

# سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، سن‌سنجی زیرکن و ایزوتوپ‌های Sr-Nd سنگ‌های آذرین در محدوده دامن‌قر، شمال بردسکن، استان خراسان رضوی

حسین عباس‌نیا<sup>۱</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>۲\*</sup> و آزاده ملکزاده شفاوردی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۲</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران  
<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۱۶

## چکیده

محدوده دامن‌قر در شمال بردسکن، استان خراسان رضوی، واقع شده و به لحاظ ساختاری بخشی از زون تکنار است. زمین‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و متاریولیت‌های سازند تکنار است که مورد نفوذ دبابازهایی به شکل استوک و دایک قرار گرفته‌اند. بافت متاریولیت‌ها پورفیری و شامل کوارتز و فلدسپار و بافت دبابازها افیتیک و شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند است. سن متاریولیت‌ها و دبابازها با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن به ترتیب ۵۵۰ میلیون سال (نئوپروتروزوییک) و ۸/۸ میلیون سال (میوسن) تعیین شد. متاریولیت‌ها ماهیت پرآلومینوس دارند و در محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE نسبت به HREE و ناهنجاری منفی Eu نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز است. مقادیر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه (۰/۷۰۰۷۱۲) و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه (۰/۵۱۱۸۵۲) و میزان  $\epsilon\text{Nd I}$  (-۱/۵۱)، نشان می‌دهد که منشأ ماگما از گوشته یا پوسته زیرین است. دبابازها ماهیت توله‌ای و متآلومینوس داشته و در زون فرورانش تشکیل شده‌اند. الگوی مسطح عناصر REE این مسئله را تأیید می‌کند. مقادیر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه (۰/۷۱۰۵۷۲) و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه (۰/۵۱۲۷۱۶) و میزان  $\epsilon\text{Nd I}$  (+۱/۷)، نشان می‌دهد که ماگما از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده توسط سیالات آزاد شده از اسلب فرورانده شده نشأت گرفته است که ضمن صعود به سمت بالا دچار آغشتگی با پوسته قاره‌ای شده‌اند. وجود ماگماتیسیم اسیدی نئوپروتروزوییک سازند تکنار که در محیط ریفت تشکیل شده در کنار ماگماتیسیم بازیگ میوسن که در زون فرورانش به وجود آمده است، دریچه‌ای از شرایط تکنو-ماگمایی زون تکنار را در زمان‌های مختلف آشکار می‌کند.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، سن‌سنجی، پتروژنز، دامن‌قر، زون تکنار.

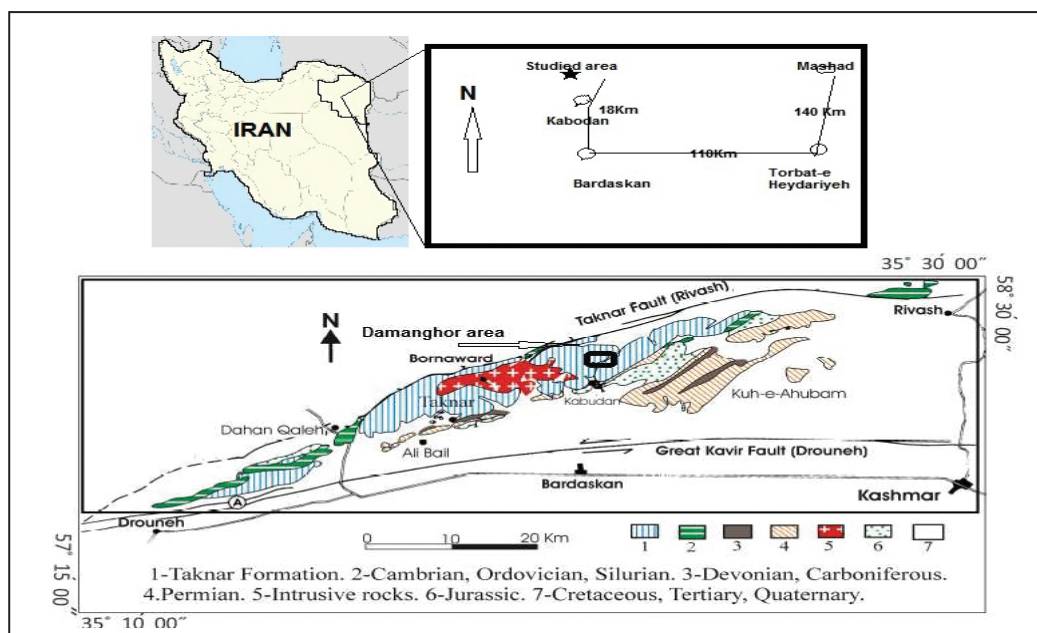
\*نویسنده مسئول: محمدحسن کریم‌پور

E-mail: karimpur@um.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). تاریخچه مطالعاتی این منطقه مربوط به فعالیت‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (منطقه شمال شرق) است که طی سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۳ بررسی‌های اکتشافی برای تعیین ذخیره طلا در این منطقه انجام داده است. این محدوده در حال حاضر به بخش خصوصی واگذار شده است.

محدوده دامن‌قر در استان خراسان رضوی، ۱۸ کیلومتری شمال شهر بردسکن و ۳ کیلومتری شمال روستای کبودان واقع شده است. محدوده مطالعاتی به وسعت ۱/۷۸ کیلومتر مربع به صورت یک چهار ضلعی در مختصات جغرافیایی ۲۹° ۵۷' تا ۱۹° ۵۷' طول شرقی و ۱۳° ۲۵' تا ۲۵° ۳۵' عرض شمالی به عنوان بخشی از زون ساختاری تکنار شناخته می‌شود که در شمال خرده‌قاره



شکل ۱- راه دسترسی و موقعیت محدوده دامن‌قر در حوزه تکنار. نقشه زمین‌شناسی حوزه تکنار بر گرفته از (Lindenberg and Jacobsenhagen (1983

در جنوب و گسل ریوش (گسل تکنار) در شمال از سایر تشکیلات زمین‌شناسی منطقه جدا شده است. این بخش که دگرگون شده، توسط گرانیت‌ها و دیوریت‌ها مورد هجوم قرار گرفته و به وسیله رسوبات قاره‌ای پالئوزویک پوشیده شده است (Muller and Walter, 1983). این حوزه فاقد تشکیلات تریاس بوده و عمدتاً متشکل از تشکیلات ژوراسیک است. پالئوزویک به‌طور ناهم‌شیب بر روی رسوبات ژوراسیک بالایی؟ تا کرتاسه پایینی قرار گرفته است. پی سنگ حوزه تکنار از سنگ‌های کمی دگرگون شده با سن پرکامبرین (پروتروزویک پایانی) تشکیل شده است.

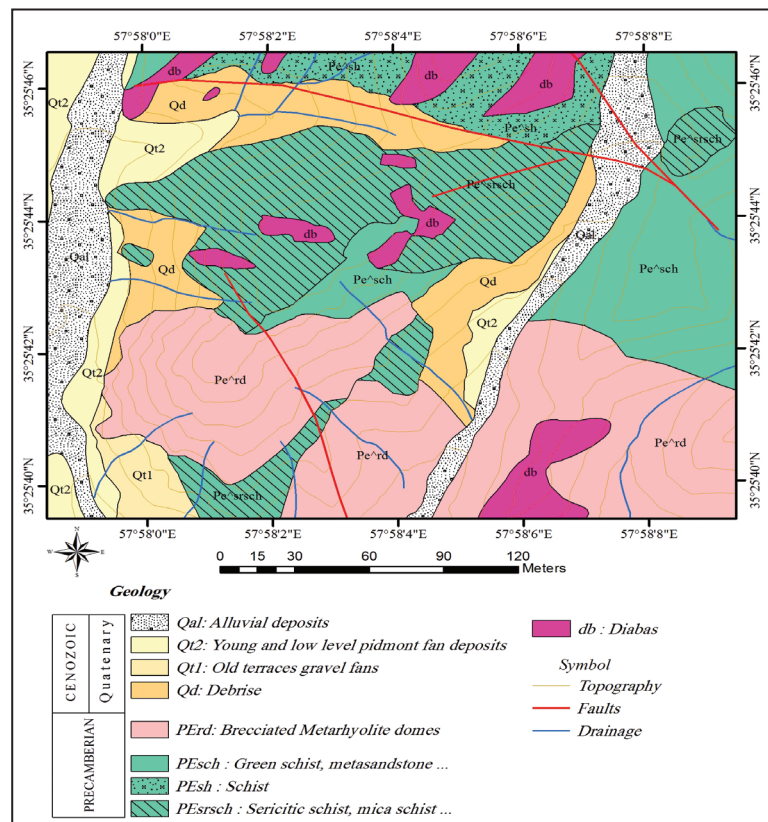
بر اساس موقعیت‌های چینه‌ای و وجود دولومیت‌های حاوی استروماتولیت، سن سازند تکنار پرکامبرین تعیین شده است. بخش زیرین سازند تکنار از توف‌های تیره و ریولیت‌های خاکستری تیره و خاکستری روشن به ضخامت ۱۲۰ متر تشکیل شده است. بخش میانی آن شامل تناوبی از سنگ‌های کربناته و ماسه‌سنگ با ضخامتی بین ۱۵۰ تا ۳۵۰ متر همراه با کمی ریولیت به‌صورت بین‌لایه‌ای است. در بخش میانی و عمدتاً در بخش زیرین سازند تکنار پنج گروه از سنگ‌های آذرین متشکل از ریولیت‌های رنگ روشن، خاکستری تیره تا سیاه، خاکستری متمایل به سبز، توف‌های خاکستری سبز تا تیره و توف‌های لایه‌ای سبز روشن وجود دارد (Muller and Walter, 1983). بخش بالایی سازند تکنار از تناوب سنگ‌های آتشفشانی و دولومیت‌های ریزدانه سیاه تا خاکستری و قرمز به همراه شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی خاکستری روشن تشکیل شده است. تنوع سنگ‌ها در محدوده مطالعاتی بسیار محدود است. به نحوی که تقریباً تمام سطح محدوده را بخشی از تشکیلات سازند تکنار (شامل انواع شیست، ماسه‌سنگ دگرگون شده و سنگ‌های آتشفشانی) به همراه سنگ‌های نفوذی پالئوزن و رسوبات کواترنری پوشانده است (شکل ۲).

از مطالعات سنگ‌شناسی و سن‌سنجی انجام شده در پنجره زون تکنار می‌توان به بررسی متاریولیت‌ها در محدوده معدن تکنار (منظمی باقرزاده و همکاران، ۱۳۹۵) و گرانیت بورنورد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) اشاره کرد. منظمی باقرزاده و همکاران (۱۳۹۵) سن متاریولیت را بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن، ۵۵۲ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزویک) تعیین کردند و آن را مربوط به یک ریفت درون قاره‌ای می‌دانند. همچنین مجموعه گرانیت بورنورد به عنوان یک گرانیتوئید نوع S معرفی شده و سن آن بین ۵۴۰ تا ۵۵۰ میلیون سال (برپایه روش U-Pb در زیرکن) است (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015). در این مقاله برای اولین بار مطالعات سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و ایزوتوپ‌های Sr-Nd بر روی سنگ‌های آذرین محدوده دامن قر ارائه می‌شود. این مطالعات می‌تواند گام مهمی در فهم و درک شرایط نکتونماگمایی حوزه تکنار و کانی‌سازی‌های وابسته به آن باشد.

## ۲- زمین‌شناسی

محدوده مطالعاتی در مرکز نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ کاشمر (Eftekhari et al., 1976) و بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ بردسکن (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵) واقع شده و از نظر ساختاری در حوزه تکنار جای دارد. حوزه تکنار که در بخش شمالی بلوک لوت قرار گرفته است و به عنوان «پنجره فرسایشی تکنار» در نظر گرفته می‌شود، نشان‌دهنده یک بالآمدگی باریک پی سنگ پرکامبرین-پالئوزویک است. به نحوی که سنگ‌های مزوزویک-سنوزویک آنها را پوشانده‌اند و با مناطق اطراف خود هیچ‌گونه ارتباطی نشان نمی‌دهند. حوزه تکنار به وسیله گسل بزرگ کویر (گسل درونه)

شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده دامن قر (با تصحیحات توسط نویسندگان، بعد از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۳).



سریست‌شیست دیده می‌شود. ریولیت و ریوداسیت‌های سازند تکنار دارای رنگ سبز تا خاکستری بوده و طی زمان‌های بعدی تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگون شده و دگرسانی‌های گسترده‌ای را متحمل شده‌اند. دگرسانی‌های آرژیلیتی-سیلیسی در این واحد به‌طور خیلی مشخص توسعه یافته‌اند. با توجه به شواهد صحرایی مبنی بر نفوذ دیابازها به درون تشکیلات قدیمی تر، سن این دیابازها جوان‌تر از تشکیلات سازند تکنار بوده و احتمالاً واحدهای از مجموعه آمیزه رنگین

دو دسته سنگ آذرین در محدوده وجود دارد. کهن‌ترین و مهم‌ترین واحدهای آذرین محدوده دامن قر شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده (متاریولیت تا متاریوداسیت)، متعلق به بخش زیرین سازند تکنار است. جوان‌ترین سنگ‌های آذرین محدوده مطالعاتی، دیابازهای متناسب به پالئوزن هستند که به داخل تشکیلات تکنار نفوذ کرده‌اند. رخنمون آتشفشانی‌های دگرگون شده به‌صورت تپه‌ماهور تا ضحرة‌های کم‌ارتفاع در زمین‌های کم‌ارتفاع از جنس شیست سبز و

#### ۴- سنگ‌شناسی

##### ۴-۱. متاریولیت

بافت این سنگ‌ها عموماً از نوع پورفیری با زمینه دانه‌ریز است که در اثر دگرگونی ناحیه‌ای بعضاً جهت‌یافتگی مشخصی از خود نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای سنگ شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۱۰ تا ۱۵ درصد آلکالی‌فلدسپار و ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) است. کانی بیوتیت به شکل فرعی حضور دارد. زمینه سنگ متشکل از کوارتز و فلدسپارهای دانه‌ریز، کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه است. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی کدر هستند. کانی‌های ثانویه نیز شامل کوارتز، کانی‌های رسی و سرسیت بوده که مقدار آنها در بخش‌های مختلف متفاوت است. شدت آلتراسیون از کمتر از ۱۰ درصد تا بیش از ۵۰ درصد در برخی نقاط متغیر است (شکل‌های ۳-الف و ب).

##### ۴-۲. دیاباز

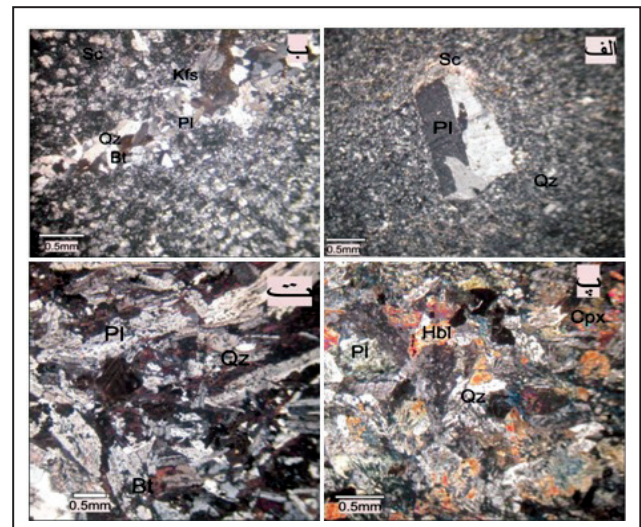
بافت این سنگ‌ها افیتیک تا نیمه‌افیتیک است. در این بافت پلاژیوکلازها به وسیله دانه‌های پیروکسن کاملاً احاطه شده‌اند. کانی‌ها شامل ۵۰ تا ۵۵ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ تا ۲۵ درصد پیروکسن (اوژیت و اثرین)، ۵ تا ۱۰ درصد هورنبلند، ۳ تا ۵ درصد کوارتز و کانی‌های کدر است. بیوتیت، زیرکن و اسفن از کانی‌های فرعی هستند. اپیدوت، کوارتز، کلسیت و کلریت نیز جزو کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به شمار می‌روند. شدت آلتراسیون در این سنگ‌ها حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد است (شکل‌های ۳-پ و ت).

هستند که مجموعه آتشفشانی تکنار را به صورت دایک و استوک کوچک قطع کرده‌اند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی سبز زیتونی تا سبز تیره با بافت افیتیک تا نیمه‌افیتیک است. درصد فنوکریست‌ها کم است و بیشتر حجم سنگ را کانی‌های ریزدانه تشکیل می‌دهند.

#### ۳- روش مطالعه

در پژوهش انجام شده بر روی توده‌های آذرین شمال بردسکن، ضمن استفاده از مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی، نقشه زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ۱:۱۰۰۰ در نرم‌افزار ArcGIS تهیه و تصحیح شد. حدود ۲۰۰ مقطع نازک مورد تهیه و بررسی قرار گرفت. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۱۲ نمونه از توده‌های نفودی (دیابازها) و سنگ‌های آتشفشانی (متاریولیت‌های سازند تکنار) با کمترین تأثیر آلتراسیون برای انجام مطالعات آزمایشگاهی انتخاب شد. مقادیر اکسیدهای اصلی در مرکز تحقیقات مواد معدنی ایران به روش XRF و عناصر فرعی و نادرخاکی در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ICP-MS (کد LF100) و ذوب قلیایی اندازه‌گیری شده است. همچنین مطالعه سن‌سنجی ۲ نمونه (یک نمونه متاریولیت و یک نمونه دیاباز) به روش U-Pb با استفاده از روش Laser ablation در کانی زیرکن در دانشگاه تاسمانیا مرکز CODES استرالیا صورت گرفت. تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd مربوط به ۲ نمونه نیز به وسیله دستگاه 6Collector ionizatiO Mass Spectrometer در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه Cape town آفریقای جنوبی انجام شد.

شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی واحدهای آذرین منطقه دامن‌قر. الف) متاریولیت با بافت پورفیری و بلور درشت فلدسپار در زمینه ریزدانه حاوی سرسیت (XPL). دگرسانی سرسیتی در حاشیه بلور پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود؛ ب) متاریولیت با بافت پورفیری و آلتراسیون سیلیسی (XPL)؛ پ و ت) دیاباز با بافت افیتیک و بلورهای نسبتاً درشت فلدسپار، کوارتز، هورنبلند و پیروکسن (XPL) (PI = پلاژیوکلاز، PX = پیروکسن، Hbl = هورنبلند، Qz = کوارتز، Bt = بیوتیت، Cpx = کلینوپیروکسن، Sc = سرسیت، Kfs = پتاسیم‌فلدسپار) (Whitney and Evans, 2010).

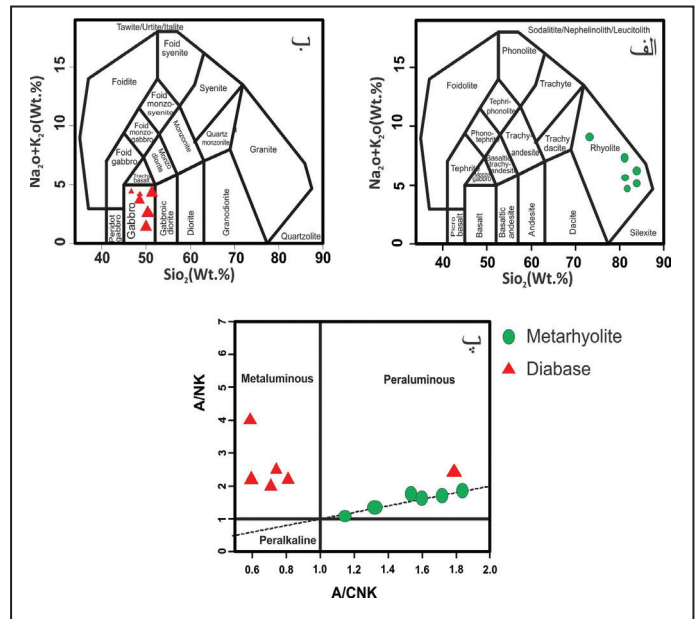


#### ۵- ژئوشیمی واحدهای آذرین

نظایر آن را تا حدودی مشخص کرد. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما مهم‌ترین عامل تغییرات در ترکیب ماگمای تولید شده (ذوب) و همچنین تفریق در زمان تبلور است. توزیع عناصر در کانی توسط شعاع یونی، بار یونی، عدد کنوردیناسیون و الکترونگاتیویته کنترل می‌شود. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما به عوامل متعددی از قبیل نوع کانی، تغییرات در ترکیب کانی، شرایط ذوب (فشار، میزان آب، فوگاسیته اکسیژن - CO<sub>2</sub>) بستگی دارد. بخش اعظم عناصری که ضریب توزیع کمتر از یک دارند (نظیر Lu، Y، Yb و کانی گارنت)، با ذوب بخشی کم وارد ماگما می‌شوند. بر عکس مقدار جزئی عناصری که دارای ضریب توزیع بیش از یک هستند (نظیر La و Ce در گارنت)، با ذوب بخشی کم وارد ماگما می‌شوند. بنابراین از نسبت (La/Yb)<sub>N</sub> می‌توان حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب را برآورد کرد. همچنین درجه پایین ذوب بخشی گوشته اولیه را می‌توان از غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به تهی‌شدگی عناصر خاکی سنگین (HREE) تشخیص داد (Wass and Rogers, 1980).

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و نادر خاکی متاریولیت‌ها و دیابازها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در واحدهای متاریولیتی مقدار SiO<sub>2</sub> از حدود ۶۸ تا ۸۰ درصد متغیر است. مجموع Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در این واحدها از نظر وزنی بین ۵ تا ۱۰ درصد در تغییر است. سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس دیاگرام Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1994) در محدوده ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). در واحدهای دیابازی مقدار SiO<sub>2</sub> از حدود ۴۵ تا ۴۹ درصد در تغییر است. مجموع Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در این واحدها از نظر وزنی کمتر از ۵ درصد است. سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس دیاگرام Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1994) در محدوده گابرو قرار می‌گیرند. (شکل ۴-ب). در همه نمونه‌های متاریولیت مقادیر نسبت Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بزرگ‌تر از ۱/۱ است و همه آنها ماهیت پرآلومینوس دارند. در حالی که دیابازها عمدتاً متآلومینوس هستند (شکل ۴-ب). در نمودارهای عنکبوتی می‌توان مواردی مانند عمق نسبی تشکیل ماگما، نوع و درصد کانی‌های سنگ منشأ، شرایط ذوب، درصد ذوب، نوع ذوب و

شکل ۴- طبقه‌بندی: الف) متاریولیت و ب) دیاباز در محدوده دامن‌قر بر اساس نسبت  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  با استفاده از روش TAS در نمودار (Middlemost, 1994)؛ ب) طبقه بندی ژئوشیمیایی متاریولیت و دیاباز از نظر اندیس آلومینیم موجود در سنگ با استفاده از نمودار (Maniar and Piccoli, 1989).



جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (%) و عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) متاریولیت‌های دامن قر.

شماره نمونه	AD-11	AD-13	AD-30	AD-44	AD-75	AD-76
طول جغرافیایی	۵۷°۵۸'۵۰"	۵۷°۵۸'۰۴۵"	۵۷°۵۷'۵۹/۴"	۵۷°۵۸'۲/۴۸"	۵۷°۵۸'۵/۰۷"	۵۷°۵۸'۲/۱۸"
عرض جغرافیایی	۳۵°۲۵'۴۱"	۳۵°۲۵'۴۲/۳"	۳۵°۲۵'۴۱/۴"	۳۵°۲۵'۳۴/۳"	۳۵°۲۵'۲۶/۵"	۳۵°۲۵'۲۸/۷"
SiO <sub>2</sub>	۶۸/۲	۸۰/۰۲	۷۱/۶	۷۹/۳۷	۷۸/۵۱	۸۰/۵۳
TiO <sub>2</sub>	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۰۳	۱۱/۰۲	۱۲/۲۷	۱۲/۴۵	۱۱/۹۸	۱۲/۳۶
FeOt	۴/۱۸	۱/۵۱	۳/۴۵	۱/۸۵	۲/۵۵	۱/۰۴
MgO	۶/۵۷	۳/۸۷	۳/۰۴	۳/۷۶	۴/۱۹	۴/۱۵
CaO	۰/۲۲	۰/۲۱	<۰/۱	۰/۰۹	<۰/۱	<۰/۱
Na <sub>2</sub> O	۴/۱۹	۲/۱۶	۱/۹۲	۱/۹	۲/۸۵	۵/۷۵
K <sub>2</sub> O	۵/۱۶	۴/۵۸	۸/۲۸	۳/۶۱	۳/۲۸	<۰/۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
L.O.I	۱/۴۳	۰/۴۹	۰/۹۲	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۳۲
Total	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰/۰۱	۱۰۰	۱۰۰
Ba	۱۴۷۳	۱۱۴۴	۱۶۵۴	۱۴۶۹	۸۸۶	۲۴
Co	۲/۲	۰/۷	۱	۰/۷	۰/۷	۰/۴
Cs	۰/۴	۰/۲	۰/۳	۰/۵	۰/۱	<۰/۱
Ga	۱۴/۴	۹/۸	۱۱/۸	۱۶/۶	۱۰/۴	۱۱/۱
Hf	۷/۸	۵/۵	۷	۶/۵	۶	۶/۷
Nb	۸/۸	۸/۲	۱۰/۶	۱۰/۲	۱۰/۶	۱۱/۶
Rb	۷۰/۱	۵۱/۹	۷۷/۶	۷۳/۵	۲۷/۱	<۰/۱
Sr	۹۸/۸	۶۰/۵	۵۱/۴	۵۱/۱	۶۵/۷	۳۶
Ta	۰/۹	۰/۷	۱	۰/۸	۰/۹	۰/۸
Th	۱۶/۷	۱۷/۶	۱۶/۴	۱۹/۶	۱۹/۴	۲۰
U	۴/۸	۳	۳/۹	۵/۳	۵/۵	۴/۳
V	<۸	<۸	<۸	<۸	<۸	<۸
Zr	۲۴۳/۵	۱۷۵/۵	۲۲۱/۶	۱۸۹/۸	۱۷۸/۳	۱۹۳/۶
Y	۶۱	۵۱/۱	۴۷/۳	۵۲/۵	۲۸/۴	۳۹/۴
La	۶۴/۶	۲۲/۵	۴۸/۹	۳۹/۳	۳۸/۶	۱۴/۶
Ce	۱۳۱/۵	۴۸/۲	۱۰۳/۲	۸۳/۷	۸۳/۱	۳۵/۲

ادامه جدول ۱-

AD-11	AD-13	AD-30	AD-44	AD-75	AD-76	شماره نمونه
۱۴/۹۴	۵/۵۹	۱۱/۷۴	۹/۷۷	۹/۶	۴/۲۹	Pr
۵۶/۵	۲۰/۹	۴۳/۵	۳۸/۶	۳۶/۷	۱۸/۱	Nd
۱۱/۶۵	۵/۱۵	۸/۸۶	۹/۲۶	۷/۰۳	۵/۰۹	Sm
۱/۶۵	۰/۶۷	۱/۲۷	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۷۱	Eu
۱۰/۵۶	۶/۲۱	۸/۵۹	۹/۹۱	۵/۷۹	۵/۷۱	Gd
۱/۵۹	۱/۱۳	۱/۳۸	۱/۷	۰/۹	۱/۰۶	Tb
۱۰/۵۵	۷/۸۱	۸/۹۹	۱۰/۸	۵/۴۷	۷/۱۲	Dy
۲/۰۶	۱/۶	۱/۸	۱/۹۵	۱/۰۴	۱/۴۱	Ho
۵/۸۶	۴/۶۵	۵/۳۵	۵/۷۱	۳/۳۶	۴/۳۵	Er
۰/۹۲	۰/۷	۰/۸	۰/۸۴	۰/۵۴	۰/۶۷	Tm
۵/۸۸	۴/۴۳	۵/۲۳	۵/۲۶	۳/۶۸	۴/۶۲	Yb
۰/۹۲	۰/۶۴	۰/۷۹	۰/۸۶	۰/۶۱	۰/۷۴	Lu
۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۴۴	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۴	Eu/Eu*
۷/۴۴	۳/۴۲	۶/۳	۵/۰۴	۷/۰۷	۲/۱۳	(La/Yb) <sub>N</sub>

جدول ۲- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (%) و عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) دیابازهای دامن قر.

AD-1	AD-28	AD-36	AD-38	AD-48	AD-53	شماره نمونه
۵۷°۵۸'۶۰"	۵۷°۵۸'۵۰/۴۸"	۵۷°۵۸'۳۰/۷"	۵۷°۵۸'۳۰/۷"	۵۷°۵۸'۱۳/۸"	۵۷°۵۸'۱۶/۶"	طول جغرافیایی
۳۵°۲۵'۴۷"	۳۵°۲۵'۴/۴۷"	۳۵°۲۵'۴۱/۴"	۳۵°۲۵'۴۳/۷"	۳۵°۲۵'۵۱/۱"	۳۵°۲۵'۵۲/۱"	عرض جغرافیایی
۴۶/۱۸	۴۸/۶	۴۸/۹	۴۶/۴۹	۴۶/۹۵	۴۵/۵	SiO <sub>2</sub>
۲/۴۹	۲/۶۸	۸۵/۲	۲/۶۵	۱/۸۷	۱/۸۶	TiO <sub>2</sub>
۱۳/۲۱	۱۱/۷۹	۱۲/۵۵	۱۴/۲۲	۱۴/۰۷	۱۶/۶۶	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۱۷/۷۷	۱۷/۰۱	۱۶/۱۵	۱۶/۳۸	۱۴/۱۱	۱۹/۱۵	FeOt
۵/۲	۴/۸۱	۵/۰۷	۴/۳۵	۵/۱	۶/۷۱	MgO
۷/۱۶	۹/۹۲	۸/۱۲	۷/۵۹	۶/۲۳	۱/۴۸	CaO
۲/۸۱	۰/۰۰	۲/۳۹	۱/۹۹	۱/۸۵	۳/۰۵	Na <sub>2</sub> O
۱/۴۶	۲/۵۸	۱/۳۸	۲/۳۹	۳/۲	۱/۴۸	K <sub>2</sub> O
۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۲۵	<۰/۱	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
۳۰/۸	۲/۱۲	۲/۲	۳/۵۶	۶/۳۷	۴/۱۲	L.O.I
۱۰۰/۰/۱	۱۰۰/۲۹	۹۹/۹۷	۱۰۰/۰/۱	۱۰۰	۱۰۰/۰/۱	Total
۳۸۸	۲۸۰	۱۴۸	۱۹۰	۳۰۵	۱۹۴	Ba
۴۲/۱	۴۱/۴	۴۰/۹	۳۸/۲	۵/۳۷	۲۲/۶	Co
۱/۵	۴/۳	۰/۱	۲/۲	۱/۲	۰/۶	Cs
۲۰/۴	۱۹/۲	۱۹/۹	۱۹/۴	۱۷/۵	۱۷/۴	Ga
۴/۶	۴/۲	۴/۶	۴/۵	۳/۵	۳/۱	Hf
۱۱	۱۰/۱	۱۲/۳	۱۲/۲	۸/۵	۸/۱	Nb
۲۹/۳	۵۷/۳	۲۹/۲	۸۰/۱	۵۱	۲۳/۷	Rb
۲۴۲/۲	۳۱۱/۹	۲۱۴/۶	۱۹۵/۳	۹۳	۹۵/۸	Sr
۰/۶	۰/۶	۰/۹	۰/۸	۰/۵	۰/۶	Ta
۱/۴	۱/۴	۱/۷	۱/۷	۱/۲	۱/۱	Th
۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۷	U
۴۰/۷	۳۸۱	۳۸۲	۳۸۴	۳۰۴	۲۸۹	V
۱۷۱/۶	۱۵۴/۱	۱۶۶/۲	۱۶۷/۵	۱۲۳/۵	۱۱۳/۹	Zr
۴۲/۱	۳۸/۵	۳۹/۳	۳۹/۲	۲۸/۱	۲۸	Y

ادامه جدول ۲

AD-1	AD-28	AD-36	AD-38	AD-48	AD-53	شماره نمونه
۵۷°۵۸'۶۰"	۵۷°۵۸'۵۰/۴۸"	۵۷°۵۸'۳۰/۷"	۵۷°۵۸'۳۰/۷"	۵۷°۵۸'۱۳/۸"	۵۷°۵۸'۱۶/۶"	طول جغرافیایی
۳۵°۲۵'۴۷"	۳۵°۲۵'۴۱/۴۷"	۳۵°۲۵'۴۱/۴۷"	۳۵°۲۵'۴۳/۷"	۳۵°۲۵'۵۱/۱"	۳۵°۲۵'۵۲/۱"	عرض جغرافیایی
۱۴/۱	۱۲/۲	۱۴/۴	۱۴/۵	۱۰	۹/۹	La
۳۲/۸	۳۰	۷,۳۴	۳۳	۲۴	۲۱/۳	Ce
۴/۵۵	۴/۱۲	۴/۵۳	۴/۵۲	۳/۲۳	۲/۸۶	Pr
۲۱/۵	۲۰	۲۱/۲	۲۱/۲	۱۵	۱۳/۲	Nd
۶/۰۳	۵/۵۵	۵/۹۲	۵/۶۶	۴/۱۹	۳/۶۳	Sm
۲	۱/۹۳	۲/۱۲	۲	۱/۴۲	۱/۲۷	Eu
۷/۵۳	۶/۷۷	۷/۱۴	۷/۳۴	۵/۱۶	۴/۸۲	Gd
۱/۲۳	۱/۱۱	۱/۱۵	۱/۱۸	۰/۸۷	۰/۸۱	Tb
۷/۷۶	۷/۳۱	۷/۴۶	۷/۶	۵/۶۹	۵/۳۳	Dy
۱/۵۳	۱/۴۲	۱/۴۲	۱/۴۸	۱/۰۸	۱/۰۳	Ho
۴/۴۵	۳/۹۸	۴/۱۶	۴/۱۸	۳/۱۳	۲/۹۲	Er
۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۴۴	۰/۴۱	Tm
۴/۱۱	۳/۷۳	۳/۷۹	۳/۸۳	۲/۷۹	۲/۶۱	Yb
۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۴۱	Lu
۰/۹۱	۰/۹۶	۱	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۳	Eu/Eu*
۲/۳۱	۲/۲۱	۲/۵۶	۲/۵۵	۲/۴۲	۲/۵۶	(La/Yb) <sub>N</sub>

به منظور برآورد عمق نسبی تشکیل ماگما، تعیین نوع کانی‌های سنگ منشأ، شرایط ذوب و درصد ذوب از نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Bynnton, 1985) و گوشته اولیه (Sun and Mcdounough, 1989) استفاده شده است. نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب (REE) که نسبت به مقادیر کندریت (Boynnton, 1984) نرمالیزه شده‌اند در شکل ۵-الف برای متاریولیت‌ها و دیابازها ارائه شده است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) در متاریولیت‌ها با تهبی‌شدگی زیادی در Eu همراه است و به‌طور جزئی تمایل به غنی‌شدگی در بخش LREE دارد  $(La/Yb)_N = 2.13 - 7.44$ . بی‌هنجاری منفی Eu که در متاریولیت‌ها دیده می‌شود  $(Eu/Eu^* = 0.45 - 0.29)$  به دو دلیل اتفاق می‌افتد: (۱) کم بودن فوگاسیته اکسیژن و (۲) جدایش فلدسپارها؛ چه به علت پدیده تفریق و چه به علت ذوب بخشی که در آن این کانی‌ها در تقاله حاصل از ذوب باقی می‌مانند (Rollinson, 1993). با توجه به اینکه توزیع عناصر در ماگمای تشکیل دهنده دیابازها یکنواخت است، الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) حالت مسطح (Flat) نشان می‌دهد (شکل ۵-الف). این الگو می‌تواند تأییدکننده ماهیت توله‌ایتی ماگمای تولیدکننده دیابازها باشد (Wilson, 1989). ماگمای توله‌ایتی با مقدار پتاسیم پایین در کمان ماگمایی می‌تواند با سیالات ناشی از فروانش پسته اقیانوسی با ترکیب مشابه MORB در ارتباط باشد (Thompson, 1982). غلظت عناصر LILE تابعی از نحوه رفتار فاز سیال است. در صورتی که غلظت عناصر HFSE به وسیله شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/ مذاب صورت گرفته در حین تشکیل سنگ، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). عناصر HFSE مانند Ta، Nb، Zr، Hf، Ti و Nb عناصری هستند که بار یونی زیادی دارند و رفتار متفاوتی نسبت به عناصر LILE - که از آنها به LFSE نیز یاد می‌شود - از خود نشان می‌دهند. رویدیم و باریم که نمایانگر عناصر ناسازگار هستند، از این گروه به شمار می‌آیند.

این عناصر شامل عناصری هستند که تمایل دارند در محیط‌های آبگرم/ مححر که باشند. نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی بهنجار شده متاریولیت‌ها نسبت به پسته فوقانی از این گروه به شمار می‌آیند.

## ۶- سن‌سنجی

سن‌سنجی سنگ‌های آذرین می‌تواند به روش‌های مختلف از جمله اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های رادیوژنیک مانند U-Th، K-Ar، U-Pb و بر روی کانی‌های متفاوت

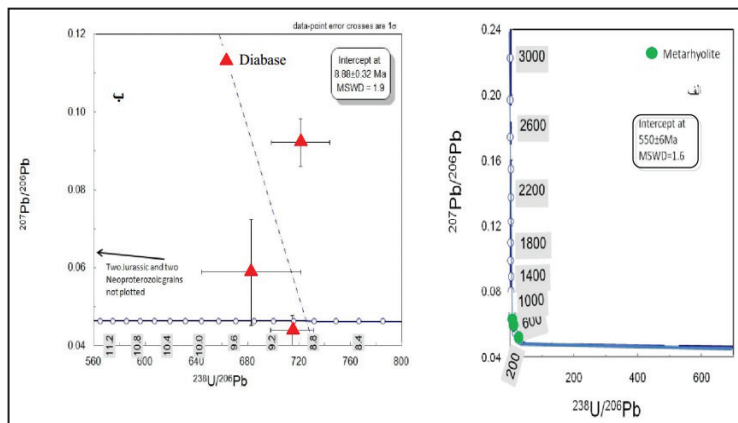
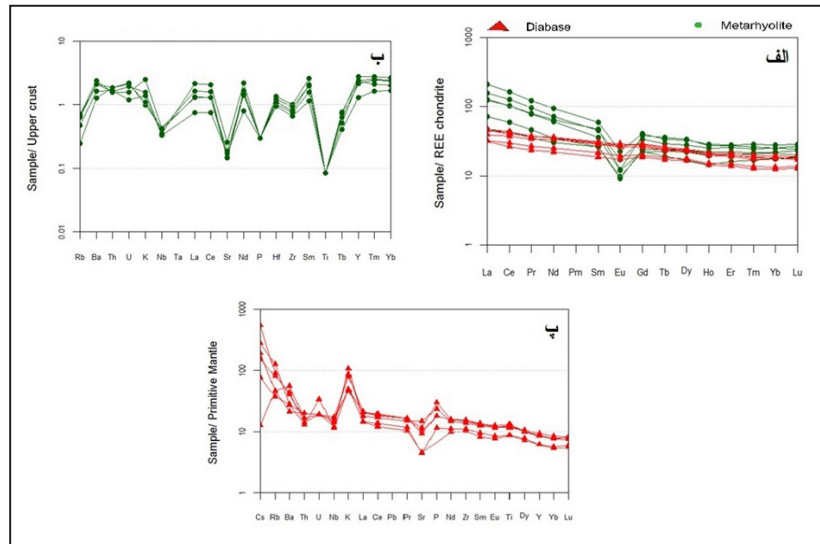
در Taylor and McLennan, 1995) در شکل ۵- ب ترسیم شده است. به‌طور کلی غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K، U، Th، Ba و Nd و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند La و Ce مشاهده می‌شود و کاهیدگی عناصر P، Sr، Ta، Nb، Rb و Ti ناشی از تبلور جزبه‌جز ماگما مشخص است. بی‌هنجاری منفی نیوبیم و تیتانیم از سایر عناصر بیشتر بوده که این موضوع ناشی از تبلور کانی‌های غنی از عناصر مذکور نظیر ایلمنیت، روتیل و اسفن است (Li et al., 2002). بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و ممکن است نشان‌دهنده مشارکت پسته قاره‌ای در فرایند ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی برخی عناصر فرعی و نادر خاکی بهنجار شده دیابازها نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Sun and Mcdounough, 1989) در شکل ۵- پ ترسیم شده است.

بر این اساس عناصر Nb و Ti در دیابازها مقادیر پایینی دارند، اما بی‌هنجاری منفی نشان نمی‌دهند. بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های بارز ماگماهای مشتق شده در زون فروانش است و افزایش آن اختلاط پسته قاره‌ای را در تشکیل ماگما نشان می‌دهد (Wilson, 1989). مقادیر پایین Ti، Nb و Ta دلالت بر باقی ماندن این عناصر در منشأ در طی ذوب دارد و نشان‌دهنده فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در پسته اقیانوسی فروانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده است (Tatsumi and Takahashi, 1986; Keppler, 1996). برخی از محققین مقادیر پایین عناصر Ti، Nb و Ta را به فرایندهای تهبی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گوشته نیز نسبت داده‌اند (Woodhead et al., 1993). بی‌هنجاری مثبت K و Cs و بی‌هنجاری منفی Sr دیده می‌شود (شکل ۵- پ).

سنگ‌ها مقاوم است (Heaman, 1991). نتایج آنالیز سن سنجی نمونه‌های متاریولیت و دیاباز در جدول ۳ ارائه شده است. بر پایه اندازه‌گیری انجام شده بر روی دانه‌های زیر کن در نمونه AD30 سن متاریولیت‌ها  $6 \pm 550$  میلیون سال و همچنین نمونه AD34 سن دیابازها  $3/3 \pm 8/88$  میلیون سال محاسبه شد. بدین ترتیب بر اساس نمودار کنکردیای تعیین سن دانه‌های زیر کن به روش U-Pb (شکل‌های ۶- الف و ب) متاریولیت‌ها به نئوپروتروزویک و دیابازها به میوسن/تورونین تعلق دارند.

انجام شود. انتخاب روش تعیین سن بستگی به تأثیر پدیده‌های حرارتی مانند دگرگونی ناحیه‌ای و یا تأثیر محلول‌های ماگمایی- گرمایی در طی زمان دارد. زیرا حرارت دیدن سنگ آذرین می‌تواند تغییراتی در زمان ثبت شده اولیه توده ایجاد کند. در این میان بهترین روش سن سنجی، استفاده از کانی زیر کن است. زیر کن به عنوان یک کانی فرعی در دامنه وسیعی از سنگ‌ها به ویژه سنگ‌های آذرین فلسیک حضور دارد. زیر کن در برابر فرایندهای زمین‌شناسی (هوازگی، دگرسانی، دگرگونی) در بسیاری

شکل ۵- الف) نمودار عتکیوتی نرمالیزه شده نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1985) برای عناصر نادرخاکی متاریولیت‌ها و دیابازهای دامن قره؛ ب) نمودار نرمالیزه شده عناصر جزئی و کمیاب متاریولیت‌های دامن قره نسبت به پوسته فوقانی (Taylor and McLennan, 1995)؛ پ) دیابازها نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc donough, 1989).



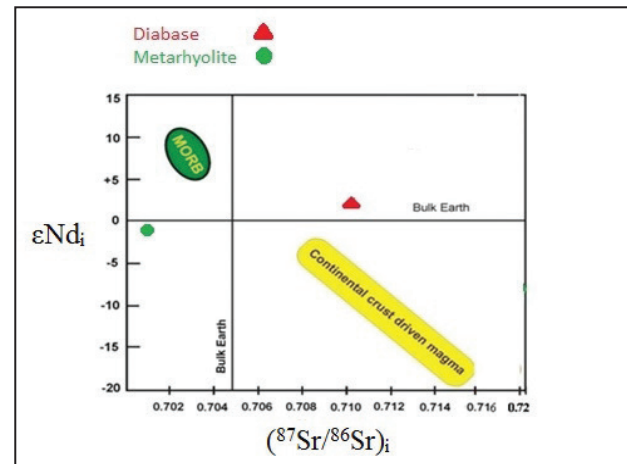
شکل ۶- نمودار کنکردیای برای زیر کن‌های سن سنجی شده به روش U-Pb محدوده دامن قره: الف) متاریولیت؛ ب) دیاباز.

جدول ۳- نتایج آنالیز سن سنجی U-Pb بر روی زیر کن واحدهای متاریولیت و دیاباز منطقه دامن قره.

نمونه	$^{238}\text{U}$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$ (%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$ (%)	Best Age (Ma)	$\pm$ (Ma)
<b>متاریولیت AD30</b>									
۱	۵۴۰	۰/۰۸۶۶	۰/۸	۰/۰۵۷۷	۱/۴	۱۱/۵۵	۰/۱	۵۳۵	۴
۲	۴۲۳	۰/۰۸۷۱	۰/۹	۰/۰۵۸۵	۱/۲	۱۱/۴۸	۰/۱	۵۳۸	۵
۳	۷۳۴	۰/۰۸۷۱	۱/۱	۰/۰۵۷۹	۱/۸	۱۱/۴۸	۰/۱۳	۵۳۸	۶
۴	۱۹۹۷	۰/۰۸۸۱	۰/۸	۰/۰۵۸۸	۰/۹	۱۱/۳۶	۰/۰۹	۵۴۴	۴
۵	۲۹۱	۰/۰۸۹۱	۱/۲	۰/۰۶۱۷	۲	۱۱/۲۲	۰/۱۳	۵۴۸	۶
۶	۱۳۴۲	۰/۰۸۹۴	۰/۷	۰/۰۵۸۵	۰/۷	۱۱/۱۹	۰/۰۸	۵۵۲	۴
<b>دیاباز AD34</b>									
۱	۱۲۵۷۴۴۴	۰/۰۱۴۴	۳/۲	۰/۰۹۲۲	۳/۲	۷۲/۰۸۷	۶/۶	۸/۴	۰/۳
۲	۱۳۳۳۳۳۹	۰/۰۰۱۴	۲/۳	۰/۰۴۳۹	۸/۷	۷۱۴/۵۹	۱۶/۶۲	۹	۰/۲
۳	۳۰۳۲۲۰	۰/۰۰۱۵	۵/۷	۰/۰۵۸۹	۲۳/۱	۶۸۲/۶۰	۳۸/۹	۹/۳	۰/۶

نمودار، مقدار ایزوتوپ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در برابر ایزوتوپ ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) اولیه، متاریولیت‌ها گوشته یا پوسته قاره‌ای تحتانی منشأ گرفته‌اند. میزان منفی  $\epsilon\text{Nd}$  نشان‌دهنده نشأت گرفتن آنها از آناتکسی شدید پوسته قاره‌ای است (Li et al., 2002). دیابازها به رغم بالا بودن مقدار  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و با توجه به مقدار  $\text{Nd}\epsilon (+1/7)$ ، در محدوده ماگمای خارج از پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند و از گوشته منشأ گرفته‌اند. دلیل بالا بودن میزان  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  احتمالاً مربوط به آمیختگی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای است (شکل ۷).

شکل ۷- نمودار موقعیت مکانی متاریولیت و دیاباز دامن قرب بر اساس مقادیر نسبت ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) اولیه در مقابل  $\epsilon\text{Nd}$ . منابع برای پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1985) و (Rollinson, 1993; Sun and Mc donough, 1989) MORB.



$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$ (2σ)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Average Age (Ma)	Type	Sample
۰/۷۰۰۷۱۲	۰/۷۲۶۰۳۷	۵۹/۴	۶۶/۳	۵۵۰	Meta-rhyolite	Ad30
۰/۷۱۰۵۲۳	۰/۷۱۰۵۲۷	۲۷۱	۴۰/۶	۸	Diabas	Ad28

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr در متاریولیت و دیاباز دامن قرب.

Ndε	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$ (2σ)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Average Age (Ma)	Type	Sample
-1/51	۰/۵۱۱۸۵۲	۰/۵۱۲۲۹۹	۵۲/۵	۱۰/۹	۵۵۰	Meta-rhyolite	Ad30
+1/7	۰/۵۱۲۷۱۶	۰/۵۱۲۷۲۵	۳۲/۲	۶/۷۶	۸	Diabas	Ad28

جدول ۵- داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd در متاریولیت و دیاباز دامن قرب.

واحد دیاباز در حوزه فرورانش مطابقت دارد. البته نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (شکل ۷) بیانگر آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای ضمن صعود به سمت بالاست.

#### ۸-۲. منشأ و پتروژنز

متاریولیت‌ها (با سن  $۵۵۰ \pm ۶$  میلیون) و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده سازند تنکار بخش اعظم محدوده مطالعاتی را تشکیل داده‌اند و دیابازها با سن  $۸/۸۸ \pm ۰/۳۲$  میلیون در این سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند. متاریولیت‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکانل و پراآلومینوس هستند. غنی‌شدگی ضعیفی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Cs، K و Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) مانند La و Ce در مقابل کاهش‌دهنده‌ی عناصر Sr، Ta، Nb، Ba و Ti مشاهده می‌شود. این غنی‌شدگی ضعیف نشان‌دهنده نبود کانی‌گارت در منشأ است. همچنین بی‌هنجاری

#### ۷- ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd توده‌های نفوذی

نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول‌های ۴ و ۵ گزارش شده است. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در متاریولیت (با سن حدود ۵۵۰ میلیون سال) به ترتیب برابر با  $۰/۷۰۰۷۱۲$  و  $۰/۵۱۱۸۵۲$  محاسبه شد. میزان ایزوتوپ اولیه  $\epsilon\text{Nd}$  در نمونه مورد نظر برابر با  $-1/51$  است. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در دیاباز (با توجه به سن حدود ۸ میلیون سال) به ترتیب برابر با  $۰/۷۱۰۵۲۳$  و  $۰/۵۱۲۷۱۶$  محاسبه شد. میزان ایزوتوپ اولیه  $\epsilon\text{Nd}$  در نمونه مورد نظر برابر با  $+1/7$  است. بر اساس

#### ۸- بحث

##### ۸-۱. موقعیت تکتونیکی

نمونه‌های متاریولیت در نمودار موقعیت تکتونیکی Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979)، در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) واقع شده‌اند که نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی این منطقه متعلق به ماگماتیسم درون صفحه‌ای هستند (شکل ۸-الف). نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در واحدهای متاریولیت (شکل ۷) و نشأت گرفتن ماگما از پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. این مسئله همراه با الگوی نمودارهای عنکبوتی (شکل ۵) ماهیت پراآلومینوس این واحد را تأیید می‌کند. در صورتی که دیابازها در نمودار Nb در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Pearce and Gale, 1977) و Y در مقابل Zr (Muller and Groves, 1991)، موقعیت تکتونیکی کمان ماگمایی حوزه فرورانش را نشان می‌دهند (شکل‌های ۸-ب و پ). ماهیت پراآلومینوس و الگوی نرمالیزه شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت و عناصر فرعی و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه (شکل‌های ۵-الف و پ) با تشکیل



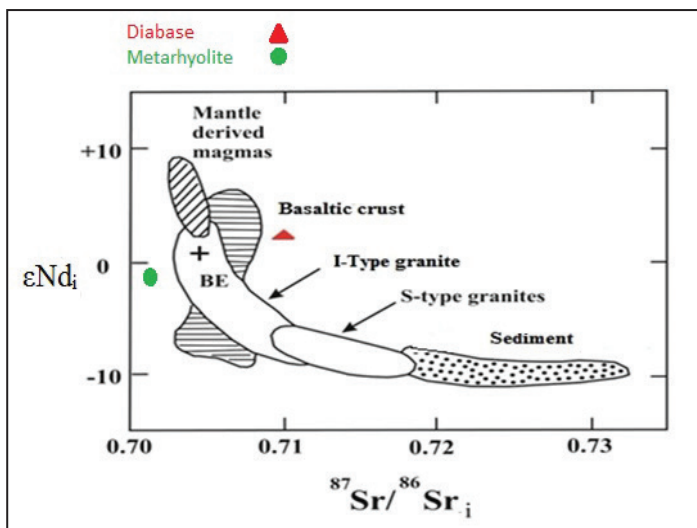
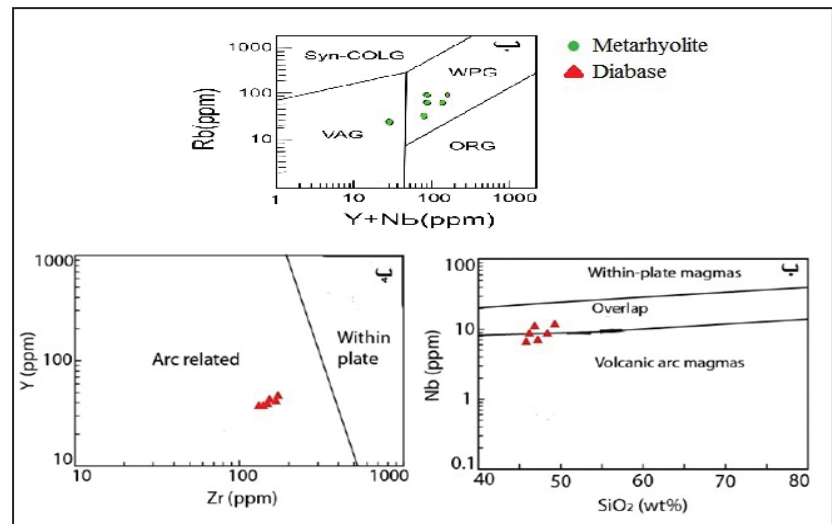
شده است. بر اساس مقادیر ایزوتوپ Sr-Nd ماگما از گوه گوشته ای متاسوماتیزم شده توسط سیالات آزاد شده از اسلب فرورانده شده نشأت گرفته است که ضمن صعود به سمت بالا دچار آغشتگی با پوسته قاره ای شده اند. در نمودار نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در مقابل Nde (شکل ۹)، منشأ دیابازها نزدیک به پوسته بازالتیک و ماگمای مشتق شده از گوشته است که این موضوع را تأکید می کند.

### ۹- نتیجه گیری

در مجموع با توجه به نتایج ژئوشیمی، سن سنجی و ایزوتوپی، دو ماگماتیسیم کاملاً متفاوت به لحاظ منشأ، سن و ویژگی های ژئوشیمیایی در منطقه دامن قر وجود دارد. سن سنجی و بررسی پتروژنز سنگ های آنشفسانی و توده های نفوذی حوزه تکنار به ویژه واحدهایی که مرتبط با تشکیل کانی سازی های مس و طلا در این کمربند هستند، کمک شایانی به درک بهتر شرایط تکتونوماگمایی و اکتشاف پتانسیل های معدنی در آینده خواهد کرد.

منفی Eu و الگوی نسبتاً مسطح عناصر REE، حاکی از تشکیل ماگما در محیطی احيایی با حضور کانی فلدسپار به عنوان باقیمانده است. بر اساس مقادیر ایزوتوپ Sr-Nd، ماگما از گوشته یا پوسته قاره ای منشأ گرفته و بر پایه نمودارهای موقعیت تکنونیک، متعلق به ماگماتیسیم درون صفحه ای است. نتایج حاصل از این تحقیق با نتایج سن سنجی و بررسی های ژئوشیمیایی منظمی باقرزاده و همکاران (۱۳۹۵) بر روی واحد متاریولیتی در محدوده معدن تکنار مطابقت دارد. این امر نشان می دهد که در زمان ثوپروتروزوییک، یک محیط ریفت درون قاره ای در منطقه تکنار فعال بوده و ماگماتیسیم اسیدی حاصل از آن در بخش های مختلف حوزه تکنار تشکیل شده است. در نمودار نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در مقابل Nd ε (شکل ۹)، منشأ متاریولیت، ذوب یخشی رسوبات پوسته قاره ای تعیین شده است. ترکیب شیمیایی دیابازهای میوسن نشان می دهد که ماهیت توله ایی و متآلومینوس دارند. الگوی عناصر نادر خاکی و غنی شدگی عناصر LILE نسبت به HFSE حکایت از تشکیل ماگما در حوزه فرورانش دارد. این موضوع در نمودارهای موقعیت تکنونیک تأیید

شکل ۸- الف) تعیین موقعیت تکنونیک متاریولیت های دامن قر در نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979)؛  
ب) تعیین موقعیت تکنونیک دیابازهای دامن قر در نمودار Nb در برابر  $\text{SiO}_2$  (Pearce and Gale, 1977)؛  
پ) نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1991).



شکل ۹- نمایش تغییرات میزان  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه در مقابل  $\epsilon\text{Nd}_i$  برای متاریولیت و دیاباز دامن قر جهت تعیین منشأ سنگ (Keay et al., 1997).

### سپاسگزاری

و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای حمایت مالی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برای انجام برخی از آنالیزها سپاسگزاری می شود.

این پروژه در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳۱۶۵۳/۳ مورخ ۱۳۹۳/۴/۱۴ در پردیس بین المللی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. از سازمان توسعه و نوسازی معادن [www.SID.ir](http://www.SID.ir)

## کتابنگاری

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۳- گزارش پایان عملیات اکتشاف طلا دامن قره. شهرابی، م.، حسینی، م. و شعبانی، ک.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسکن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. منظمی باقرزاده، ر.، کریم‌پور، م. ح.، لنگ فارمر، ج.، استرن، ج.، سانتوس، ژ.، ریبریو، س.، رحیمی، ب. و حیدریان، م. ر.، ۱۳۹۵- ژئوکرونولوژی، پتروگرافی، ژئوشیمی و رادیوایزوتوپ‌های متاریولیت‌های برنورد، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۱، ص. ۲۳۹ تا ۲۶۴.

## References

- Boynton, W. V., 1985- Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies, in: P. Henderson (ed.), Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam, 1115- 1522.
- Eftekharnajad, J., Aghanabati, A., Baroyant, V. and Hamzehpour, B., 1976- Geological Map of Kashmar, 1: 250000. GSI, Tehran.
- Heaman, L., 1991- U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic magmatic events. in: W. Teixeira., M. Ernasto., E. P., Oliveria (eds.), Extended Abstracts international symposium on mafic Dykes, Sao Paulo, Brazil, 7- 9.
- Keay, S., Collins, W. J. and McCulloch, M. T., 1997- A three component Sr-Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. *Geology* 25: 307- 310.
- Keppler, H., 1996- Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Advanced synthesis and catalysis* 338: 23- 29.
- Li, X. H., Li, Z. X., 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: 135- 154.
- Lindenberg, H. G and Jacobsenhagen, V., 1983- Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran. Khorasan, GSI Report No. 51, p. 145- 163.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635- 643.
- Middelmost, 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 Hidarian Shahri, M. R., 2015- U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111: 54- 71.
- Mueller, A. G. and Groves, D. I., 1991- The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews* 6: 291- 331.
- Muller, R. and Walter, R., 1983- Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar Inliers Northwest of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran. GSI Report No. 51, p.165- 183.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H., 1977- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. in: C.J., Hawkesworth, M.J., Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich 20: 230- 249.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variation in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33- 47.
- Rollinson, H., 1993- *Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation*, Harlow, UK, Longman, 352 p.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean: Basins*. The Geological Society of London, special publication 42.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T., 1986- Operation of subduction factory and production of andesit, Institute for Research on Earth Evolution (IFREE). *Japan Agency for Marine- Earth Science and Technology* 237:112- 216.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*, Blackwell, Oxford, 312 p.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews Geophysics* 33: 241- 265.
- Thompson, A. B., 1982- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>Oundersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* 282: 1567- 1595.
- Wass, S. Y. and Rogers, N. W., 1980- Mantle metasomatism; precursor to continental alkalin volcanism. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 44: 1811- 1823.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. Uniwin Hyman, London.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993- High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letter* 114: 491- 504.

# Petrology, geochemistry, Zircon dating and Sr-Nd isotopes of igneous rocks in Damanghor area, Northern Bardaskan, Khorasan Razavi province

H. Abbasnia<sup>1</sup>, M. H. Karimpour<sup>2\*</sup> and A. Malekzadeh Shafaroudi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 2017 November 04

Accepted: 2018 July 07

## Abstract

Damanghor area is located northern Bardaskan, Khorasan Razavi province, and structurally, it is a part of Taknar zone. Geology of the area includes of Taknar metamorphosed sedimentary rocks and metarhyolite, which is intruded by diabasic rocks as stoke and dyke. The texture of metarhyolites is porphyry and contains of quartz and feldspar, whereas diabas has ophitic texture and contain plagioclas, pyroxene, and hornblend. Age of metarhyolite and diabas determined 550 Ma (Neoprotozoic) and 8.8 Ma (Miocene), respectively, using zircon U-Pb method. Metarhyolites have peraluminous nature and were formed at intracontinental rift. Low enrichment in LREE relative to HREE and Eu negative anomaly indicates the magma is formed at plagioclase stability depth. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.700712), ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> (0.511852), and  $\epsilon\text{Ndi}$  (-1.51) values show source of magma was mantel or lower crust. Diabases have toleitic to metaaluminous nature and were formed at subduction zone. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.710527), ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> (0.512716), and  $\epsilon\text{Ndi}$  (+1.7) values indicate magma is driven from partial melting of metasomatized mantle wedge by released fluid of subducted slab, which is assimilated with continental crust. Taknar formation acidic Neoprotozoic magmatism, which is formed at rift setting, associated with Miocene basic magmatism, which is formed at subduction zone, reveals an insight of tectonomagmatic conditions of Taknar zone in different times.

**Keywords:** Petrography, Geochemistry, Geochronology, Petrogenesis, Damanghor, Taknar zone.

For Persian Version see pages 189 to 198

\*Corresponding author: M. H. Karimpour; E-mail: karimpur@um.ac.ir