طور متناوب با دولومیت‌های ریزدانه سیاه تا خاکستری و قرمز و



شکل 2. موقعیت زون تکنار ، بلوک لوت و گسل‌های مهم شرق کشور (Modified after Aghanabati, 2004)

Fig. 2. The Situation of Taknar zone, Lut block and important faults of East Iran (Modified after Aghanabati, 2004)



شکل 3. نقشه شماتیک زمین‌شناسی زون تکنار (Karimpour et al., 2011)

Fig. 3. Schematic geological map of the Taknar zone (Karimpour et al., 2011)



شکل 4. نمایی از رخنمونهای متاریولیتی - ریوداسیتی در برخورد با گرانیتوئید برنورد در شمال غرب روستای برنورد (نگاه به طرف شمال شرق)

**Fig. 4.** Metarhyolite- metarhyodacitic outcrops in contact to the Bornaward granitoid in northwest Bornaward village (see to northeast)

بررسی، سنگ‌آهکهای توده‌ای و ماسه‌سنگهای کمی دگرگون شده نیز مشاهده می‌شوند. این مجموعه ولکانوسدیمنت دگرگون شده، سازند تکنار را تشکیل می‌دهند.

بر مبنای ویژگیهای لیتولوژیکی و پتولوژیکی، سنگهای آتشفشانی مورد بررسی، در بخشهای زیرین و میانی سازند تکنار از متاریولیت‌های به رنگ روشن، متاریولیت‌های به رنگ خاکستری تیره و متاریولیت‌های به رنگ خاکستری متمایل به سبز همراه با توفهای لایه‌ای به رنگ سبز روشن تا سبز تشکیل شده است.

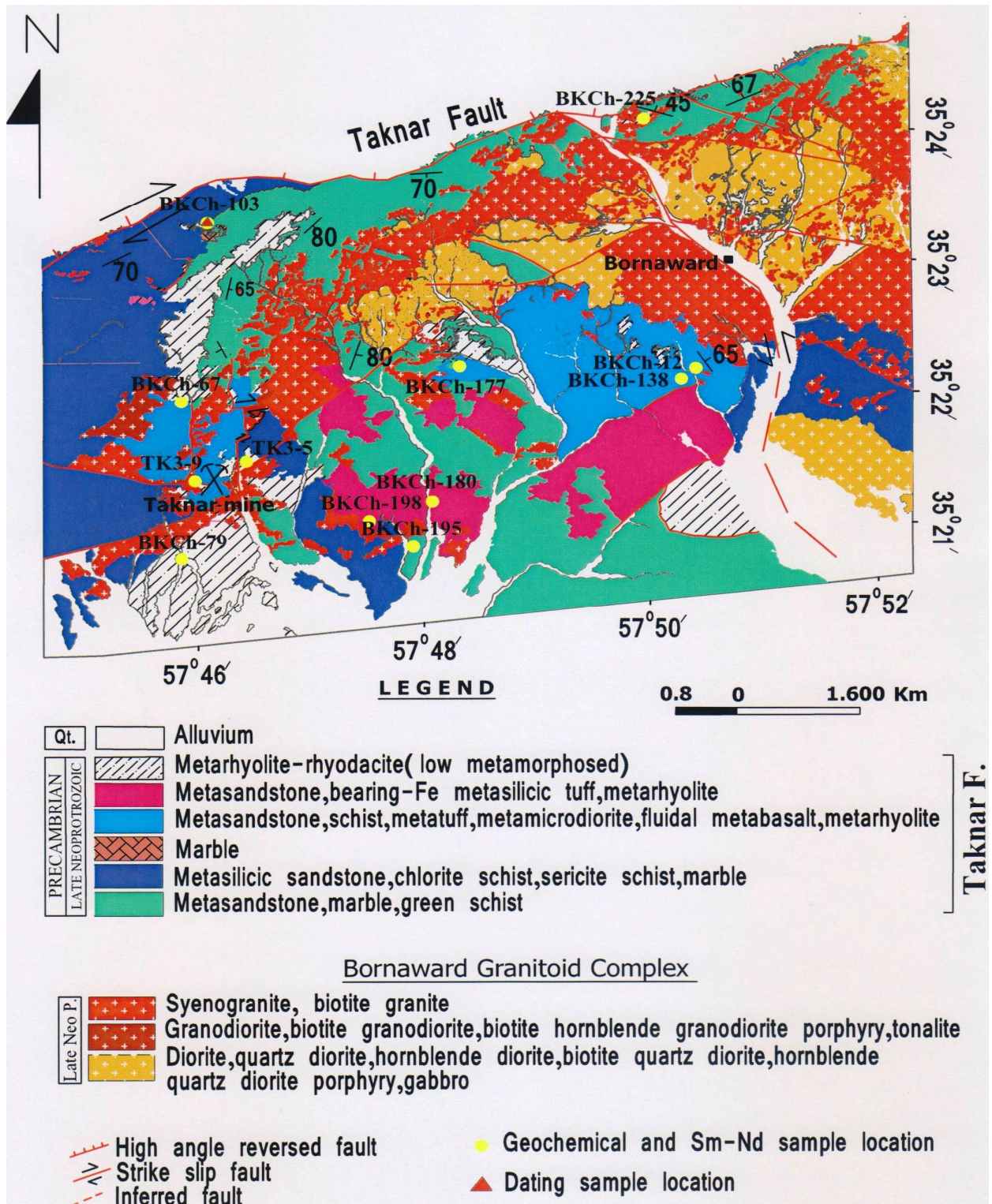
#### پتروگرافی

##### متاریولیت

بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت بیشتر این سنگها، بافت پورفیریتیک با زمینه فلسیک دانهریز و کمی جهت‌یافتگی است. بافت‌های بلاستوپورفیری، لپیدوبلاست و اسفرولیتیک نیز دیده می‌شود. اجتماعات ریزبلورهای کربنات آغشته به اکسید آهن به مقدار کم دیده می‌شود. درزه و شکافها و رگچه‌های دارای کربنات- اکسید آهن و کوارتز نیز قابل مشاهده است.

#### زمین‌شناسی منطقه

رخنمونهای سنگهای آتشفشانی فلسیک (متاریولیت- ریوداسیتها) و سنگهای دگرگونی درجه پایین، بخش نسبتاً عظیمی از مرکز زون تکنار را در بر گرفته‌اند. در برخی از نقاط، این مجموعه ولکانوسدیمنت در برخورد با کمپلکس گرانیتوئید بزرگ برنورد قابل مشاهده است (شکل 4). توزیع رخساره‌های پلوتونیک در این کمپلکس از نوع معکوس است (Sepahi Gerow, 1993). به طوری که رخساره‌های بازیک (قدیمی‌تر) در مرکز قرار گرفته‌اند و فازهای اسیدی و جوان در برخورد بین فازهای بازیک و سنگ میزبان نفوذ کرده‌اند. البته، به دلیل شدت حرکات زمین ساختی، این وضعیت فقط در برخی نقاط دیده می‌شود. بیشتر برون‌زدهای متاریولیتی - ریوداسیتی در بخشهای جنوب غرب تا شمال غرب نقشه پراکنده شده‌اند (شکل 5- نقشه زمین‌شناسی محدوده معدن تکنار- برنورد، بخشی از نقشه زمین‌شناسی خنجری در مقیاس 1:25000). در بخش‌های جنوب تا مرکز نقشه، بیشترین گسترش این سنگهای ولکانیکی با مجموعه‌ای از سنگهای دگرگونی درجه پایین از جمله اسلیت، فیلیت، کلریت‌شایست، سریسیت‌شایست و شایست سبز همراه است. در بخش‌هایی از منطقه مورد



شکل 5. نقشه زمین‌شناسی محدوده معدن تکنار - برنورد (مرکز زون تکنار) و موقعیت سنگهای ولکانیکی برنورد

Fig. 5. Geological map of the Taknar mine-Bornaward area (Taknar zone center) and situation of the Bornaward volcanic rocks

پلی‌سینتتیک و گاهی خمیده شده با حاشیه‌های دنداندار و (3) 30% کوارتز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، گاهی با خوردگیهای خلیج مانند و با حاشیه‌های واکنشی و خاموشی موجی (شکل 6-B).

زمینه: 50% این سنگها توسط زمینه دانهریز متشکل از کانیه‌ها: (1) 35% ریزبلورهای آلکالی‌فلدسپار و کوارتز گاهی به صورت هم‌رشدی اسفرولیتی و (2) 15% میکروولیت‌های پلاژیوکلاز.

کانیه‌های فرعی (حداکثر 3%): آپاتیت (0/5%)، اسفن (0/5%)، کانیه‌های کدر (1/5%) و به‌ندرت زیرکن به صورت پراکنده دیده می‌شود.

کانیه‌های ثانویه (3%): این سنگها متشکل از کانیه‌های رسی (1/5%)، کلریت (0/5%)، کربنات (0/5%) و اکسیدهای آهن (0/5%) است. در این سنگها، مجموعه‌های ریزبلور بیوتیت سبز دگرسان شده به کلریت مشاهده می‌شود. همچنین، به‌ندرت آثار پیروکسن در بین بیوتیت‌های سبز رنگ قابل مشاهده است. وجود شکستگیهای متعدد در سنگ و در برخی از فنوکریستها (پلاژیوکلاز و کوارتز)، رشد سریسیت‌ها و وجود خاموشی موجی در کوارتزها و پلاژیوکلازها، تأییدی بر عملکرد فشارهای زمین‌ساختی و دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین است.

پدیده جالبی که در بررسیهای میکروسکوپی متاریوداسیت‌های منطقه برنورد دیده شد، رشد بلورهای پلاژیوکلاز در اطراف کانی ارتوکلاز (در مرکز) است (شکل 7)؛ که می‌تواند دلیلی بر ورود مذاب مافیک مرحله دوم با دمای بالاتر بعد از تبلور مذاب اسیدی با دمای پایین‌تر و تحت تأثیر قرار دادن ماگمای اسیدی باشد، زیرا که توالی زمانی متبلور کانیه‌ها بر این روش است که ابتدا کانیه‌ها با دمای بالا (مانند پلاژیوکلازها) متبلور می‌شوند و با گذشت زمان و کاهش دمای ماگما، به تدریج کانیه‌ها با دمای پایین‌تر (مانند ارتوکلاز) تشکیل می‌شوند. همچنین این رخداد می‌تواند در اثر ورود زینولیت‌های با ترکیب حدواسط تا مافیک به داخل ماگما و ایجاد گدازه‌هایی با ترکیب حدواسط تا مافیک (آلایش ماگمایی) نیز صورت گرفته باشد. به عبارتی، این رخداد خاص می‌تواند بر ورود ماگمای مافیکی مرحله دوم و اختلاط با ماگمای اسیدی مرحله اول دلالت داشته باشد. رخداد دیگر، تشکیل ریزبلورهای پلاژیوکلاز با درجه تبلور بالاتر در اطراف دانه‌های کوارتز خلیجی شکل با درجه تبلور پایین‌تر است.

فنوکریست: 40% این سنگها از فنوکریستهای زیر تشکیل شده‌اند: (1) 5% آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز و به‌ندرت سانیدین) به صورت بلورهای بی‌شکل و گاهی با خاموشی موجی (شکل 6-A)، به صورت در هم‌رشدی با کوارتز، و همچنین ظهور ریزبلورهای ارتوکلاز (تبلور مجدد) در حاشیه برخی از بلورهای درشت آن؛ (2) 28-30% کوارتز به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل و پراکنده و دارای خوردگیهای خلیج‌مانند و حاشیه گرد شده با خاموشی موجی؛ (3) 5% پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز و آلبیت و به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سینتتیک و (4) 1% سانیدین به صورت بلورهای شکل‌دار با ماکل کارلسباد.

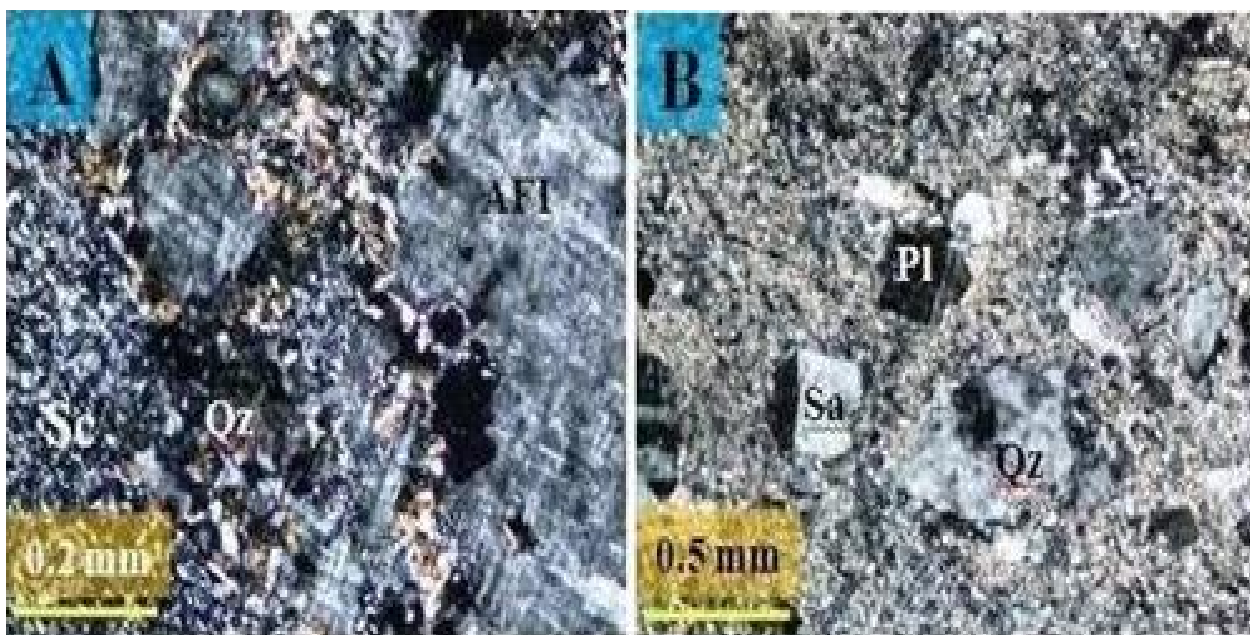
زمینه: 57% این سنگها از کانیه‌های زمینه تشکیل شده‌اند. زمینه تشکیل‌دهنده این سنگها شامل: (1) 22% ریزبلورهای کوارتز و فلدسپات (فلسیک) در لابه‌لای سوزنهای کشیده و جهت‌یافته سریسیت (20%) و کانیه‌های رسی (3%)؛ (2) پولکهای ریز بیوتیت سبز رنگ (5%) با جهت‌یابی و (3) تجمعات اپیدوتی (2%) همراه با کلریت بی‌شکل (4%)، به‌ندرت اسفن و لوکوکسن به همراه بیوتیت‌های پولکی سبزرنگ مشاهده می‌شود. 1% کانیه‌های کدر.

کانیه‌های فرعی (حداکثر 1%): غالباً از کانیه‌های کدر تشکیل شده است و در برخی مقاطع نیز کانیه‌های زیرکن، آپاتیت، اکسیدهای آهن ثانویه و تا حدودی اسفن دیده می‌شود. کانیه‌های ثانویه (1 تا 2%): در این سنگها متشکل از سریسیت (حاصل تجزیه پلاژیوکلازها)، کربنات و کانیه‌های رسی (حاصل تجزیه آلکالی‌فلدسپارها) است؛ که به صورت پراکنده دیده می‌شوند. بیشتر فلدسپات‌ها در این سنگها سالم و دگرسانی ضعیفی را نشان می‌دهند. لازم به ذکر است، کانی مافیک اولیه مشاهده نمی‌شود؛ ولی تجمعات بلورین اپیدوت همراه با کمی کلریت قابل دیدن است.

#### متاریوداسیت

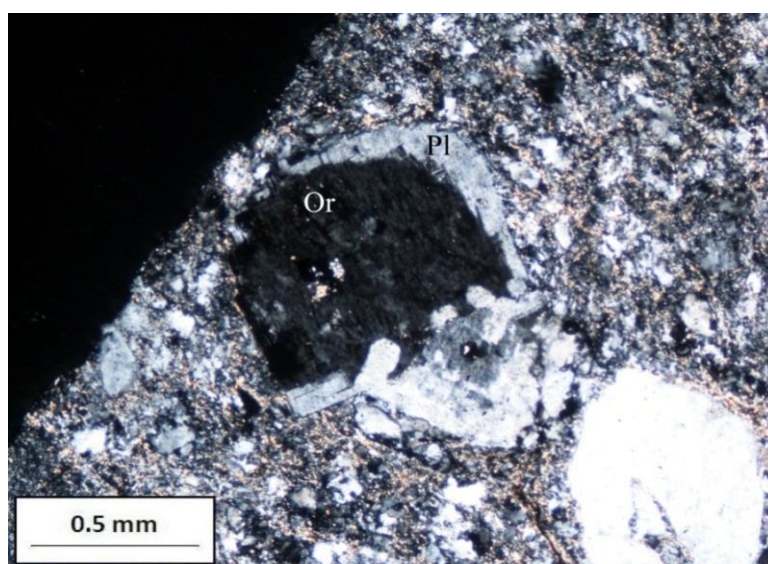
بافت‌های شاخص این سنگها عبارت است از: بافت پورفیریتیک با زمینه دانهریز و با جهت‌یافتگی ریز کانیه‌ها و بافت اسفرولیتیک.

فنوکریست: 44% این سنگهای آتشفشانی از کانیه‌های درشت زیر تشکیل شده‌اند: (1) 7% آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز) به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار، گاه با آثار خردشدگی؛ (2) 7% پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل



شکل 6. تصاویر میکروسکوپی (شرایط نوری PPL): A: متاریولیت برنورد دارای فنوکریست آلکالی‌فلدسپار و کوارتز در زمینه ریزدانه حاوی سریسیت تا حدودی جهت‌یابی شده. دگرسانی سریسیتی پلاژیوکلازها و حاشیه‌های مضرس آنها به‌وضوح قابل رؤیت است. B: متاریوداسیت برنورد متشکل از فنوکریستهای پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز در زمینه‌ای حاوی ریزبلورهای آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و نیز اسفرولیت‌های محصول هم‌رشدی ارتوکلاز و کوارتز. Qz: کوارتز، Afl: آلکالی‌فلدسپار، Sc: سریسیت، Sa: سانیدین

**Fig. 6.** Microscopic photos (in PPL): A) The Bornaward metarhyolite (in PPL) with alkali-feldspar and quartz phenocrysts in matrix with somewhat oriented sericite. Altration of plagioclases to sericite and their ridged margins is clearly visible. B) The Bornaward metarhyodacite contains of quartz, sanidine and plagioclase phenocrysts in matrix containing of fine crystals of alkali-feldspar, quartz, plagioclase microliths and also spherulitic intergrowth of orthoclase and quartz. Qz = Quartz, Afl = Alkali-felspar, Sc = Sericite, Sa = Sanidine.



شکل 7. تصویر میکروسکوپی (در شرایط نوری PPL) متاریوداسیت برنورد نشان‌دهنده یک فنوکریست ارتوکلاز در وسط و بلورهای پلاژیوکلاز رشد کرده در اطراف آن، Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز.

**Fig. 7.** Microscopic photo (in PPL) of Bornaward metarhyodacite shows an orthoclase phenocryst (dark) in middle and plagioclase around of it. Pl = Plagioclase, Or = Orthoclase.



## ژئوشیمی

## ژئوشیمی اکسیدهای اصلی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی 12 نمونه از متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد در جدول 1 نشان داده شده است. گستره اکسید سیلیسیوم در این سنگها از 69/6% تا 76/9% است. مجموع  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  این سنگها از 4/47 تا 9/40 درصد وزنی، نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در این سنگهای آتشفشانی از 0/002 تا 4/96 و اندیس آگپائیتیک<sup>1</sup> ((K+Na/Al, atomic) از 0/49 تا 1/33 در تغییر است. مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  نیز از 0/01 تا 7/47 درصد وزنی در تغییر است. بنابراین، غالب سنگهای آتشفشانی منطقه در سری کالک‌آلکان و کالک‌آلکان با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل 8). علاوه بر این، بر اساس اندیس شانند ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ )، این سنگها بالای شاخص 1/1 قرار گرفته و بنابراین، پرآلومین<sup>2</sup> است (شکل 9) و در محدوده گرانیتهای تیپ S قرار می‌گیرند (Chappell and White, 2001). لازم به ذکر است؛ رخداد دگرگونی درجه پایین بر روی سازندهای سنگی منطقه از جمله توده‌های نفوذی و متعاقب آن رویدادهای متاسوماتیزم و دگرسانی کانیها، می‌تواند تا حدودی بر روی شیمی سنگها، تأثیرگذار باشد. به لحاظ ترکیب سنگهای ولکانیکی و تفکیک توده‌های S از I، از نمودار  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  استفاده شده است (Sylvester, 1998). بیشتر سنگهای آتشفشانی منطقه برنورد در محدوده S قرار می‌گیرند (شکل 10).

اکسیدهای تیتانیوم، آهن، منگنز، منیزیم، کلسیم و فسفر در برابر افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش نشان می‌دهند؛ در حالی که  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  هم‌روند با  $\text{SiO}_2$  افزایش می‌یابند. روند افزایش و کاهش این عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  تقریباً آرام و نرم است و می‌تواند بر این موضوع دلالت داشته باشد؛ که فرآیند اصلی در تکامل ماگمایی ممکن است تفریق بلوری باشد.

در مراحل نخستین تبلور در ساختمان کانیهای فرومنیزین مصرف شده است، بنابراین با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار آن کاسته می‌شود. در سنگهای متاریولیت-ریوداسیت‌های تکتار این روند به خوبی قابل مشاهده است و با کاهش مقدار کانیهای فرومنیزین در سنگهای اسیدی سازگاری نشان می‌دهد. نمودار تغییرات  $\text{CaO}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نیز بیانگر روند

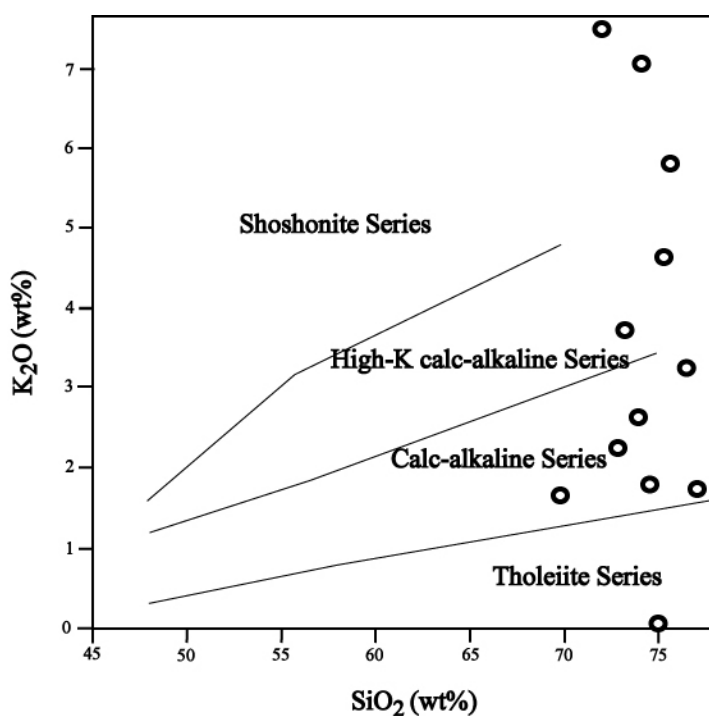
کاهشی است، زیرا  $\text{CaO}$  در مراحل اولیه انجماد در ساختمان کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز با درصد آنورتیت بالاتر وارد شده است و روند کاهشی  $\text{CaO}$ ، با گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلبیت بیشتر در سنگهای اسیدی مطابقت دارد. با توجه به وجود اسفن به‌ویژه در سنگهای آتشفشانی منطقه مقداری  $\text{CaO}$  نیز در ساختمان این کانی شرکت نموده است. روند تغییرات  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{SiO}_2$ ، باز هم یک روند کاهشی است. این روند تقریباً مشابه تغییرات  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  است. دلیل این تشابه، ویژگیهای ژئوشیمیایی مشابه عناصر  $\text{Fe}$  و  $\text{Ti}$  است (شعاع یونی آنها به یکدیگر نزدیک است) که سبب شرکت تیتانیم در ساختمان کانیهای آهن‌دار می‌شود.

روند تغییرات عناصر آلکان در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، روندی کاملاً صعودی است؛ که با روند عادی تبلور و افزایش میزان آلبیت در سنگهای اسیدی و تبلور آلکالی‌فلدسپار سازگار است. البته عامل پراکندگی بعضی نمونه‌ها می‌تواند نتیجه نسبت متفاوت هضم پوسته و یا آلودگی ماگما، به میزان متفاوت با سنگهای هم‌پر در مسیر جای‌گزینی توده‌ها و تا حدی نیز دگرسانی باشد.

با توجه به جانمایی 12 نمونه از سنگهای آتشفشانی منطقه برنورد، بر اساس نسبت کل آلکالی‌ها به سیلیس بر روی نمودار TAS (Middlemost, 1994)، اغلب نمونه‌ها داخل محدوده ساب‌آلکان و تعدادی نیز در محدوده آلکان قرار گرفته‌اند. از نظر گروه سنگی، تمام نمونه‌ها در گروه سنگی ریولیت و یک نمونه ترکیب داسیتی نشان می‌دهد (شکل 11).

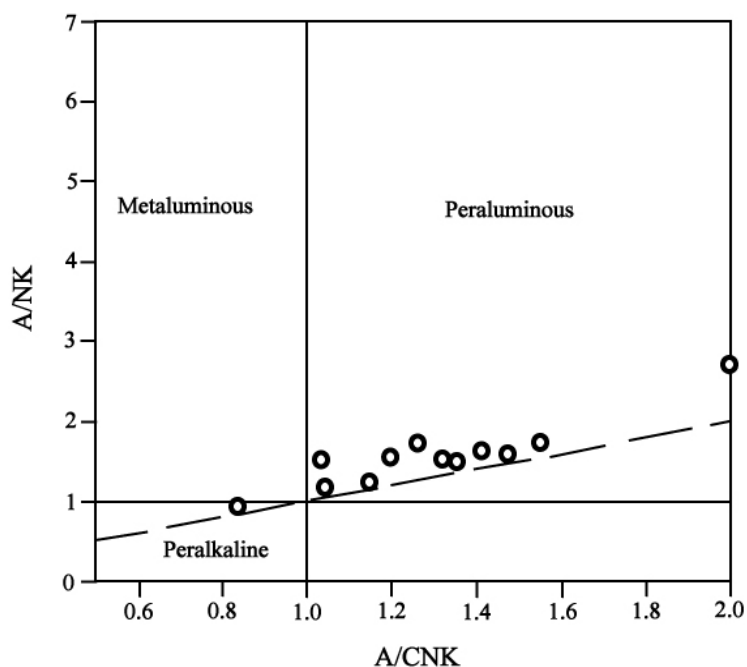
## ژئوشیمی عناصر فرعی و جزئی

بیشترین مقدار L.O.I برابر 2/93% مربوط به نمونه BKCh-225 است؛ که نشان‌دهنده حداکثر تأثیر دگرسانی بر روی آن بوده است. سدیم، پتاسیم و LFSE از جمله عناصر متحرک در طی دگرسانی هیدروترمالی هستند (Humphris and Thompson, 1978) در حالی که عناصر HFSE و REE معمولاً در این شرایط، غیرمتحرک باقی می‌مانند (Pearce, 1979; Wood et al., 1975). در سنگهای فلسیک از جمله ولکانیک‌های متاریولیتی-ریوداسیتی منطقه برنورد، با افزایش سیلیس، کاهش  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  مشاهده می‌شود.



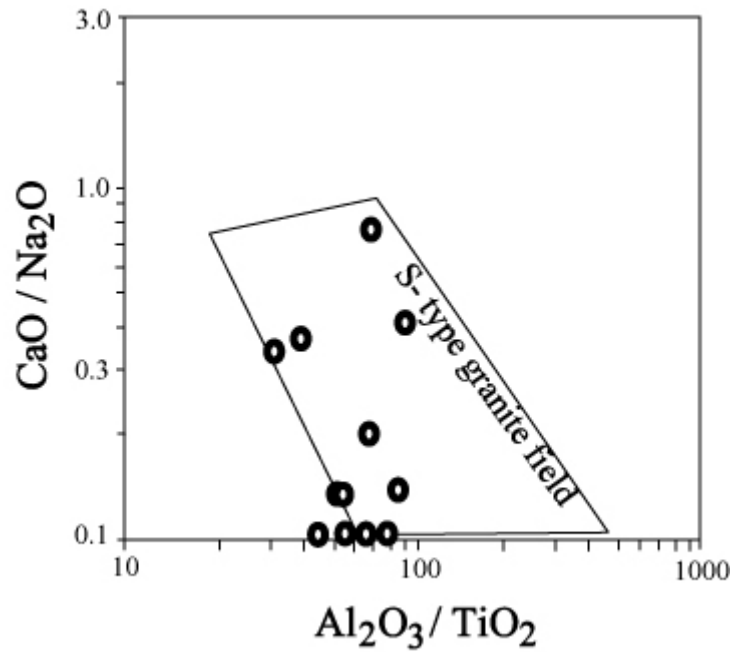
شکل 8. نمودار تغییرات  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  برای تفکیک دسته‌های تولئیتی، کالک‌آلکان، کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی سنگهای متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد (Peccerillo and Taylor, 1976)

**Fig. 8.** Variation diagram of  $K_2O$  vs  $SiO_2$  to existence of Tholeiitic, Calc-alkaline, High K-calc-alkaline and Shoshonite series of Bornaward metarhyolite-rhyodacite rocks (Peccerillo and Taylor, 1976)



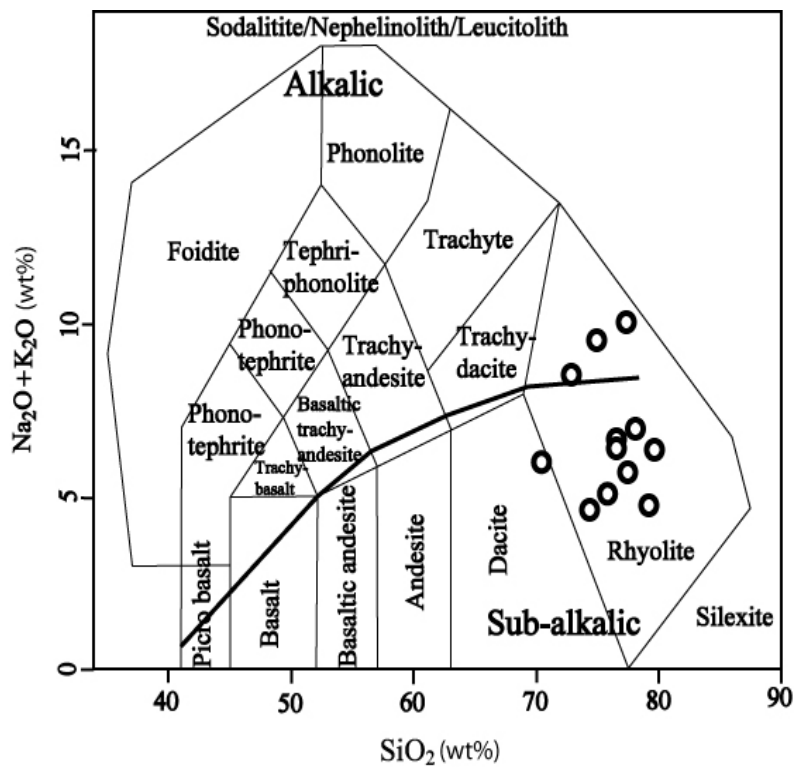
شکل 9. مؤلفه‌های مولی A/NK در برابر A/CNK و تفکیک محدوده‌های پرآلومین، متآلومین و پرآلکان سنگهای متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد (Chappell and White, 2001)

**Fig. 9.** A/NK vs A/CNK and separation of Peraluminous, Metaluminous and Peralkaline fields of Bornaward metarhyolite-rhyodacite rocks (Chappell and White, 2001)



شکل 10. قرارگیری متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه برنورد در محدوده S-type granite نمودار  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (Sylvester, 1998)

Fig. 10. Setting of the Bornward metarhyolite- rhyodacites in the S-type granites field on  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  diagram (Sylvester, 1998).



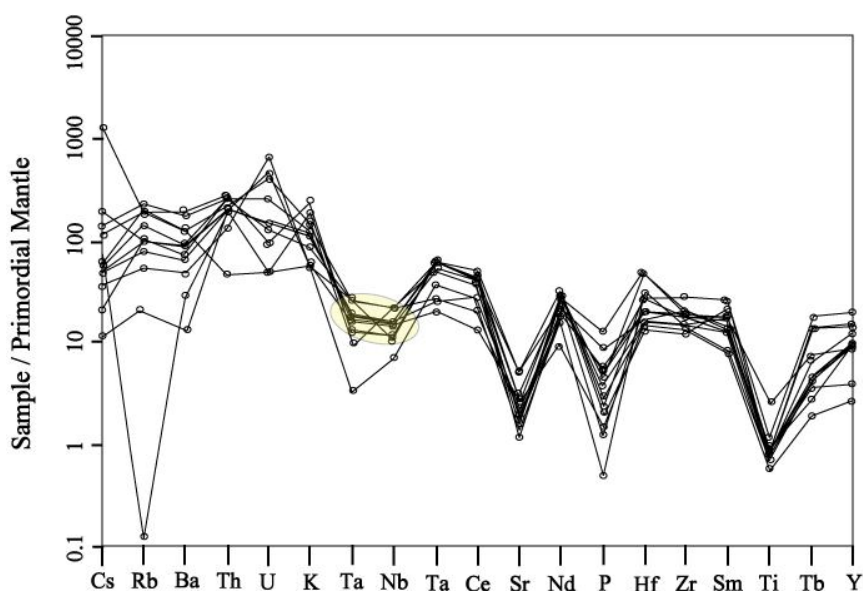
شکل 11. موقعیت سنگهای ولکانیکی منطقه برنورد (تکنار) بر روی نمودار TAS (Middlemost, 1994).

Fig. 11. Plot of the Bornward volcanic rocks (Taknar) on TAS diagram (Middlemost, 1994).

سنگها، 2/21 است (جدول 1). با توجه به تحرک نداشتن عناصری از قبیل Zr و Y در مدت زمان دگرسانی هیدروترمالی، می‌توان به‌عنوان عاملهایی مناسب برای فرایندهای پتروژنی استفاده کرد. در این ارتباط، از نسبت Zr/TiO<sub>2</sub> و آنومالیهای عناصر Nb و Ta به‌منظور گروه‌بندی متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه بهره گرفته شده است (Barrie et al., 1993; Gaboury and Pearson, 2008). بر اساس داده‌های به‌دست آمده، مقدار عددی نسبت Zr/TiO<sub>2</sub> متاریولیت- ریوداسیت‌های برنورد (به استثنای نمونه BKCh- 12) بالاست (686-1400). همچنین، بیشتر این سنگها از آنومالی‌های صاف و هموار عناصر Ta و Nb برخوردارند. این ویژگیها نشان‌دهنده ارتباط متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه برنورد با کانی‌سازیهایی سولفید توده‌ای است. با توجه به ویژگیهای ماگماتیسم سری کالک‌آلکان و با در نظر گرفتن نسبتهای پایین Sr/Y (0/39 تا 6/2) و همچنین La/Yb (3/72 تا 15/38) و غلظت میانگین بالای عناصر Y (49/63 ppm) و Yb (4/08 ppm) در تمامی سنگهای آتشفشانی منطقه برنورد، سنگهای مورد نظر در نمودارهای متمایز کننده دسته‌های ماگمایی در محدوده سری کالک‌آلکان نرمال قرار می‌گیرند.

این شرایط بیانگر تبلور جزء به جزء<sup>1</sup> آلیت- الیگوکلاز، پتاسیم فلدسپار، آپاتیت و به مقدار کم اکسیدهای Ti-Fe است. بنابراین، اختصاصاً از عناصر غیرمتحرک مانند HFSE (Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Hf and Th) و REE (La و Yb) برای تشخیص نزدیکی ماگمایی و پتروژنز و همچنین تمایز بین نوعهای مختلف متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه از نظر خنثی یا باردار بودن آنها و وابستگی یا نبود ارتباط با کانی‌سازی، استفاده می‌شود (Hart et al., 2004). عناصر ناسازگار دارای توانایی یونی پایین و متحرک LILE نظیر Ba, K, Rb, Cs به‌همراه Th در نمودارهای به‌هنجار شده سنگهای آتشفشانی منطقه مورد بررسی غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل 12). در حالی‌که عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیرمتحرک Nb تا Yb به نسبت فراوانی پایینی دارند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار La, Rb, Th, K و آنومالی منفی عناصر Sr, Nb, Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است (Thuy et al., 2004).

اطلاعات ژئوشیمیایی توده‌های متاریولیتی- ریوداسیتی منطقه برنورد، می‌تواند نتایج پتروژنی مفیدی در اختیار قرار دهد. سنگهای آتشفشانی موجود در منطقه برنورد، میزان بالایی از Zr (309/5 - 127/5 ppm) و Hf (17/29 - 4/4 ppm) را نشان می‌دهند. همچنین، میانگین نسبت Ga/Al در این



شکل 12. نمودار فراوانی عناصر جزئی و کمیاب متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه برنورد به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Wood et al., 1979).

**Fig. 12.** Trace and minor elements frequency diagram of the Bornaward metarhyolite-rhyodacites normalized to primitive mantle (Wood et al, 1979) .

## ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE)

متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه از نظر فراوانی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (10/37- $(La/Yb)_N = 2/51$  و  $La_N = 46/45 - 148/84$ ). معمولاً هورنبلند در مذابهای فلسیک ممکن است غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE نشان دهد (Hart et al., 2004). در همین رابطه، عنصر Eu آنومالیهای منفی نشان می‌دهد (Eu/Eu\* = 0/07 - 0/71). در این ارتباط، بیشترین آنومالی منفی Eu مربوط به نمونه BKCh-198 است (شکل 13). آنومالی منفی Eu در اثر جدا شدن فلدسپات از مذاب فلسیک یا توسط تفریق بلوری در حین تبلور ماگما و یا به علت ذوب‌بخشی (که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند) صورت می‌گیرد؛ زیرا این عنصر در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است.  $Eu^{2+}$  می‌تواند جای‌گزین  $Ca^{2+}$  و تا حدود زیادی جانشین  $Str^{2+}$  در شبکه پلاژیوکلازها و دیگر سیلیکات‌ها شود (Wilson, 1989).

مجموع REE در این نمونه‌ها از 76/90 تا 245/76 متغیر است. معمولاً در کانیهای آپاتیت، زیرکن و اسفن، تمرکز بالایی از عناصر Sm و Nd را می‌توان دید. در متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه برنورد پیش‌بینی می‌شود، این کانیها انتقال‌دهنده‌های اصلی REE باشند، به دلیل این‌که معمولاً هم‌بستگیهای مثبتی بین  $REE-TiO_2$ ،  $REE-Zr$  و  $REE-P_2O_5$  دیده می‌شود. این ویژگیها، برای عناصر نادر خاکی ممکن است نشان‌دهنده تکامل ماگمایی باشد که غالباً توسط تبلور جزء به جزء کنترل می‌شود.

روند موازی در الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های آتشفشانی منطقه، بیانگر تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آنهاست. بر اساس شکل 13، به‌طور کلی مقدار REE سنگهای مورد بررسی بالاست. نتایج بررسی این عناصر در مجموعه نمونه‌ها با نتایج بررسیهای پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، سازگاری خوبی را نشان می‌دهد.

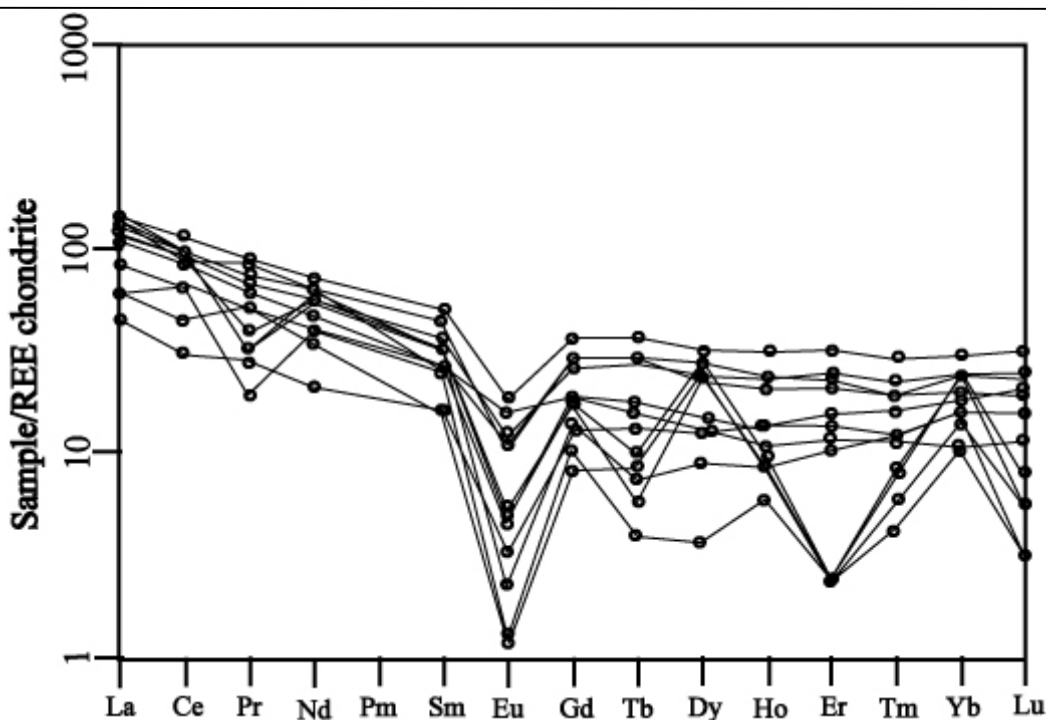
در بررسیهای پتروگرافی، دیده شد که کانیهای آپاتیت و اسفن از کانیهای فرعی و نسبتاً مهم متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه محسوب می‌شوند و آپاتیت و اسفن کانیهای غنی از REE هستند که عمدتاً میزان بالای LREE را در خود متمرکز می‌کنند. بدین ترتیب، تمرکز نسبتاً بالای REE به ویژه LREE در این سنگها، مرتبط با تمرکز این کانیهاست. به

عقیده کامپونزو و همکاران (Kampunzu et al., 2003)، الگوی HREE مسطح در این سنگها و محتوای بالای Y و Yb می‌تواند بیانگر نبود گارنت در سنگهای منشأ باشد؛ چرا که عناصر Y و Yb وارد شبکه گارنت شده و حضور گارنت و تفریق آن باعث تهی‌شدگی عناصر HREE می‌شود. البته باید گفت که در کل عناصر HREE نسبت به LREE در این نمودار تمرکز پایین‌تری دارند که می‌تواند تا حدی بر اثر عواملی مانند درجه پایین ذوب‌بخشی، وجود گارنت باقی‌مانده در سنگ منشأ و آلودگی ماگما به وجود آید. هاسکین و همکاران (Hoskin et al., 2000) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادرخاکی را که ناشی از تهی‌شدگی MREE است به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت داده‌اند که این موضوع در مورد سنگهای مورد بررسی صادق است.

عنصر Eu در نمونه‌های مورد بررسی یک آنومالی منفی نشان می‌دهد. به عقیده کراسکف و بیرد (Krauskopf and Bird, 1995)، هنگامی که پلاژیوکلاز از یک ماگمای مافیک متبلور می‌شود، مقدار قابل توجهی Eu را از مایع جذب می‌کند. در کل، آنومالی منفی Eu در سنگهای مورد بررسی، عمدتاً در اثر تفریق پلاژیوکلاز در حین تبلور ماگما صورت می‌گیرد (Tepper et al., 1993). اما آنومالی منفی Eu در سنگهای گرانیتوئیدی مورد بررسی تا حدودی می‌تواند به دلیل حضور مقداری پلاژیوکلاز در این سنگها و در نتیجه جانشینی آن به جای یون Sr و Ca باشد.

بنا بر پیشنهاد وو و همکاران (Wu et al., 2003)، آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با آنومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می‌شود. بر این اساس، در نمونه‌های مورد نظر، تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم همراه با هم، عامل مهمی در تحول ماگمایی سنگهای مورد نظر به حساب می‌آیند. از طرفی، تفریق پلاژیوکلاز باعث کاهش Sr و افزایش آنومالی منفی Eu در طول تبلور ماگما می‌شود.

بنابر پیشنهاد تانکوت و همکاران (Tankut et al., 1998)، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی منفی Eu، بیانگر اهمیت نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل این سنگهاست.



شکل 13. نمودار به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی (REE) نسبت به کندریت برای متاریولیت- ریوداسیت‌های برنورد (Boynton, 1984)

Fig. 13. Normalized diagram of REE vs. Chondrite for the Bornaward metarhyolite- rhyodacites – (Boynton, 1984)

متاریولیت‌های تکنار و سن کانسار ماسیو سولفید تکنار مشخص شد و سن پرکامبرین بالایی (نئوپروتروزوئیک (Ediacaran)) برای آنها به‌دست آمد.

#### بررسی ایزوتوپهای Sr-Nd

پنج نمونه از سنگهای متاریولیتی- ریوداسیتی مرکز زون تکنار (منطقه برنورد) برای ایزوتوپهای استرانسیم و نئودیمیم تجزیه شیمیایی شدند که نتایج آن در جدولهای 3 و 4 ملاحظه می‌شود. نسبت  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  این نمونه‌ها بر اساس تجزیه کل سنگ و سن 552 میلیون سال، در بازه 0/112 تا 0/149 قرار گرفته است. میزان نسبتهای  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه نمونه‌های متاریولیتی- ریوداسیتی منطقه برنورد، به‌ترتیب در گستره 0/688949 تا 0/723435 و 0/511701 تا 0/511855 مشخص شده است. ایزوتوپهای Sm و Nd در پوسته قاره‌ای توسط فرآیندهای دگرگونی یا رسوبی به‌مقدار زیادی تفریق نیافته است و نسبت مادر/نوزاد حفظ می‌شود. Sm-Nd تحت شرایط گرمایی غیرمتحرک بوده و ترکیب ایزوتوپی آنها، نسبتهای واقعی سنگ یا ماگمای دخیل در فرآیندهای پتروژنیک خاص را منعکس می‌کند.

#### سن سنجی (ژئوکرونولوژی) زیرکن (U-Pb)

بررسی زیرکن‌های انتخاب شده با میکروسکپ بینوکولار، بیانگر این است که اغلب آنها شفاف، خودشکل و سالمند (شکل 14) و دارای رنگهای صورتی تا زرد و کمی متمایل به قرمز هستند. طول غالب زیرکن‌های مورد بررسی در گستره 40 تا 70 میکرون قرار می‌گیرد. آنالیز دانه‌های زیرکن نشان می‌دهد که مقدار اورانیوم (U) از 63 تا 1052 ppm و مقدار توریم (Th) از 30 تا 915 ppm متغیر است. همچنین نسبت U/Th در گستره 0/9 تا 2/6 قرار می‌گیرد (جدول 2).

نتایج آنالیز شیمیایی اورانیوم- سرب بر روی 16 نقطه از مرکز و 28 نقطه از حاشیه زیرکن‌های انتخاب شده از یک نمونه متاریولیت منطقه برنورد (مرکز زون تکنار) به شماره BKCh- 103 به‌منظور اندازه‌گیری ایزوتوپهای U-Th-Pb در جدول 2 فهرست شده است. سن این سنگهای متاریولیتی- ریوداسیتی که به نوعی سنگ میزبان کانسار پلی‌متال (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) ماسیو سولفید تکنار نیز محسوب می‌شوند (Karimpour and MalekzadehShafaroudi, 2005) به 4/73، -6/62 (به 552/23 میلیون سال قبل مربوط می‌شود (شکل 15)). بر اساس این داده‌های بسیار دقیق، برای اولین بار سن مطلق

جدول 1. ترکیب شیمیایی متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه برنورد

Table 1. Chemical composition of the Bornaward metarhyolite- rhyodacites

Sample No.	BKCh-12	BKCh-67	BKCh-79	BKCh-103	BKCh-138
Longitude	57° 50' 27.4"	57° 45' 55.6"	57° 45' 51.9"	57° 46' 3.8"	57° 50' 9.2"
Petrology	Rhyolite	Rhyodacite	Rhyolite	Rhyodacite	Rhyolite
Major Oxides (% wt)					
SiO <sub>2</sub>	69.6	76.9	71.8	74.7	73.4
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.14	0.24	0.3	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.49	11.09	13.39	11.47	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.92	2.04	2.97	5.01	3.83
MnO	0.13	0.05	0.02	0.11	0.08
MgO	2.84	0.47	0.95	0.82	1.28
CaO	1.43	0.35	0.3	1.15	0.59
Na <sub>2</sub> O	4.19	4.30	0.36	3.07	0.75
K <sub>2</sub> O	1.64	1.74	7.47	1.8	3.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.12	0.26	0.05	0.06
L.O.I	1.82	2.47	2.08	1.33	2.03
Total	99.91	99.67	99.84	99.81	99.90
Trace elements (ppm)					
Ba	354	219	1469	478	692
Cs	0.7	1.48	2.16	0.9	1.0
Ga	15.2	11.88	19.13	17.5	16.1
Hf	6.1	7.15	16.7	9.5	5.9
Nb	9.2	4.21	7.30	13.6	9.9
Rb	46.7	0.1	160	65.2	121.8
Sr	126.1	48.21	44.56	114.4	27.5
Ta	0.7	0.14	0.55	1.1	0.8
Th	13	18.32	28.02	19	24
V	95	13.56	22.51	61	48
Zr	228.2	196	214	309.5	166.4
Y	42	13.34	19.61	97	71
La	34.5	26.20	46.14	45.1	36.2
Ce	68.1	52.92	81.46	95.4	75.9
Pr	7.54	2.37	3.99	10.83	8.48
Nd	28.9	24.23	37.15	44.1	34.2
Sm	5.37	5.00	6.53	9.98	7.21
Eu	1.19	0.09	0.17	1.34	0.88
Gd	4.86	2.80	3.69	9.49	6.88
Tb	0.76	0.19	0.36	1.80	1.31
Dy	4.24	1.20	2.91	10.41	7.66
Ho	0.77	0.45	0.63	2.23	1.67
Er	2.46	0.5	0.51	6.65	5.31
Tm	0.38	0.14	0.19	0.96	0.73
Yb	2.30	2.26	3.00	6.47	5.06
Lu	0.38	0.1	0.17	1.00	0.79
ΣREE	161.75	118.45	186.90	245.76	192.28
(La/Yb) <sub>N</sub>	10.11	7.82	10.37	4.70	4.82
La <sub>N</sub>	111.29	84.52	148.84	145.48	116.77
Eu/Eu*	0.71	0.07	0.11	0.42	0.38

ادامه جدول 1. ترکیب شیمیایی متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه برنورد

Table 1 (Continued). Chemical composition of the Bornaward metarhyolite- rhyodacites

Sample No.	BKCh-177	BKCh-180	BKCh-195	BKCh-198	BKCh-225
Longitude	57° 48' 25"	57° 48' 6.1"	57° 47' 40.4"	57° 47' 27.7"	57° 49' 51.2"
Petrology	Rhyodacite	Rhyodacite	Dacite	Rhyodacite	Rhyolite
<b>Major Oxides (% wt)</b>					
SiO <sub>2</sub>	76.7	73.9	75.7	75.4	74.3
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.23	0.24	0.2	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.96	11.52	10.6	13.03	11.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	2.91	1.6	2.29	4.24
MnO	0.03	0.04	0.08	0.13	0.03
MgO	0.34	0.78	0.2	0.60	0.48
CaO	0.28	0.23	0.3	0.37	0.36
Na <sub>2</sub> O	3.43	1.89	3.6	1.77	3.00
K <sub>2</sub> O	3.27	7.09	5.8	4.63	2.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.09	0.01	0.03	0.1
L.O.I	1.09	1.15	1.85	1.42	2.93
Total	99.88	99.74	99.98	99.87	99.41
<b>Trace elements (ppm)</b>					
Ba	656	1312	949.5	931	544
Cs	0.4	2.58	25.3	1.1	3.57
Ga	12.4	17.80	16.5	16.6	14.67
Hf	4.7	17.29	11.2	5.1	9.56
Nb	8.4	6.93	13.2	8.7	6.46
Rb	87.8	197	176.1	170.0	86.15
Sr	70.8	60.22	41.6	63.9	48.34
Ta	0.7	0.57	0.4	0.9	1.11
Th	20	24.95	4.4	21	24.73
V	43	18.06	10.0	47	14.34
Zr	134.9	196	164.7	150.2	188
Y	74	51.59	44.8	62	45.50
La	43.0	43.71	19.2	14.4	38.13
Ce	73.4	79.26	37.6	25.2	76.38
Pr	10.16	3.90	6.4	3.49	4.73
Nd	38.6	32.31	21.1	13.0	32.41
Sm	8.71	6.22	3.0	3.21	6.47
Eu	0.78	0.36	0.1	0.24	0.39
Gd	7.39	4.48	2.2	3.30	4.75
Tb	1.39	0.28	0.4	0.65	0.47
Dy	7.29	9.40	8.0	4.04	9.30
Ho	1.51	0.71	0.59	1.00	0.75
Er	4.46	0.5	2.2	3.30	0.5
Tm	0.64	0.25	0.4	0.53	0.27
Yb	4.20	5.06	3.4	3.87	5.22
Lu	0.63	0.17	0.1	0.67	0.24
ΣREE	202.16	186.61	104.69	76.90	180.01
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.90	5.82	3.81	2.51	4.92
La <sub>N</sub>	138.71	141.00	61.94	46.45	123.00
Eu/Eu*	0.30	0.21	0.12	0.23	0.22



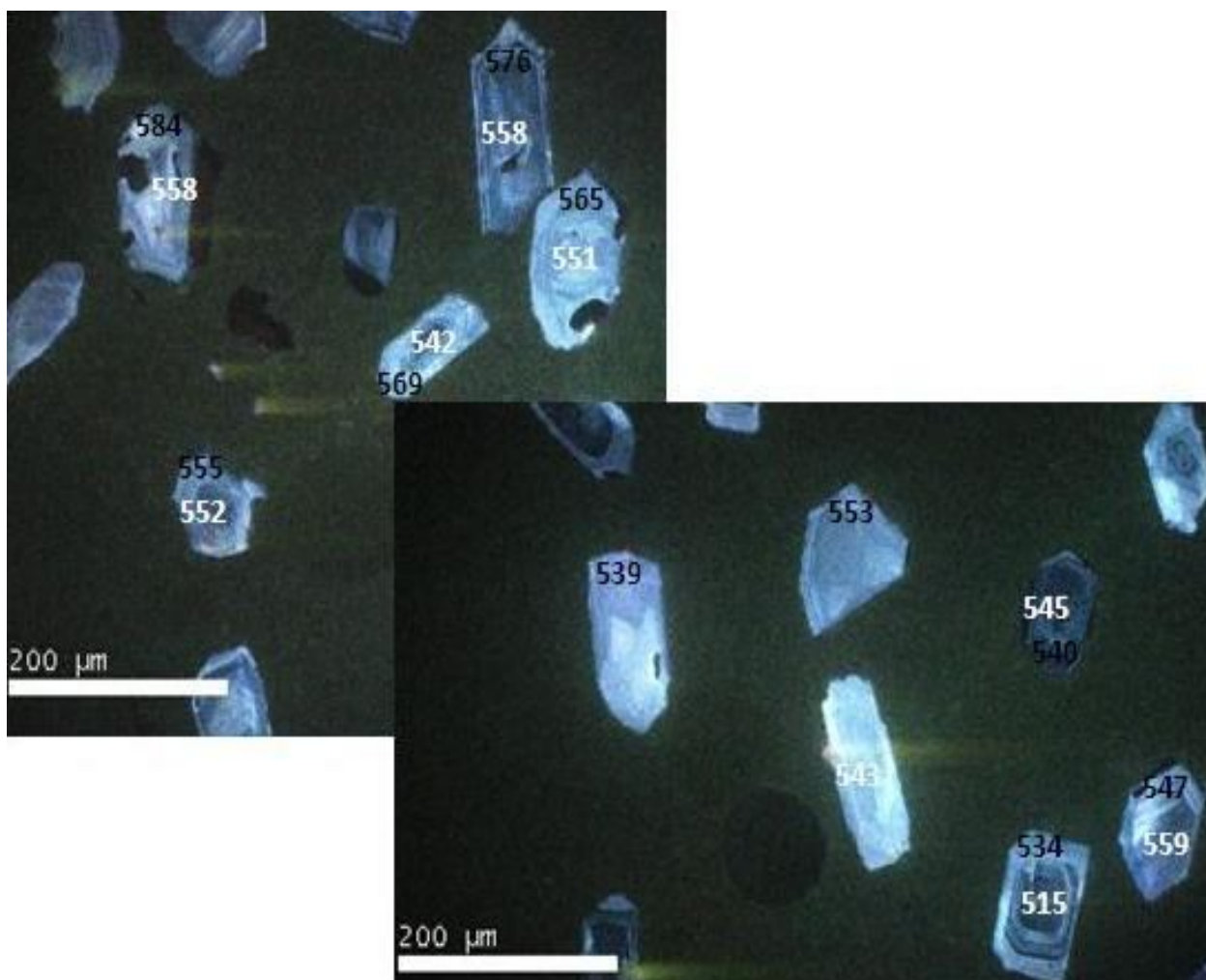
ادامه جدول 1. ترکیب شیمیایی متاریولیت- ریوداسیت‌های منطقه برنورد

**Table 1 (Continued).** Chemical composition of the Bornaward metarhyolite- rhyodacites

Sample No.	TK 3-5	TK 3-9
Longitude	57° 46' 34"	57° 46' 7.6"
Petrology	Rhyolite	Rhyolite
<b>Major Oxides (% wt)</b>		
SiO <sub>2</sub>	75.02	73.42
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.23	13.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	1.66
MnO	0.03	0.06
MgO	0.01	0.52
CaO	1.91	0.53
Na <sub>2</sub> O	4.53	3.64
K <sub>2</sub> O	0.01	2.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07
L.O.I	2.08	1.41
Total	96.62	96.83
<b>Trace elements (ppm)</b>		
Ba	129	634
Cs	0.2	0.8
Ga	12.1	14.9
Hf	4.4	5.5
Nb	10.2	11.1
Rb	19.6	90.2
Sr	55.4	36.4
Ta	0.8	0.9
Th	15.3	18.4
V	9	10
Zr	127.5	146.5
Y	26.2	48.5
La	20.6	34.7
Ce	48.8	76.9
Pr	5.81	9.19
Nd	21.7	35
Sm	4.77	7.58
Eu	0.41	0.78
Gd	4.39	7.47
Tb	0.81	1.42
Dy	4.68	8.75
Ho	0.97	1.72
Er	2.84	4.96
Tm	0.4	0.64
Yb	3.25	4.89
Lu	0.5	0.71
ΣREE	119.93	191.71
(La/Yb) <sub>N</sub>	4.27	4.78
La <sub>N</sub>	66.45	111.94
Eu/Eu*	0.27	0.41

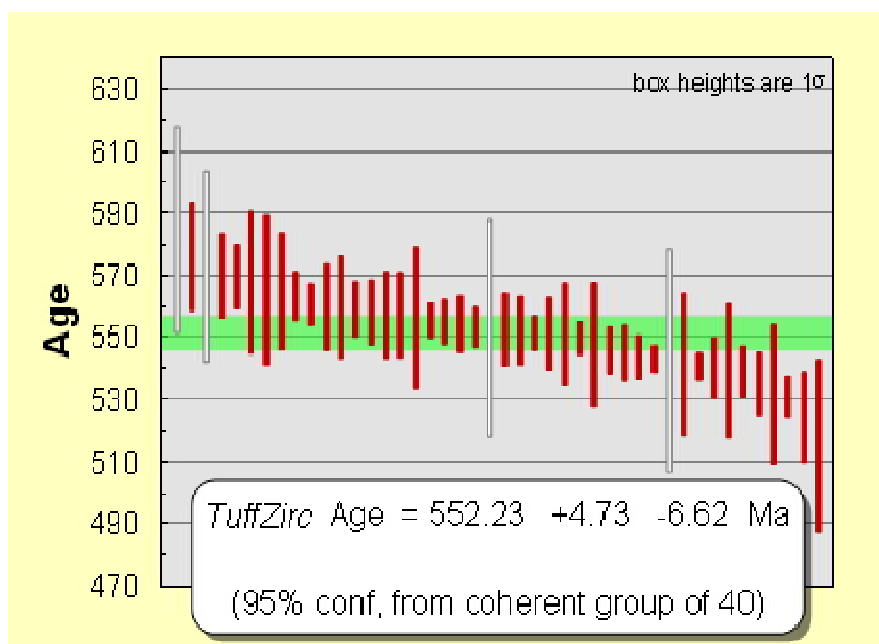
حالی که بیشتر سنگهای پوسته در ربع غنی‌شده سمت راست پایین قرار می‌گیرند (DePaolo and Wasserburg, 1979). مقدار عددی نسبت  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  و  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  و همچنین میزان منفی  $\epsilon\text{Nd}(552)$  (جدول 3) متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد بیانگر آن است؛ که تولید چنین گدازه‌هایی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آرایش نسبت داده شود (Hu et al., 2000; Xua et al., 2005). نسبت Nd/La این نمونه‌ها در بازه 0/74 تا 1/1 متغیر است.

از طرف دیگر، Sr تحت شرایط گرمایی نسبتاً غیرمتحرک است؛ اما Rb تحرک خیلی بیشتری دارد. Sr و Rb به‌راحتی از هم جدا می‌شوند، بنابراین تفریق زیادی بین پوسته و گوشته وجود دارد که سبب تسریع در تکامل ایزوتوپی پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته می‌شود (Rollinson, 1993). بدین‌منظور از نمودار همبستگی ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه در مقابل  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه برای موقعیت تکتونیکی و منشأ متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد استفاده شد (شکل 16). موقعیت ایزوتوپی متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه بر روی این نمودار جانمایی شده است. بیشتر منابع گوشته غیر غنی‌شده، در مربع بالایی سمت چپ قرار می‌گیرند، در



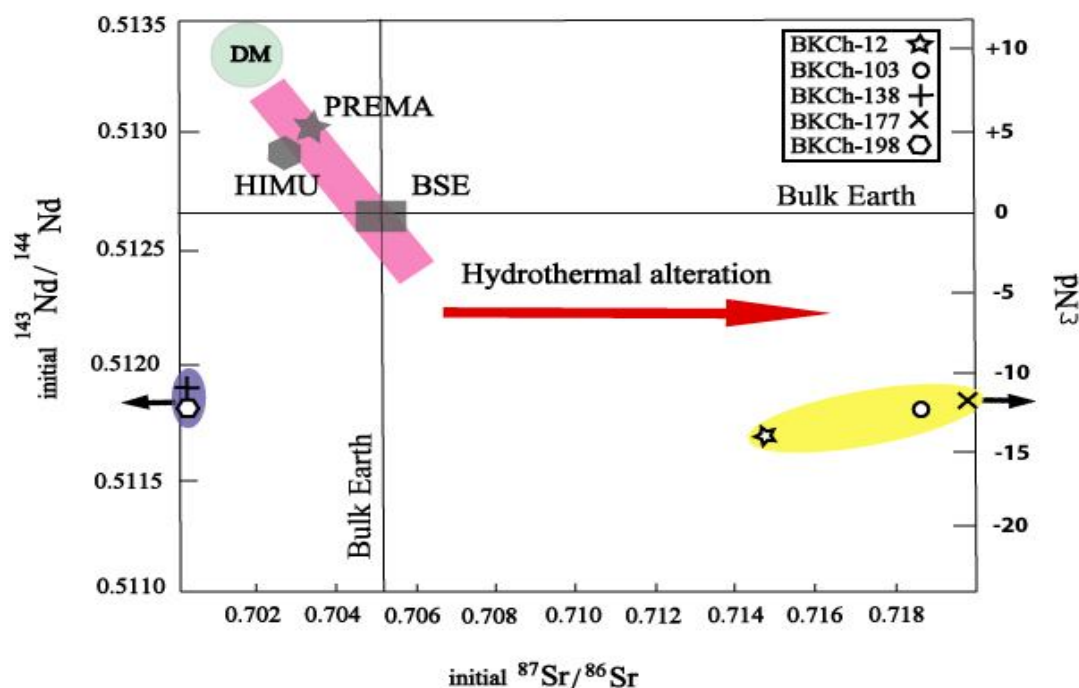
شکل 14. تصاویر کاتودولومینسانس دانه‌های زیرکن متاریولیت برنورد. تعدادی از سن‌های به‌دست آمده از مرکز (اعداد با رنگ سفید) و حاشیه (اعداد با رنگ سیاه) زیرکن‌ها مشخص شده است.

**Fig. 14.** Cathodoluminescence photos of the zircon grains of Bornaward metarhyolite. Calculated some ages have defined from center (white numbers) and margins (black numbers) of zircons.



شکل 15. نمودار TuffZirc برای محاسبه تعیین سن متاریولیت‌های منطقه برنورد بر پایه آنالیز 44 نقطه از دانه‌های زیرکن که به روش اورانیوم-سرب سن‌سنجی شده است.

**Fig. 15.** TuffZirc diagram for calculation of the Bornaward metarhyolites age based on 44 points of zircon grains the method dating U-Pb.



شکل 16. نمودار همبستگی ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه در مقابل  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه و  $\epsilon\text{Nd}$  و موقعیت متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد با علامت دایره‌های قرمز رنگ. در این نمودار موقعیت نسبی منشأ گوشته تهی شده<sup>1</sup> (DM) نشان داده شده است. BSE: کل زمین سیلیکاته<sup>2</sup> (Allegre et al., 1988), HIMU: گوشته دارای نسبت بالای  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ : ترکیب رایج غالباً مشاهده شده گوشته<sup>4</sup>

**Fig. 16.** Isotopic correlation diagram of  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  vs  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  and  $\epsilon\text{Nd}$  and situation of the Bornaward meta-rhyolite-rhyodacites with red circles. In the diagram has been shown relative situation of depleted mantle (DM) source. BSE: Bulk Silicate Earth (Allegre et al., 1988), HIMU: High Mantle U/Pb, PREMA: Prevalent Mantle Reservoir

1. Depleted Mantle
2. Bulk Silicate Earth
3. High Mantle U/Pb
4. Prevalent Mantle Reservoir

جدول 2. آنالیز اسپکترومتر جرمی اورانیوم-سرب 44 نقطه از مرکز و حاشیه زیرکن‌های متاریولیت منطقه برنورد

**Table 2.** Mass spectrometer analysis U-Pb of 44 points from center and margin the Bornward metarhyolite zircons

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	Age (Ma)	(.m.y) $\pm$
1R	83	32	2.6	8255	17.520	0.7353	0.0934	575.9	17.5
1C	1052	915	1.2	108717	17.191	0.7260	0.0905	558.6	8.7
2R	132	68	1.9	12858	16.993	0.7124	0.0878	542.6	35.9
2C	477	377	1.3	46229	17.121	0.7437	0.0923	569.4	10.3
3R	130	58	2.3	37765	16.768	0.7352	0.0894	552.1	11.0
4R	191	144	1.3	26540	18.050	0.6674	0.0873	540.0	9.7
4C	207	154	1.3	19249	17.689	0.6884	0.0883	545.6	7.4
5R	114	55	2.1	12050	17.788	0.7027	0.0906	559.4	13.9
6R	141	60	2.4	14739	16.683	0.7634	0.0923	569.6	13.3
6C	423	279	1.5	41768	17.276	0.7148	0.0895	553.0	6.4
7R	296	181	1.6	37954	17.652	0.7130	0.0913	563.2	7.7
7R'	277	171	1.6	20591	16.974	0.7145	0.0879	543.5	6.9
8R	319	198	1.6	29539	17.154	0.7224	0.0898	554.8	7.2
8C	343	362	0.9	35856	17.246	0.7115	0.0890	549.6	5.4
9R	414	265	1.6	25991	16.895	0.7343	0.0899	555.4	5.7
9C	336	207	1.6	28729	17.301	0.7129	0.0894	552.4	11.8
10R	145	118	1.2	21063	17.303	0.6848	0.0859	531.5	22.6
11R	340	228	1.5	88124	17.067	0.6987	0.0864	534.7	10.0
11C	126	95	1.3	815	17.547	0.6531	0.0831	514.8	27.7
12R	408	161	2.5	57761	17.160	0.7393	0.0920	567.5	22.9
13R	553	275	2.0	52626	17.044	0.7300	0.0902	557.0	13.9
13C	628	404	1.6	56449	17.072	0.7279	0.0901	556.4	22.7
14R	194	156	1.2	17756	17.027	0.7175	0.0886	547.3	19.7
14C	181	151	1.2	20170	17.460	0.7158	0.0906	559.4	16.4
15R	170	123	1.4	9456	17.012	0.7065	0.0871	538.8	8.1
15C	64	34	1.9	5215	15.415	0.8306	0.0928	572.5	30.6
16R	257	165	1.6	2108	16.235	0.7603	0.0895	552.8	34.9
17C	666	515	1.3	46741	16.721	0.7244	0.0878	542.8	4.3
18R	319	295	1.1	37783	16.675	0.7843	0.0948	584.2	33.0
18C	344	295	1.2	39264	16.896	0.7375	0.0903	557.8	10.2
19R	142	61	2.3	8340	17.685	0.6878	0.0882	545.1	8.8
20R	127	76	1.7	19150	17.090	0.7280	0.0902	557.0	13.8
21R	74	30	2.6	7184	16.698	0.7563	0.0916	565.0	23.9
21C	242	203	1.2	32023	16.086	0.7649	0.0892	551.0	11.7
22R	384	271	1.4	31435	17.389	0.7256	0.0915	564.5	18.5
23R	112	60	1.9	9368	17.348	0.6932	0.0872	539.1	21.5
24C	630	639	1.0	58027	17.039	0.7222	0.0892	551.2	5.6
25R	257	241	1.1	33026	16.936	0.7260	0.0891	550.7	16.1
27R	201	100	2.0	18215	16.808	0.7363	0.0897	554.2	9.3
28R	269	182	1.5	31747	17.229	0.6998	0.0874	540.4	4.1
29R	274	133	2.1	17486	17.081	0.6924	0.0857	530.5	6.4
29C	426	171	2.5	22357	17.102	0.6826	0.0846	524.0	14.4
30R	313	184	1.7	51521	16.458	0.7606	0.0908	560.3	6.5
31R	63	40	1.6	4095	18.328	0.6588	0.0875	541.2	23.0

## جدول 3. ترکیب ایزوتوپی Sm-Nd متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه برنورد

Table 3. Sm-Nd isotopic composition of the Bornaward metarhyolite-rhyodacites

Sample No.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m (2\sigma)$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_I$	$\epsilon\text{Nd}_{(552)}$	$T_{DM}$
BKCh-12	5.37	28.9	0.112	0.512107±0.000012	0.511701	-4.4	1.40
BHTh-103	10.22	44.83	0.138	0.512608±0.000008	0.511781	-6.98	1.53
BKCh-138	7.21	34.2	0.128	0.512315±0.000012	0.511855	-1.5	1.29
BKCh-177	38.6	8.71	0.136	0.512324±0.000013	0.511832	-1.9	1.41
BKCh-198	13.0	3.21	0.149	0.512387±0.000014	0.511849	-1.6	1.52

## جدول 4. ترکیب ایزوتوپی Rb-Sr متاریولیت - ریوداسیت‌های منطقه برنورد

Table 4. Rb-Sr isotopic composition of the Bornaward metarhyolite-rhyodacites

Sample No.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m (2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_I$
BKCh-12	46.7	126.1	1.07	0.722955±0.000019	0.714541
BHTh-103	65.2	114.4	1.78	0.732656±0.000009	0.718640
BKCh-138	121.8	27.5	12.9	0.790234±0.000027	0.688949
BKCh-177	87.8	70.8	3.60	0.751688±0.000020	0.723435
BKCh-198	170.0	63.9	7.73	0.754536±0.000020	0.693908

## پتروژنز و بحث

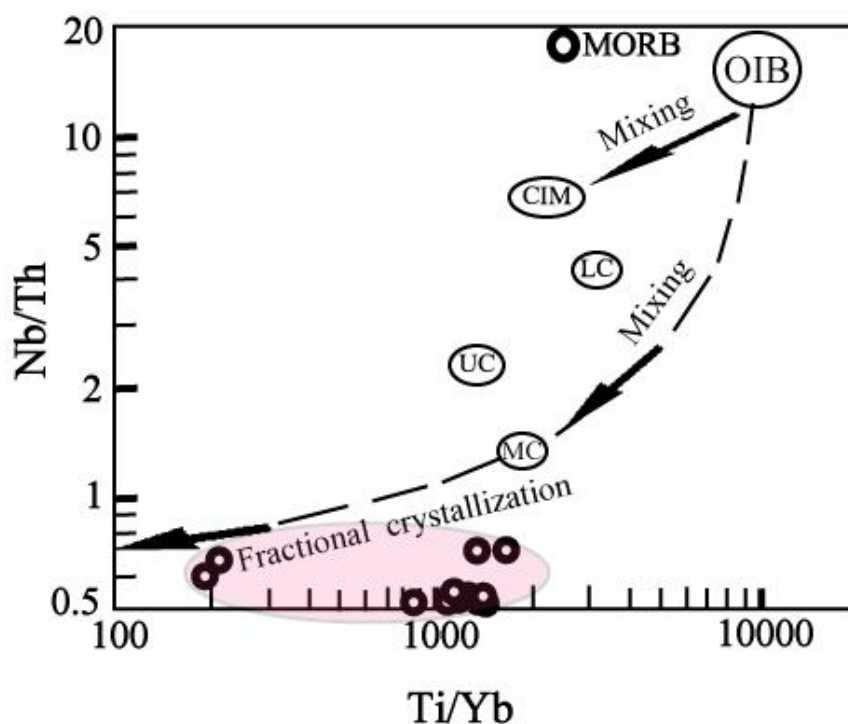
متاریولیت - ریوداسیت‌های برنورد یک الگوی غنی‌شدگی گسترده‌ای را برای عناصر Rb, Th, U, K, Nd و Y نسبت به گوشته اولیه<sup>1</sup> نشان می‌دهند، در حالی که P و Ti, Sr در نتیجه تبلور جزء به جزء، کاهش نشان می‌دهند (شکل 12) (Wood et al, 1979). آنومالی‌های منفی نیوبیوم و تیتانیوم از بقیه شاخص تر و قوی تر هستند و می‌توانند به تبلور کانیهای غنی از Nb و Ti مانند ایلمنیت، روتیل و اسفن مرتبط و توسط آنها کنترل شوند (Li et al., 2002). آنومالی منفی Nb شاخص سنگهای قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). در این رابطه، سه سازوکار می‌تواند برای پتروژنز ماگماهای ریولیتی - ریوداسیتی برنورد در نظر گرفته شود: 1- هضم پوسته قاره‌ای توسط مذاب آکالی‌بازالت نشأت گرفته از گوشته بالا آمده؛ 2- ذوب پوسته قاره‌ای (آتاکسی) در یک محیط درون صفحه‌ای<sup>2</sup>، و 3- ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک که قبلاً توسط فعالیت‌های زیرصفحه‌ای در قاعده پوسته تشکیل شده است (Li et al., 2002; Trua et

al., 1999). ماگماهای مافیک برای تولید سنگهای مافیک ممکن است به‌عنوان یک منبع حرارتی برای ذوب آکلوزیت‌ها یا گارنت آمفیبولیت‌ها در پوسته زیرین عمل کنند. در ادامه، نفوذ ماگماهای مافیک به داخل پوسته قاره‌ای برای تولید سنگهای فلسیک صورت می‌گیرد (Huppert and Sparks, 1988).

سیماهای ژئوشیمیایی و میزان منفی  $\epsilon\text{Nd}$  زمان تشکیل متاریولیت - ریوداسیت‌های برنورد (1/5 تا -6/95  $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$ ) نشان‌دهنده اشتقاق آنها از آتاکسی شدید بخش بالایی پوسته قاره‌ای است (Li et al., 2002). به‌عبارتی، ذوب دهیدراسیون گرانیتوئیدهای دارای هورنبلاند در ناحیه کم‌عمق پوسته (در اعماق 15 کیلومتر یا کمتر با  $p \leq 4$ ) منشأ احتمالی این توده‌های ولکانیکی منطقه برنورد می‌تواند در نظر گرفته شود (Patinõ Douce, 1997). بر اساس شکل 17، سنگهای ولکانیکی منطقه مورد بررسی می‌توانند به عنوان فرآورده‌های آغشتگی پوسته‌ای در مدت زمان تبلور جزء به جزء از ماگماهای بازالتی در نظر گرفته شوند (Taylor and McLennan, 1995). در نمودار همبستگی

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  بالایی برخوردارند (0.714541-0.723435) که می‌تواند حاصل آلیش با بخشهایی از پوسته قاره‌ای دارای  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  بالا باشند (شکل 16) (Karimpour et al., 2011). همچنین غنی‌شدگی LREE و Rb در اکثر سنگهای آتشفشانی منطقه (شکل‌های 12 و 13) نشان‌دهنده وجود منبع لیتوسفر قاره‌ای پروتروژئیک تا فانروزوئیک در تشکیل این ولکانیک‌ها بوده است، که به ایزوتوپهای رادیوژنیک Sr و غیررادیوژنیک Nd منتج می‌شود. این مشابه گوشته غنی شده EMII است.

ایزوتوپی  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در مقابل  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ، موقعیت ایزوتوپی متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد جانمایی شده است (شکل 18). بر اساس این نمودار، منبع اولیه متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد از پوسته قاره‌ای زیرین است. این بخش از پوسته قاره‌ای به شدت از Pb تهی می‌شود. بنابراین، دارای نسبت پایین  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه است (شکل 16-17). نمونه‌های BKCh-198 و BKCh-138 (که با میزان گوشته امروزی تفاوت چندانی ندارد. در همین ارتباط، نمونه‌های BKCh-12، BKCh-103 و BKCh-177 از نسبت



شکل 17. نمودار جانمایی نسبت‌های Nb/Th در مقابل Ti/Yb متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد. OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، MC: پوسته میانی، MLC: پوسته زیرین مافیک، CLM: گوشته لیتوسفر قاره، UC: پوسته بالایی (Li et al., 2002)

**Fig. 17.** Diagram Nb/Th vs. Ti/Yb of the Bornward metarhyolite-rhyodacites. OIB: Oceanic Island Basalts, MC: Middle Crust, MLC: Mafic Lower Crust, CLM: Continental Lithosphere Mantle, UC: Upper Crust (Li et al., 2002)

استفاده از این روش آزمایشگاهی، برای اولین بار، سن مطلق ریولیت‌های سازند تکنار (منطقه برنورد)، 6/62-552/23+4/73، میلیون سال قبل (اواخر نئوپروتروژوئیک) به دست آمد.

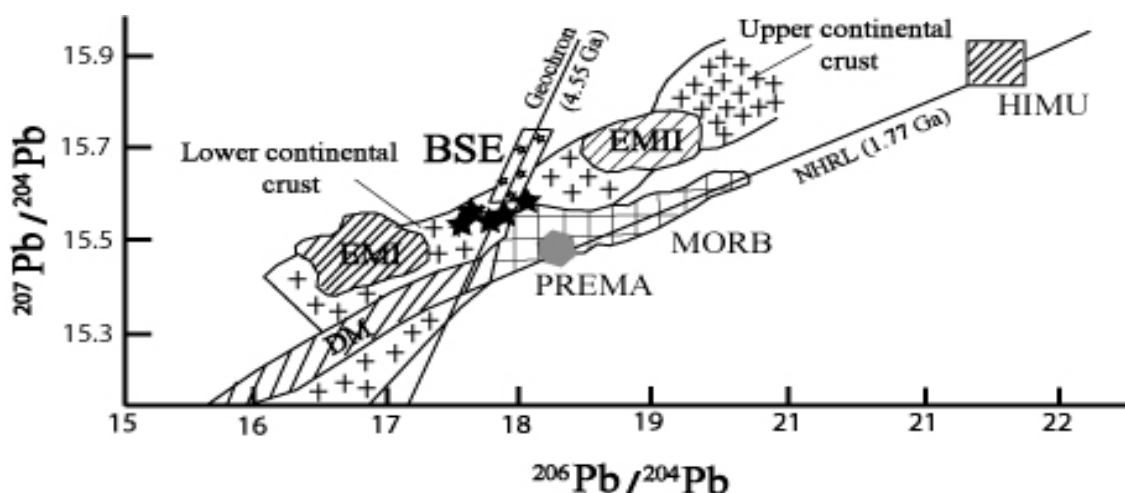
با توجه به ترکیب کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالای متاریولیت-ریوداسیت‌های برنورد، رشد بلورهای پلاژیوکلاز با

#### نتیجه‌گیری

با توجه به قدمت زیاد زمین‌شناسی (پرکامبرین) منطقه مورد بررسی و تأثیرات قابل توجه زمین‌ساخت، دگرگونی و دگرسانی بر روی گدازه‌های منطقه، دقیق‌ترین روش برای تعیین سن متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد، روش سنجش U-Pb کانی زیرکن موجود در این سنگهاست. با

با توجه به نسبت ایزوتوپی  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه با مقدار عددی 0/511701 تا 0/511855، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و حجم بالای این سنگ‌های ولکانیکی در منطقه تکنار، می‌توان تشکیل آنها را به یک محیط ریفت قاره‌ای مربوط دانست که می‌تواند با آغاز تشکیل یک زبانه در گوشته بالایی واقع در زیر پی سنگ سرزمین شرق ایران در مدت زمان نئوپروتروزوئیک تشکیل شده باشد.

تبلور در دمای بالاتر در اطراف کانی ارتوکلاز با تبلور در دمای پایین‌تر که می‌تواند دلیلی بر انفجارهای بعدی گدازه‌های با ترکیب مختلف و یا ورود زینولیت‌های با ترکیب حدواسط تا مافیک به داخل گدازه‌ها باشد، به‌همراه نسبت ایزوتوپی  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  این سنگها در بازه 0/688949 تا 0/723435 منع تولیدی این گدازه‌ها را می‌توان ذوب‌بخشی در گوشته یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آلیش در نظر گرفت.



شکل 18. نمودار همبستگی ایزوتوپی  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در مقابل  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  که موقعیت خط مرجع نیم کره شمالی (NHRL) که شیب آن سن 1/77 میلیارد سال را نشان می‌دهد و ژئوکرون را نمایش می‌دهد. منابع گوشته‌ای (Zindler and Hart, 1986) به‌صورت زیر رسم می‌شوند: DM: گوشته تهی‌شده؛ BSE: کل زمین سیلیکاته؛ EMI و EMII: گوشته غنی‌شده؛ HIMU: گوشته با نسبت بالای U/Pb؛ PREMA: ترکیب رایج و غالباً مشاهده شده گوشته. EMII بر محدوده رسوبات پلاژیک اقیانوسی منطبق است. محدوده‌های پوسته قاره‌ای بالایی و زیرین با علامت + و محدوده MORB با هاشور متقاطع مشخص شده‌اند. موقعیت نمونه‌های متاریولیت-ریوداسیت‌های منطقه برنورد با علامت ستاره مشکی جانمایی شده است.

**Fig. 18.** Isotopic correlation diagram of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  show that situation of North Hemisphere Reference Line (NHRL) and its dip is 1.77 Ma age and show geochron. Mantel sources from Zindler and Hart (1986) draw as following: DM: Depleted Mantle, BSE: Bulk Silicate Earth, EMI and EMII: Enriched Mantle, HIMU: High Mantle U/Pb, PREMA: Prevalent Mantle Reservoir, EMII applicate to oceanic pelagic sediments, Upper and Lower Continental fields and MORB field have defined by + symbole and hachure, respectively. The situation of the Bornward metarhyolite-rhyodacites samples has been located with black stars.

## References

- Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp (in Persian).
- 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.

- Babakhani, A., Mehrpartow, M., Radfar, J. and Majidi, J., 1999. Geology and exploration studies of Taknar polymetal deposit, correction and complete of geological maps 1:5000 and completion of geological maps 1:1000 of Taknar I and III and preparation of geological maps of Taknar IV. Ministry of Mines and Metals, Tehran, Report, 104 pp (in Persian).

- Barrie, C.T., Ludden, J.N. and Green, T.H., 1993. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince. *Economic Geology*, 88(6): 1341-1358.
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Elsevier, Amsterdam, 522 pp.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-499.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Gheochimica et Cosmochimica Acta*, 43(4): 615-627.
- Eftekhari-Nezhad, J., Eghanabati, A., Hamzeshpour, B. and Baroyant, V., 1976. Geological map of Kashmar, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Forster, H., 1978. Mesozoic – cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological Society*, 135(4): 443-455.
- Gaboury, D. and Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemistry Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103(7): 1531-1562.
- 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.
- Hart, T.R., Gibson, H.L. and Leshner, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99(5): 1003-1013.
- 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 (in Persian).
- 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.
- Humphris, S.E. and Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1): 107–125.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29(3): 599–624.
- Jiangxi, Co., 1995. Explanatory Text of Geochemical Map of Bardaskan (7560), Stream Sediment Survey, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 18, 40 pp.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71(2-4): 431-460.
- Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R. and Salati, E., 2011. U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 1-18.
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2005. Taknar Polymetal (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) Deposit. A New Type Magnetite-Rich VMS Deposit, Northeast of Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 16(3): 239-254.
- Karimpour, M.H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2002. Knowledge and introduction of Fe-Oxides Cu-Au mineralization and magnetite related to volcanic-plutonic belt of Khaf- Kashmar-Bardaskan. 21th Geosciences Congress. Geological and Mining Exploration Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Krauskopf, K.B. and Bird, D.K., 1995. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York, 647 pp.
- Li, X., Li, Z., Zhou, H., Liu, Y. and Kinny, P.D., 2002. U–Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113(1-2): 135–154.
- Lindenberg, H.G. and Jacobshagen, V., 1983. Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and



- adjacent areas (NE Iran, Khorasan). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 145-163.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., 2003. Geology, mineralogy and geochemistry of Taknar deposits (Tak I and II) and presented as a magnetite-rich polymetal type (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) massive sulfide deposit. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 287 pp (in Persian with English abstract).
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3-4): 215-224.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2014. U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoids of the Bornaward complex (Bardaskan-NE Iran). 32th National and 1th International Geosciences congress. Geological and mining exploration society, Mashhad, Iran (in Persian).
- Moradi, M., 2007. Geochemistry exploration in western Taknar zone. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 200 pp (in Persian with English abstract).
- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar Inlier northwest of Kashmar, Khorasan province (NE Iran). Geological Survey of Iran, Tehran. Report 51, 165-183.
- Patin˜o Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8): 743-746.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25(1-2): 41-67.
- 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.
- Rollinson, H., (translated by Karimzadeh Somarin, A.R.), 2002. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation & Interpretation*. Tabriz University Press, Tabriz, 557 pp.
- Salati, E., 2007. Geology and ground magnetic geophysical exploration in Tak I and IV of Taknar mine. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 298 pp (in Persian with English abstract).
- Sepahi Gherow, A.A., 1993. Granitoids petrology of Taknar area-Sarborg (East North Kashmar). M.Sc. Thesis, Esfahan University, Esfahan, Iran, 201 pp (in Persian with English abstract).
- Sylvester, P.J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos*, 45(1-4): 29-44.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Gudem 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.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(3): 333-351.
- 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 467-482.
- Trua, T., Deniel, C. and Mazzuoli, R., 1999. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology*, 155(3): 201-231.
- Yousefi, E. and Friedberg, J. L., 1977. Aeromagnetic map of Iran, scale 1:100000 Qayen. Geological Survey of Iran.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planetary Science Letters*, 45(2): 326-336.
- 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 China, I: geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3-4): 241-273.
- Xua, B., Jianb, P., Zhenga, H., Zouc, H., Zhanga, L. and Liub, D., 2005. U-Pb zircon

geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations. *Precambrian Research*, 136(2): 107–123.

Zindler, A. and Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.

Zirjanizadeh, S., 2007. Petrology and fluid inclusion micro-thermometry of Taknar Massive sulfide deposit. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 186 pp (in Persian with English abstract).



## Zircon Geochronology (U-Pb), Petrography, Geochemistry and Radioisotopes of Bornaward Metarhyolites (Central Taknar Zone-Northwest of Bardaskan)

Reza Monazzami Bagherzadeh<sup>1</sup>, Mohammad Hassan Karimpour<sup>1\*</sup>, G. Lang Farmer<sup>2</sup>, Charles R. Stern<sup>2</sup>, Jose Francisco Santos<sup>3</sup>, Sara Ribeiro<sup>4</sup>, Behnam Rahimi<sup>1</sup> and Mohammad Reza Haidarian Shahri<sup>1</sup>

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

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

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

4) Department of Geosciences, Geobiotec Research Unit, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Submitted: May 12, 2015

Accepted: Jan. 23, 2016

**Keywords:** *Isotope, Zircon, Geochronology, Neoproterozoic, Bornaward, Taknar, Bardaskan*

### Introduction

The Bornaward area is located in the Northeastern Iran (in the Khorasan Razavi province) 28 km northwest of the city of Bardaskan at 57° 46' to 57° 52' N latitude and 35° 21' to 35° 24' E longitude. The Taknar structural zone, situated in the North central Iranian micro continent, is part of the Lut block (Forster, 1978). The Taknar zone is an allochthonous block bounded by the Darouneh and Taknar major faults. Much of this zone consists of metarhyolite-rhyodacite volcanic rocks, and rhyolitic tuff with interlayers of sandstone and dolomite (Taknar Formation).

### Analytical Results

ICP-MS analysis of REE and minor elements of samples of the Bornaward metarhyolites was carried out at the ACME Laboratory in Vancouver, Canada. U-Pb dating of the metarhyolites was performed on isolated zircons in Crohn's Laser Lab, in Arizona (Gehrels et al., 2008). Measurement of Rb, Sr, Sm and Nd isotopes and (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> and (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> ratios took place in the radioisotope laboratory of the University of Aveiro in Portugal.

### Petrography

The volcanic rocks are porphyritic, commonly containing phenocrysts of orthoclase and rarely sanidine, quartz and intermediate plagioclase in a groundmass of fine-grained quartz and feldspar. An alteration has produced oriented needles of

sericite and clay minerals, clusters of fine-grained green biotite and clots of epidote and chlorite.

### Geochemistry

The compositions of the volcanic rocks are calc alkaline and high K- calc alkaline. The obtained Shand index (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)) is above 1.1, in the peraluminous S-type granite field (Chappell and White, 2001). Plotted on the TAS diagram (Middlemost, 1994), all the metarhyolite-rhyodacite samples are located in the sub-alkaline field and the majority fall into the rhyolite group. The metarhyolite-rhyodacites show enrichment of LREE with a moderately ascending pattern ((La/Yb)<sub>N</sub>=2.51-10.11 and La=46.45-145.48). Europium shows a negative anomaly (Eu/Eu\* = 0.23-0.71).

### U-Pb zircon geochronology

Measurement of U-Pb isotopes of the Bornaward metarhyolite zircons of sample BKCh-103, indicates an age of 552.23±4.73, -6.62 Ma (Upper Precambrian).

### Sr-Nd isotopes

The Sr ratios of the metarhyolites (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) were found to fall in the range of 0.688949 to 0.723435 and the Nd ratios (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> were in the range of 0.511701 to 0.511855. These values indicate that the metarhyolites of samples BKCh-12, BKCh-103 and BKCh-177 were affected by hydrothermal alteration since their (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> ratios are high. The Sr ratios suggest that the more negative Nd anomaly and the more negative εNd<sub>(552)</sub> of the samples BKCh-12, BKCh-103 and

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

BKCh-177 indicate that these lavas originated in an enriched upper mantle source and/or lower continental crust. In contrast, two recent examples (Xua et al., 2005) can be related to sialic continental crust with significant contamination.

### Petrogenesis

The Bornaward metarhyolite- rhyodacites show an enriched pattern for Rb, Th, U, K, Pb, Nd and Y relative to the primitive mantle, while Ba, P, Ti, Sr, Zr and Nb show a reduction as a result of fractional crystallization. Based on isotopic correlations of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , the primitive source of the Bornaward metarhyolite-rhyodacites is the lower continental crust. This part of the continental crust is only slightly depleted in Pb. Consequently, it has a low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio (Samples BKCh-138 and BKCh-198). In contrast, the samples of BKCh-12, BKCh-103 and BKCh-177 have high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios that could be the result of significant contamination to parts of the continental crust with very high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Karimpour et al., 2011).

### Results and Conclusions

The calc-alkaline compositions of samples BKCh-12, BKCh-103 and BKCh-177, the high K- calc alkaline of samples BKCh-138 and BKCh-198 of the Bornaward metarhyolites and the higher temperature overgrowth of plagioclase on lower temperature microcline phenocrysts can be a reason for entrance lavas with different generations. The distinct isotopic characteristics of the two groups of rhyolitic samples are the reasons for two different sources for the production of these lavas: 1) partial melting of an enriched mantle reservoir or lower continental crust, and 2) sialic continental crust with high contamination. With respect to the Bornaward metarhyolite- rhyodacites with ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ );

ratios from 0.511701 to 0.511855, geochemical characteristics and the high volume of volcanic rocks in the area, their formation can be attributed to a continental rift environment. This rift system can be formed by initiation of a plume in the upper mantle beneath East Iran during Neoproterozoic time.

### References

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-499.
- Forster, H., 1978. Mesozoic – cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological Society*, 135(4): 443-455.
- 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.
- Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R. and Salati, E., 2011. U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 1-18.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3- 4): 215-224.
- Xua, B., Jianb, P., Zhenga, H., Zouc, H., Zhanga, L. and Liub, D., 2005. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations. *Precambrian Research*, 136(2): 107–123.