

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی گرانودیوریت‌های کالک‌آلکان ده‌بالا (جنوب‌باختری بوین‌زهر، استان قزوین)

زینب قرامحمدی و علی کنعانیان *

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

توده آذرین درونی ده‌بالا در محدوده ۴۵ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان بوین‌زهر در استان قزوین رخنمون دارد. این توده بیشتر از گرانودیوریت هستند و با نفوذ به درون سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)، هاله دگرگونی حرارتی باریکی در سنگ‌های میزبان پدیده آورده است. گرانودیوریت‌ها با $SiO_2=64/2-66/9$ ، از نوع کالک‌آلکان غنی از پتاسیم هستند و ویژگی‌های سنگ‌های متآلومین ($A/CNK>1/1$) را نشان می‌دهند. در نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه، نمونه‌ها الگوی همانندی دارند و از عناصر Cs، Th، U، K و Zr غنی‌شدگی و از عناصر Nb، Ti، P و Ba تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در الگوی عناصر خاکی نادر که به ترکیب کندریت بهنجار شده، نمونه‌ها دارای آنومالی منفی متوسط یوروپیم، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و الگوهای جدایش شده متوسط در REE هستند که از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای نوع I به‌شمار می‌آیند. میزان TiO_2 و P_2O_5 کم همراه با نسبت Th/Ta بالا ($6/23-9/35$) نشان‌دهنده ماگماتیسم وابسته به فرورانش است. گرانودیوریت‌های ده‌بالا ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین درونی که در کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای پدید می‌آیند را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها شامل ماهیت کالک‌آلکان آنها، آنومالی شدید منفی Nb، الگوهای LREE غنی‌شده و جدایش ضعیف در MREE و HREE هستند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار La، Ce، Rb، Th، K و Nd در کنار آنومالی منفی Ti، Ba، Eu، Nb و P نیز نشان‌دهنده ریشه گرفتن ماگما از ذوب‌بخشی پوسته زیرین دارد. حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) در گرانودیوریت‌ها به همراه بافت‌های نبود تعادل در بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین، بلورهای پلاژیوکلاز در مرز مشترک میان گرانودیوریت‌ها و انکلاوها می‌تواند نشان‌دهنده آمیزش ماگمای پوسته با ماگمای مافیک جداشده از گوشته باشد. **واژه‌های کلیدی:** گرانیتوئید کالک‌آلکان، آمیزش ماگمایی، پوسته زیرین، گرانیته نوع I، توده آذرین درونی ده‌بالا، مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر

مقدمه

ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و بازدیدهای میدانی، سنگ‌های گرانیتوئیدی به گروه‌های S، I و M رده‌بندی می‌شوند (Chappell and White, 2002).

گرانیته‌ها انواع گوناگونی دارند و در شرایط متفاوتی پدید می‌آیند (Castro, 2013). بر پایه

* kananian@khayam.ut.ac.ir

به دست پژوهشگران گوناگون برای شناسایی نوع گرانیتوئید و رژیم زمین‌ساختی آنها بررسی شده‌اند (Tahmasbi et al., 2010; Torkain, 2011; Aliani et al., 2012; Ahankoub et al., 2012; Nasr Esfahani and Shojaei, 2012). رخنمون‌های بسیاری از توده‌های آذرین درونی که بیشتر گرانیتوئیدی هستند در جنوب‌باختری بویین‌زهرا برونزد دارند. توده‌های گرانیتوئیدی جنوب‌باختری بویین‌زهرا بخشی از ماگماتیسیم گسترده ارومیه - دختر در پهنه ایران مرکزی به‌شمار می‌روند. این توده‌ها از دید ترکیب سنگ‌شناسی تنوع بالایی از گابرو، دیوریت، دیوریت کوارتزار، مونزونیت کوارتزار، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و گرانیت را نشان می‌دهند و از دید زمین‌شیمیایی از گرانیتوئیدهای نوع I به‌شمار می‌آیند (Tabakh Shabani, 1990). یکی از توده‌های آذرین درونی این منطقه، توده آذرین درونی حاجی آباد است که از گرانیتوئیدهای I است که در نواحی وابسته به فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده است (Safarzadeh, 2007).

در سال‌های اخیر، بررسی‌های سنگ‌زایی بسیاری بر روی توده‌های آذرین درونی ترسیری در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر انجام شده است که از میان آنها می‌توان توده‌های گرانیتوئیدی منطقه یزد به سن الیگو-میوسن در بخش مرکزی پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر را نام برد. این توده‌ها با ترکیب تونالیت تا آلکالی‌گرانیت از گرانیت‌های I دمای بالا (کوردیلرایی) هستند که در نواحی فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند (Ghanei Ardakani et al., 2013). از دیدگاه پیدایش توده‌های آذرین درونی، پهنه‌های وابسته به فرورانش از پیچیده‌ترین پهنه‌های زمین‌ساختی به‌شمار می‌آیند (Wilson, 1989)؛ زیرا که در حاشیه فعال قاره‌ها، خاستگاه‌های گوناگونی مانند

شناسایی و رده‌بندی انواع گرانیت یک گام اصلی برای دریافتن خاستگاه و سرگذشت تکاملی آنهاست. گرانیت‌های نوع I پیچیده‌ترین گرانیت‌ها از دیدگاه خاستگاه و فراوان‌ترین آنها در طبیعت به‌شمار می‌آیند (Castro, 2013). دریافتن خاستگاه مذاب‌های گرانیتی نوع I از آنجایی اهمیت دارد که این گرانیت‌ها در پهنه‌هایی پدید آمده‌اند که پوسته قاره‌ای عامل مهم تولید ماگما بوده است. چنین ماگماهایی دارای درجه حرارت کمابیش بالایی در هنگام پیدایش بوده و به‌گونه چشمگیری از آب زیر اشباع هستند (Castro, 2013; Clemens, 1984). با اینکه چنین مذاب‌هایی عموماً با واکنش‌های ذوب‌بخشی و در نبود سیال پدید می‌آیند؛ اما ماگماهای گرانیتی مافیک‌تر یا گرانودیوریت‌های کالک‌آلکان نمی‌توانند تنها از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته پدید آمده باشند (Clemens and Stevens, 2011). از سوی دیگر، بافت‌های نشان‌دهنده نبود تعادل، مانند سطوح تحلیلی، منطقه‌بندی نوسانی و بافت‌های غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، و همچنین، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) در توده‌های آذرین درونی کالک‌آلکان نوع I، دلایلی قوی برای رخداد انتشار در مقیاس کوچک هستند که مایه ناهمگنی ترکیبی در سیستم‌های آذرین در هنگام آمیزش ماگمایی (magma mixing) می‌شوند (Ginibre et al., 2002; Perugini et al., 2003).

به‌سواء Clemens و Stevens (۲۰۱۱) در بسیاری از گرانیتوئیدهای سری I، فرایند آمیزش ماگمایی علت پایه‌ای ناهمگنی ترکیبی به‌شمار نمی‌روند؛ زیرا ترکیب پروتولیت (یا سنگ خاستگاه ماگما) مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده شیمی ماگماهای گرانیتی و ناهمگنی ترکیبی در آنهاست. توده‌های گرانیتوئیدی بسیاری از نقاط ایران

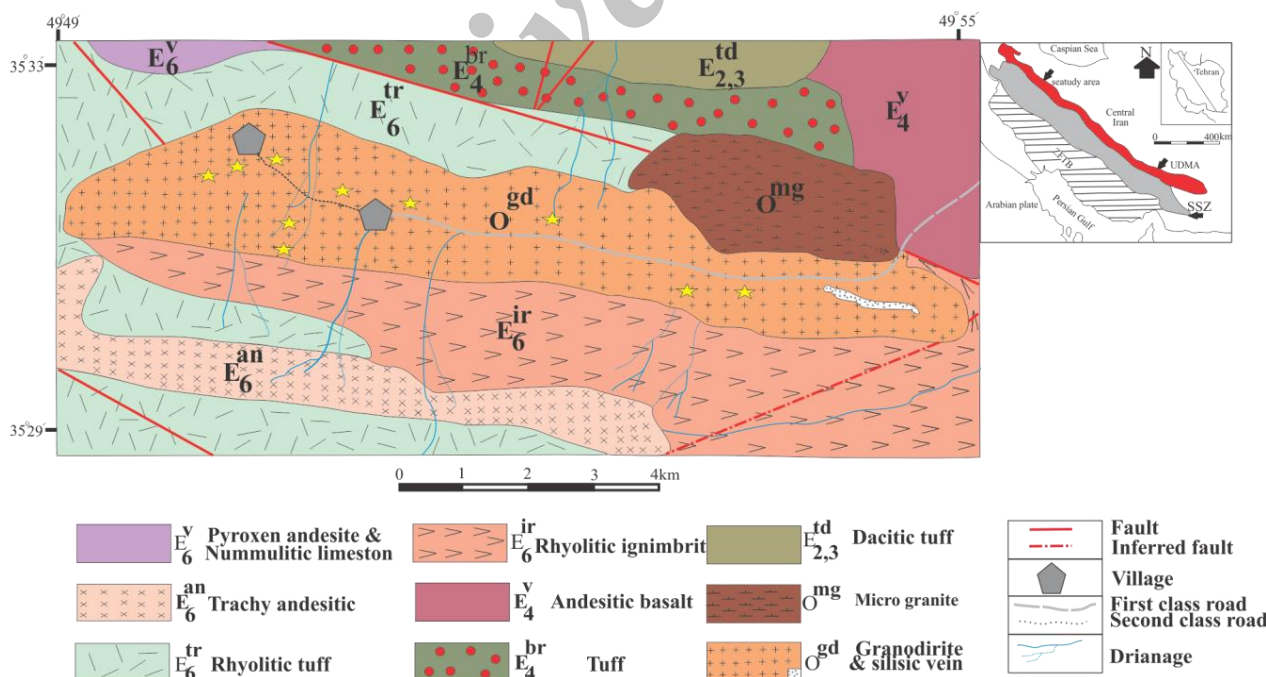
ماگمایی ارومیه-دختر در پهنه گسترده ایران مرکزی (Stöcklin, 1968) را دربرمی‌گیرد. سنگ‌های ائوسن و الیگوسن ارومیه-دختر بیشتر خاستگاه آتشفشانی-نفوذی دارند، معمولاً به کالک‌آلکان‌ها (Berberian and King, 1981) و گاه به قلیایی‌ها وابستگی نشان می‌دهند (Hassanzadeh, 1993; Moradian, 1997).

توده آذرین درونی ده‌بالا در جنوب‌باختری شهرستان بویین‌زهرا، با ترکیب بیشتر گرانودیوریتی، بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است. این توده با گستردگی 50 km^2 ، در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه (Nogolsadat and Hoshmandzadeh, 1984) و ۱/۱۰۰۰۰۰۰ دانشفهان (خیراج) (Eghlimi, 2000) در میان طول‌های جغرافیایی $49^{\circ}49'$ تا $49^{\circ}49'$ و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}29'$ تا $35^{\circ}33'$ شمالی جای دارد (شکل ۱).

لیتوسفر اقیانوسی فرورو و رسوب‌های روی آن، گوۀ گوشته‌ای و پوسته زیرین در پیدایش ماگما نقش دارند. هرچند متغیرهای دیگری مانند آب‌زدایی ورقه فرورونده، ذوب‌بخشی، جدایش بلورین و آمیزش ماگمایی نیز در فیلترکردن گام به گام مواد گوشته در پهنه‌های فرورانش موثر هستند و می‌توانند بخش‌های تکامل یافته‌تر و سیلیسی‌تر پوسته قاره‌ای را پدید آورند. در این پژوهش، با به‌کارگیری یافته‌های صحرایی برای توده آذرین درونی ده‌بالا، بررسی‌های سنگ‌نگاری و داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌های این توده، سرشت زمین‌شیمیایی، خاستگاه ماگمای سازنده و پهنه زمین‌ساختی جایگیری این توده بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

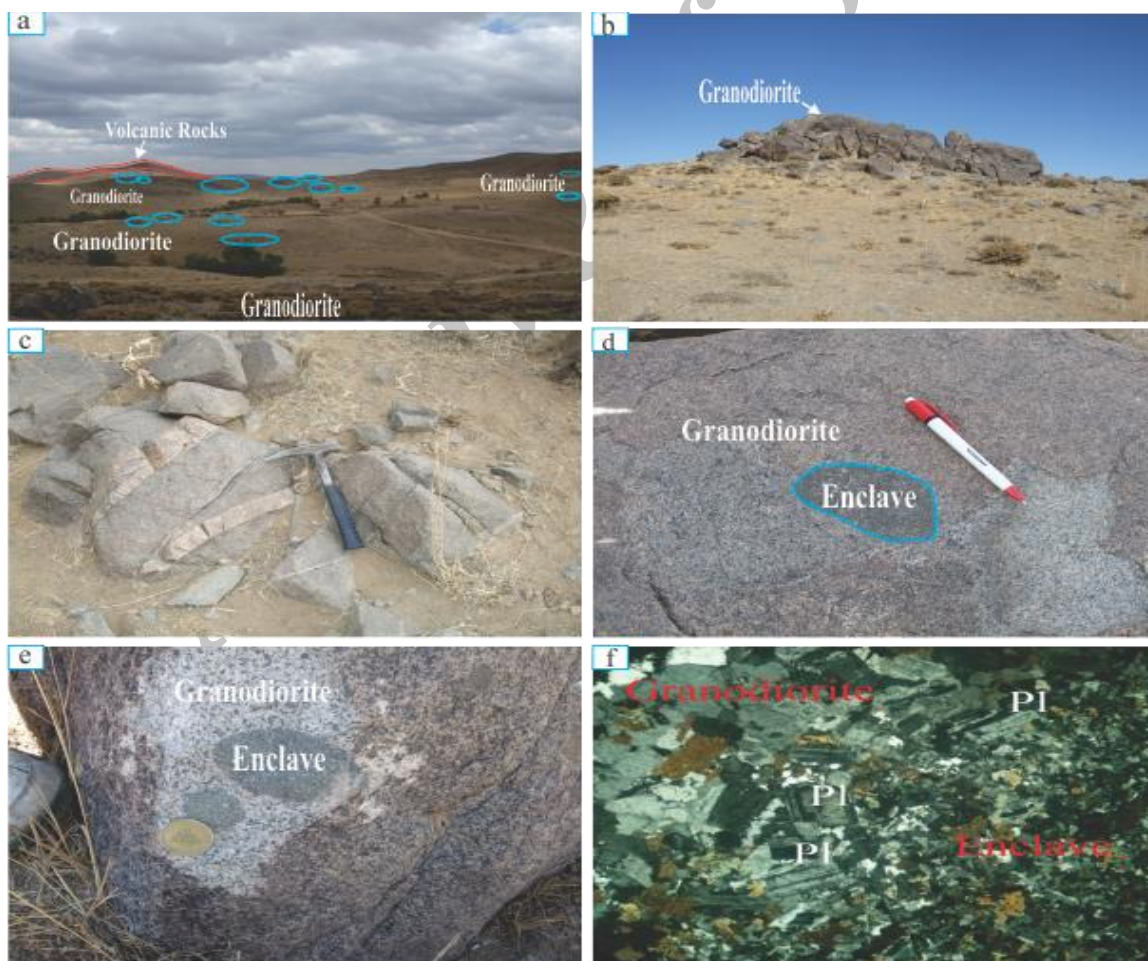
منطقه بویین‌زهرا در پهنه‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخش کوچکی از پهنه



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه ده‌بالا در جنوب‌باختری بویین‌زهرا، برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ دانشفهان (Eghlimi, 2000). جای برداشت نمونه‌ها با ستاره‌های زرد رنگ نشان داده شده است.

آتشفشانی میزبان این توده بیشتر شامل آندزیت‌های پیروکسن‌دار با کمی گدازه‌های داسیتی تا آندزیتی، سنگ‌های آذرآواری اسیدی و سنگ‌های رسوبی شامل آهک بوده، و سن آنها ۳۹ میلیون سال پیش برآورد شده که با رویداد فاز زمین‌ساختی پیرنئن همخوانی دارد. بخش بزرگی از توده آذرین درونی ده‌بالا از گرانودیوریت‌هایی به‌رنگ خاکستری روشن است. بر پایه بررسی‌های صحرائی، این توده از سنگ‌شناسی کمابیش یکنواخت و ساده‌ای برخوردار است و گوناگونی سنگ‌شناسی چندانی نشان نمی‌دهد. ریخت‌شناسی این توده ملایم بوده و به‌صورت تپه‌های با بلندای کم رخنمون یافته است.

بر پایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان، کهن‌ترین برونزد در محدوده خیارج شامل لایه‌های ستبر سنگ آهک و دولومیت‌های چرت‌دار خاکستری تیره است که هم‌ارز بخش میانی سازند میلا است (Bolourchi, 1979). نهشته‌های پالئوزویک و تریاس و کرتاسه بالایی در نواحی جنوب‌باختری خیارج رخنمون دارند. سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه زیرین در محدوده خیارج دیده نشده‌اند. سنگ‌های کهن‌تر از ائوسن در محدوده منطقه ده‌بالا-آق‌قویو دیده نمی‌شوند. در پی فاز فشاری پایان ائوسن-لیگوسن (فاز زمین‌ساختی پیرنئن)، توده آذرین درونی ده‌بالا در ردیف‌های آتشفشانی-رسوبی، به سن ائوسن میانی و بالایی، تزریق شده است. سنگ‌های



شکل ۲- تصویرهای صحرائی از سنگ‌ها در منطقه ده‌بالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهره). a و b) رخنمون‌های گرانودیوریتی؛ c) رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ در گرانودیوریت‌ها؛ d و e) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های میزبان؛ f) تصویر میکروسکوپی XPL (cross polarized light) از مرز بین انکلاو و میزبان.

(کشور ایرلند) اندازه‌گیری شدند. مرز آشکارسازی در این روش‌ها، $0.1 \text{ wt}\%$ برای عناصر اصلی، $10-0.1 \text{ ppm}$ برای عناصر کمیاب و 5 ppm - 0.1 برای عناصر خاکی نادر است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی با نرم‌افزارهای گوناگون سنگ‌نگاری مانند GCDkit و Igppt پردازش شد و همراه با یافته‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نمونه‌ها در بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده، تحولات ماگمایی و خاستگاه ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی توده آذرین درونی ده‌بالا به‌کار برده شد.

سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و یافته‌های اندازه‌گیری مدال کانی‌ها، توده آذرین درونی ده‌بالا بیشتر گرانودیوریت است و تنها در برخی بخش‌ها، آن هم به‌صورت تدریجی، تغییر ترکیب داده و به کوارتز مونوزودیوریت و کوارتز مونزونیت تبدیل می‌شود؛ به‌گونه‌ای که این تغییرات اندک را نمی‌توان در صحرا ردیابی و شناسایی کرد.

توده آذرین درونی ده‌بالا با ترکیب سنگ‌شناسی بیشتر گرانودیوریتی، دانه متوسط تا دانه درشت بوده از فازهای اصلی کوارتز (۶ تا ۲۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۸ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۸ درصد حجمی)، آمفیبول (۳ تا ۱۲ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۱ تا درصد حجمی) و فازهای فرعی آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و مگنتیت (۱ تا ۲ درصد حجمی) ساخته شده است. در این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای، پویی کیلیتیک و گرانوفیری دیده

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) با اندازه‌های ۲-۲۰ سانتیمتر در گرانودیوریت‌های ده‌بالا از ویژگی‌های دیگر این توده به‌شمار می‌آید. انکلاوها دارای گردشگی هستند و به شکل‌های کروی و بیضوی دیده می‌شوند. سطح تماس آنها با سنگ‌های میزبان ناگهانی است و بافتی ریزدانه‌تر از میزبان دارند. انکلاوها بدون هرگونه شکل‌های پیچیده، مانند پوسته‌های لایه‌لایه، شکل‌های شلیرن و بسیار کشیده‌شده و جهت‌یافتگی هستند و به‌رنگ تیره‌تر از گرانودیوریت‌های میزبان دیده می‌شوند. توزیع و پراکندگی انکلاوها در گرانودیوریت‌های میزبان تصادفی و کمابیش یکنواخت است.

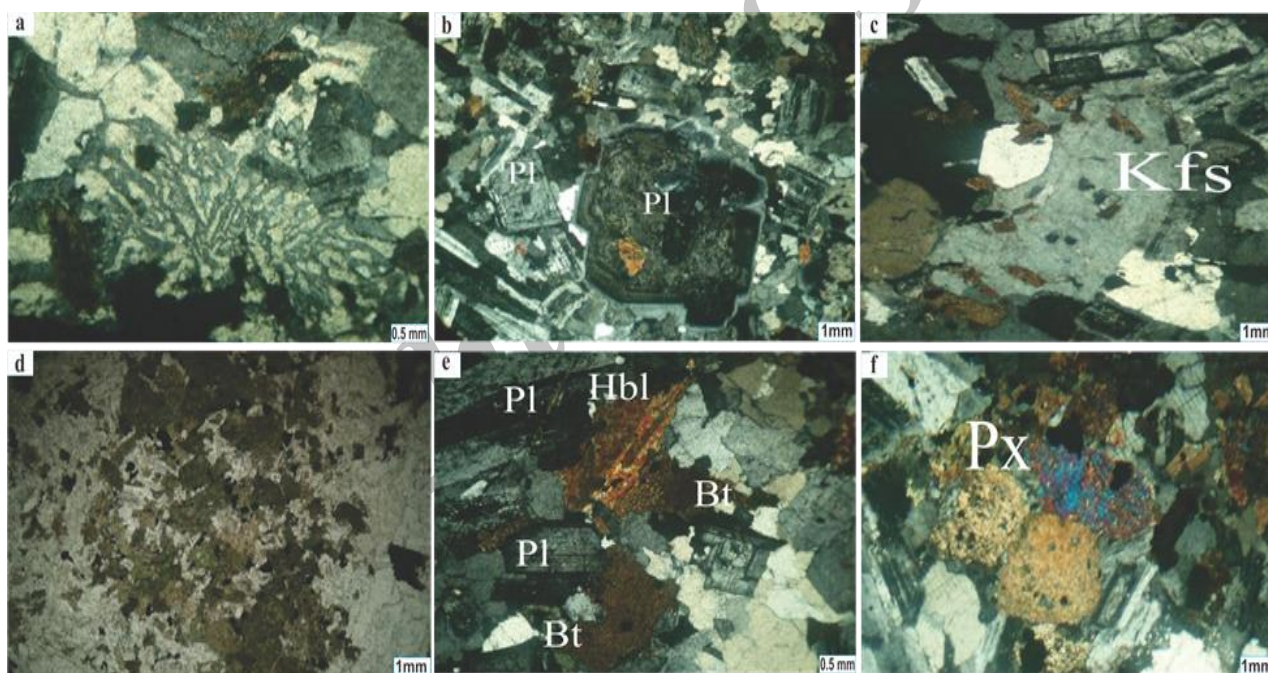
در این توده، رگه‌های آپلیتی نازک به‌رنگ صورتی دیده می‌شوند و دارای ترکیب کانی‌شناسی مانند سنگ میزبان هستند (شکل ۲). آپلیت‌ها، مذاب‌هایی با کمترین دما در سیستم‌های ماگمایی گرانیتی هستند و فراورده پایانی جدایش ماگمایی به‌شمار می‌آیند (Tuttle and Bowen, 1958).

روش پژوهش

پس از بررسی‌ها و بازدیدهای صحرایی و میدانی، ۸۰ نمونه از سنگ‌های آذرین درونی منطقه برداشت و بررسی‌های سنگ‌نگاری بر روی ۶۰ مقطع نازک انجام شد. بر پایه تنوع در ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی با کمترین دگرسانی، ۱۰ نمونه از سنگ‌های این توده برگزیده شدند. این نمونه‌ها با دستگاه آسیاب به اندازه کمتر از ۲۰۰ مش پودر شدند. عناصر اصلی این نمونه‌ها به‌روش ICP-AES و عناصر فرعی به‌روش ICP-MS و در آزمایشگاه ALS-CHEMEX

۴۸ درصد حجمی بوده و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل تکراری و در اندازه‌های متوسط و درشت دیده می‌شوند. در این بلورها بافت‌های غربالی و پویی کیلیتیک دیده می‌شود. بافت‌های غربالی در پی نبود تعادل بلور با ماگما پدید می‌آید و پیدایش آن نشانه ناپایداری، ذوب و انحلال بخش‌های کوچکی از بلور و سپس تبلور دوباره و در جای همان بخش‌ها درون پلاژیوکلاز است (Vernon, 2004). بلورهای پلاژیوکلاز گاه در بخش‌هایی به سریسیت، سوسوریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند.

می‌شود (شکل ۳- a تا f). کوارتز دارای فراوانی مُدال ۶ تا ۲۰ درصد حجمی بوده و به صورت بلورهای بی‌شکل کوچک و متوسط، با لبه‌های کنگره‌ای و خاموشی موجی دیده می‌شود. این کانی به صورت فازهای بینابینی میان بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و دانه‌های دیگر است. هم‌رشدی کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار به صورت بافت گرانوفیر نشان‌دهنده تبلور پرشتاب و هم‌زمان این دو کانی از یک مایع به‌جای‌مانده در ژرفای کم است (Clark, 1992). بلورهای پلاژیوکلاز دارای فراوانی مُدال ۴۰ تا



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بویین‌زهره). (a) بافت گرانوفیری بلورهای کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار (تصویر XPL)؛ (b) فنوکریست پلاژیوکلاز با سطوح تحلیلی و منطقه‌بندی نوسانی (تصویر XPL)؛ (c) بافت پویی کیلیتیک در بلور پتاسیم‌فلدسپار (اورتوکلاز) دارای بلورهای کوچک از پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز (تصویر XPL)؛ (d) تجمعی از بلورهای هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، اسفن و کانی‌های کدر که لخته‌های مافیک در گرانودیوریت‌ها را پدید آورده است (تصویر PPL یا plane polarized light)؛ (e) بلورهای هورنبلند و بیوتیت و پلاژیوکلاز (تصویر XPL)؛ (f) بلورهای سالم پیروکسن در گرانودیوریت‌های ده‌بالا (تصویر XPL). نام اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است.

بیرفرنژانس قوی در نور پلاریزان، با فراوانی بسیار کم (۱ تا ۲ درصد حجمی) به‌صورت شکل‌دار و بی‌شکل در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شوند. در بیشتر نمونه‌ها، بلورهای پیروکسن، اکتینولیتی شده‌اند و درجه اکتینولیتی‌شدن در برخی بلورها شدیدتر و در برخی با شدت کمتر روی داده است. لخته‌های مافیک فراوانی در نمونه‌ها دیده می‌شود.

فاز فرعی اسفن به‌صورت بلورهای گوه‌ای شکل با رنگ زرد عسلی (در نور طبیعی) همراه با بیوتیت و هورنبلند دیده می‌شود. زیرکن به‌صورت بلورهای منشوری، بیشتر درون بیوتیت دیده می‌شود. آپاتیت به‌صورت اذخالی‌های منشوری، در کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌شوند.

کانی‌های کدر همراه با کانی‌های مافیک به‌صورت خودشکل دیده می‌شوند و پیامد دگرسانی نیستند. شایان ذکر است که هیچ‌کدام از کانی‌های پرآلومین (مانند مسکوویت، کوردیریت، گارنت و پلی‌مورف‌های Al_2SiO_5) که از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S هستند (Barbarin, 1999) در گرانودیوریت‌های ده‌بالا دیده نشده‌اند.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و

فرعی

بر پایه رده‌بندی QAP (Stereckeisen, 1976)، سنگ‌های توده آذرین درونی ده‌بالا در بخش گرانودیوریت‌ها جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی آلومین (Maniar and Piccoli, 1989)، گرانودیوریت‌های ده‌بالا همگی مت‌آلومین ($A/CNK > 1$) هستند (جدول ۱؛ شکل ۴- B).

بلورهای اورتوکلاز دارای فراوانی مُدال ۲۰ تا ۳۰ درصد بوده و ماکل دوتایی در اندازه‌های کوچک تا بزرگ دارند. همچنین، اورتوکلازهای درشت و بی‌شکل با بافت پویی‌کیلیتیک دارای اذخالی‌های از بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های آپاتیت و کانی کدر دیده می‌شوند. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، حضور بلورهای اورتوکلاز با ماکل دوتایی ساده و همچنین، حضور اذخالی‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار درون بلورهای اورتوکلاز نشان‌دهنده رشد ماگمایی پتاسیم‌فلدسپار در گرانیت‌هاست (Vernon, 1986). حضور بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در شرایط فشار کم و محیط کم‌ابیش کم‌آب بوده و نشان‌دهنده جایگزینی آن در ژرفای کم و در نزدیکی سطح زمین است (Blatt et al., 2006).

کانی‌های مافیک شامل بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها با اندازه‌ها و شکل‌های گوناگون دیده می‌شوند. بیوتیت با فراوانی مُدال ۵ تا ۱۸ درصد، فراوان‌ترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌هاست. در این سنگ‌ها، بیوتیت‌ها با اندازه متوسط و به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بیوتیت‌ها به رنگ قهوه‌ای و با چندرنگی قوی دیده می‌شوند و در کناره‌های برخی از آنها تحلیل‌رفتگی و خورده‌شدگی رخ داده است.

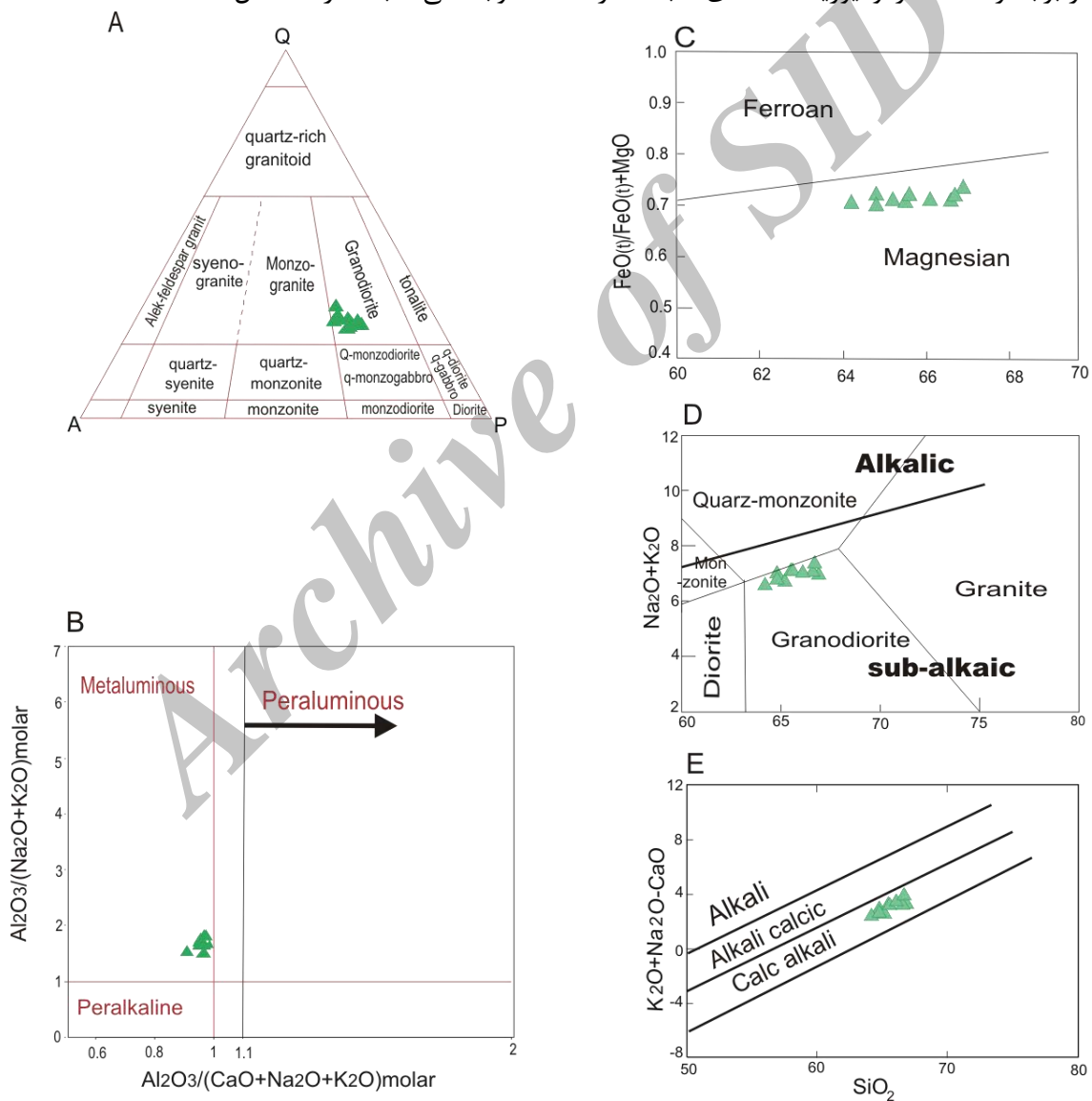
فراوانی و ماهیت آمفیبول از یک نمونه به نمونه دیگر متفاوت است و بیشتر از نوع اکتینولیت و هورنبلند است. هورنبلندها با فراوانی مُدال ۳ تا ۱۲ درصد از کانی‌های این سنگ‌ها هستند. بلورهای کلینوپیروکسن با خاموشی ۴۵ درجه و

جدول ۱- داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی (بر پایه wt%) و عناصر فرعی (بر پایه ppm) توده آذرین درونی ده‌بالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهره).

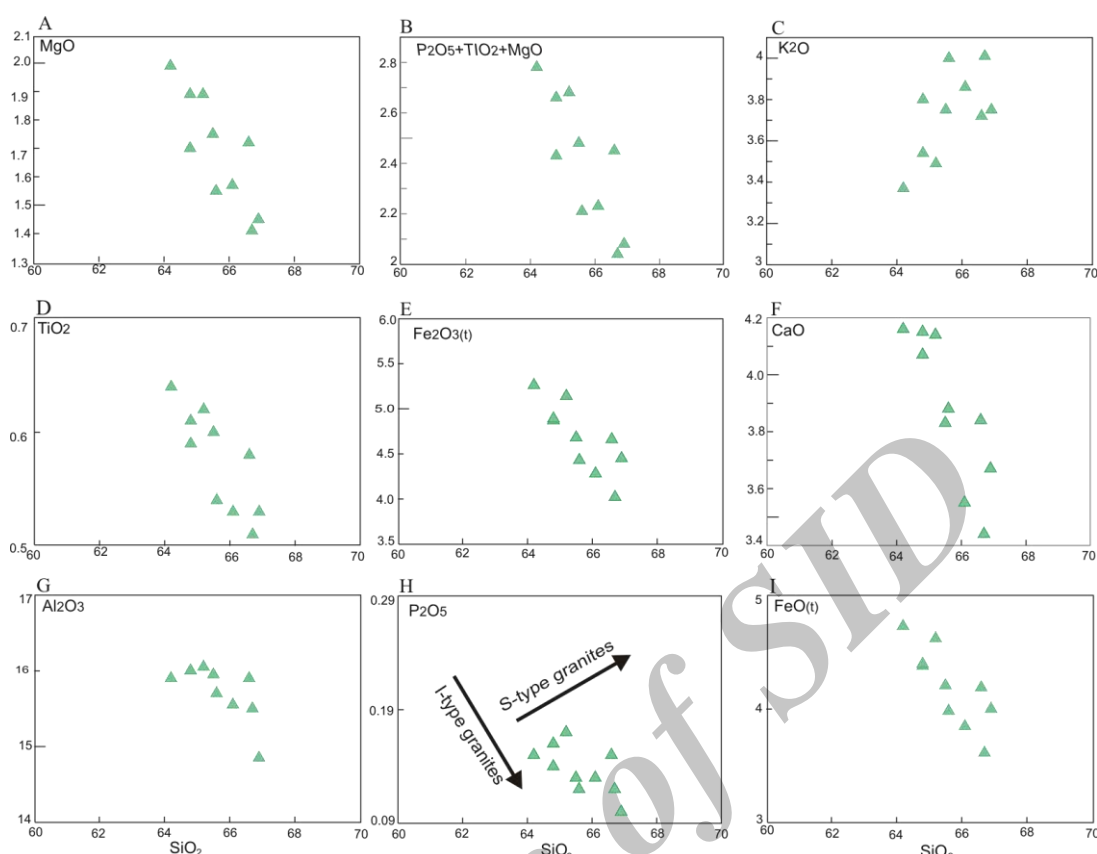
Sample No.	DG9	DG11	DG3	DG8	DG10	DG12	DG16	DG13	DG18	DG2
SiO ₂	64.2	64.8	64.8	65.2	65.5	65.6	66.1	66.6	66.7	66.9
Al ₂ O ₃	15.9	16	16	16.1	16	15.7	15.6	15.9	15.5	14.9
Fe ₂ O ₃ ⁽⁰⁾	5.26	4.89	4.87	5.14	4.68	4.43	4.28	4.66	4.02	4.45
CaO	4.16	4.15	4.07	4.14	3.83	3.88	3.55	3.84	3.44	3.67
MgO	1.99	1.89	1.7	1.89	1.75	1.55	1.57	1.72	1.41	1.45
Na ₂ O	3.18	3.22	3.18	3.19	3.32	3.06	3.14	3.31	3.33	3.18
K ₂ O	3.37	3.54	3.8	3.49	3.75	4	3.86	3.72	4.01	3.75
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO ₂	0.64	0.61	0.59	0.62	0.6	0.54	0.53	0.58	0.51	0.53
MnO	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.09	0.1	0.09	0.1
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.14	0.17	0.13	0.12	0.13	0.15	0.12	0.1
SrO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
BaO	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
LOI	1.15	1.03	0.86	1.25	1.02	1.8	1.03	0.87	1.13	0.7
Total	100	101	100	101	101	101	99.9	102	100	99.8
Ba	622	625	681	690	695	695	686	684	591	595
Ce	51.8	50.5	58.4	52	49.7	56.9	52.7	56.8	68.7	52.4
Cr	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	2.71	3.37	3.46	2.71	4.48	4.67	3.02	4.39	2.61	3.98
Dy	3.63	3.69	4.2	3.8	3.95	3.86	3.92	4.19	3.36	3.9
Er	2.3	2.19	2.9	2.55	2.38	2.55	2.38	2.58	2.1	2.45
Eu	0.97	1	0.91	1.02	0.92	0.94	0.87	0.91	0.83	0.89
Ga	16.7	15.4	17	17.1	16.1	16.2	15.5	16.6	15.6	15.6
Gd	3.89	3.99	4.57	4.07	3.7	3.89	3.93	4.2	3.61	4.01
Hf	5.1	5.5	5.3	4.8	4.9	4.8	4.9	5.5	4.1	5.2
Ho	0.74	0.76	0.87	0.85	0.77	0.79	0.81	0.88	0.72	0.78
La	28.9	27.9	31.6	27.8	27.1	31.7	28.8	32.4	38.1	29
Lu	0.38	0.39	0.45	0.42	0.4	0.4	0.4	0.44	0.39	0.4
Nb	21.1	19.4	20.9	20.4	22.1	18.1	18.5	20.3	23.6	18.6
Nd	21.1	20.9	23.3	21.1	20.7	22.2	20.9	22.7	23.8	21.6
Pr	5.84	5.53	6.44	5.76	5.54	6.08	5.85	6.25	6.81	5.92
Rb	114	121	134	118	135	138	137	133	155	130
Sm	4.08	3.8	4.69	4.33	4.09	4.05	4.06	4.27	3.98	4.27
Sn	2	2	2	12	2	3	2	2	19	2
Sr	284	275	276	295	267	282	266	277	236	251
Ta	1.7	1.6	1.8	2	1.6	1.5	1.7	1.7	2.3	1.7
Tb	0.62	0.62	0.72	0.64	0.61	0.66	0.62	0.68	0.57	0.66
Th	12.6	11.1	16.6	12.5	12.7	12.8	15.6	14.7	15.5	15.9
Tm	0.34	0.32	0.37	0.36	0.34	0.35	0.37	0.36	0.33	0.33
U	2.62	2.69	3.77	2.64	3.02	2.52	3.06	3.57	2.74	3.26
V	102	86	91	97	87	81	80	84	74	75
W	415	445	433	734	363	628	639	424	891	495
Y	22.6	22.3	26.5	23.4	23.4	23.5	24.7	24.9	21.1	24
Yb	2.44	2.39	2.73	2.63	2.4	2.39	2.65	2.69	2.4	2.33
Zr	191	197	191	178	194	177	180	203	166	187
Ratios										
Na ₂ O+K ₂ O	6.55	6.76	6.98	6.68	7.07	7.06	7	7.03	7.34	6.93
K ₂ O/Na ₂ O	1.06	1.1	1.19	1.09	1.13	1.31	1.23	1.12	1.2	1.18
Rb/Sr	0.4	0.44	0.49	0.4	0.5	0.49	0.51	0.48	0.66	0.52
Ba/Rb	5.46	5.19	5.08	5.85	5.17	5.04	5.03	5.14	3.81	4.59
Th/Ta	7.38	6.91	9.19	6.23	7.91	8.53	9.15	8.62	6.72	9.35
Nb/Ta	12.4	12.1	11.6	10.2	13.8	12.1	10.9	11.9	10.3	10.9
Y/Nb	1.07	1.15	1.27	1.15	1.06	1.3	1.34	1.23	0.89	1.29
Y/Yb	9.26	9.33	9.71	8.9	9.75	9.83	9.32	9.26	8.79	10.3
La/Yb	11.8	11.7	11.6	10.6	11.3	13.3	10.9	12	15.9	12.4
Ho _n /Yb _n	0.88	0.92	0.93	0.94	0.93	0.96	0.89	0.95	0.87	0.97
La _n /Sm _n	7.99	7.87	7.8	7.13	7.61	8.94	7.33	8.12	10.7	8.39
Tb _n /Yb _n	1.12	1.14	1.16	1.07	1.12	1.22	1.03	1.12	1.05	1.25
Ce _n /Yb _n	5.49	5.47	5.53	5.11	5.36	6.16	5.14	5.46	7.4	5.82
Eu/Eu*	0.74	0.79	0.6	0.74	0.72	0.72	0.67	0.66	0.67	0.66

سنگ‌های کالک‌آلکان هستند (Frost *et al.*, 2001). نسبت‌های بالای $K_2O+Na_2O = 7/34$ و $K_2O/Na_2O = 1-1/22$ نشان‌دهنده غنی‌بودن نمونه‌ها از پتاسیم در سری کالک‌آلکان است (شکل ۴- E). در نمودارهای هارکر، MgO ، CaO ، Al_2O_3 ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 و TiO_2 در برابر افزایش $(MgO+TiO_2+P_2O_5)$ با K_2O+Na_2O کاهش می‌یابند؛ اما K_2O و SiO_2 وابستگی مثبت دارند (شکل ۵).

در نمودار FeO^*/FeO^*+MgO در برابر SiO_2 ، این سنگ‌ها ویژگی‌های گرانیتوئیدهای منیزیم‌دار (Frost *et al.*, 2001) را نشان می‌دهند (شکل ۴- C). در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994)، همه نمونه‌ها با سیلیس ۶۴/۲ تا ۶۶/۹ درصد وزنی (جدول ۱) از گرانودیوریت‌های گروه ساب‌آلکان هستند (شکل ۴- D). بر پایه نمودار رده‌بندی K_2O+Na_2O - CaO در برابر SiO_2 ، گرانودیوریت‌های ده‌بالا از



شکل ۴- جایگاه نمونه‌های گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهر) بر روی: (A) نمودار QAP (Streckeisen, 1976)، (B) نمودار A/NK در برابر SiO_2 (Frost *et al.*, 2001)، (C) نمودار FeO^*/FeO^*+MgO در برابر SiO_2 (Frost *et al.*, 2001)، (D) نمودار آلکالی کل در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994)، (E) نمودار K_2O+Na_2O-CaO در برابر SiO_2 (Frost *et al.*, 2001).



شکل ۵- جایگاه گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بویین‌زهرا) بر روی نمودارهای تغییرات هارکر عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی).

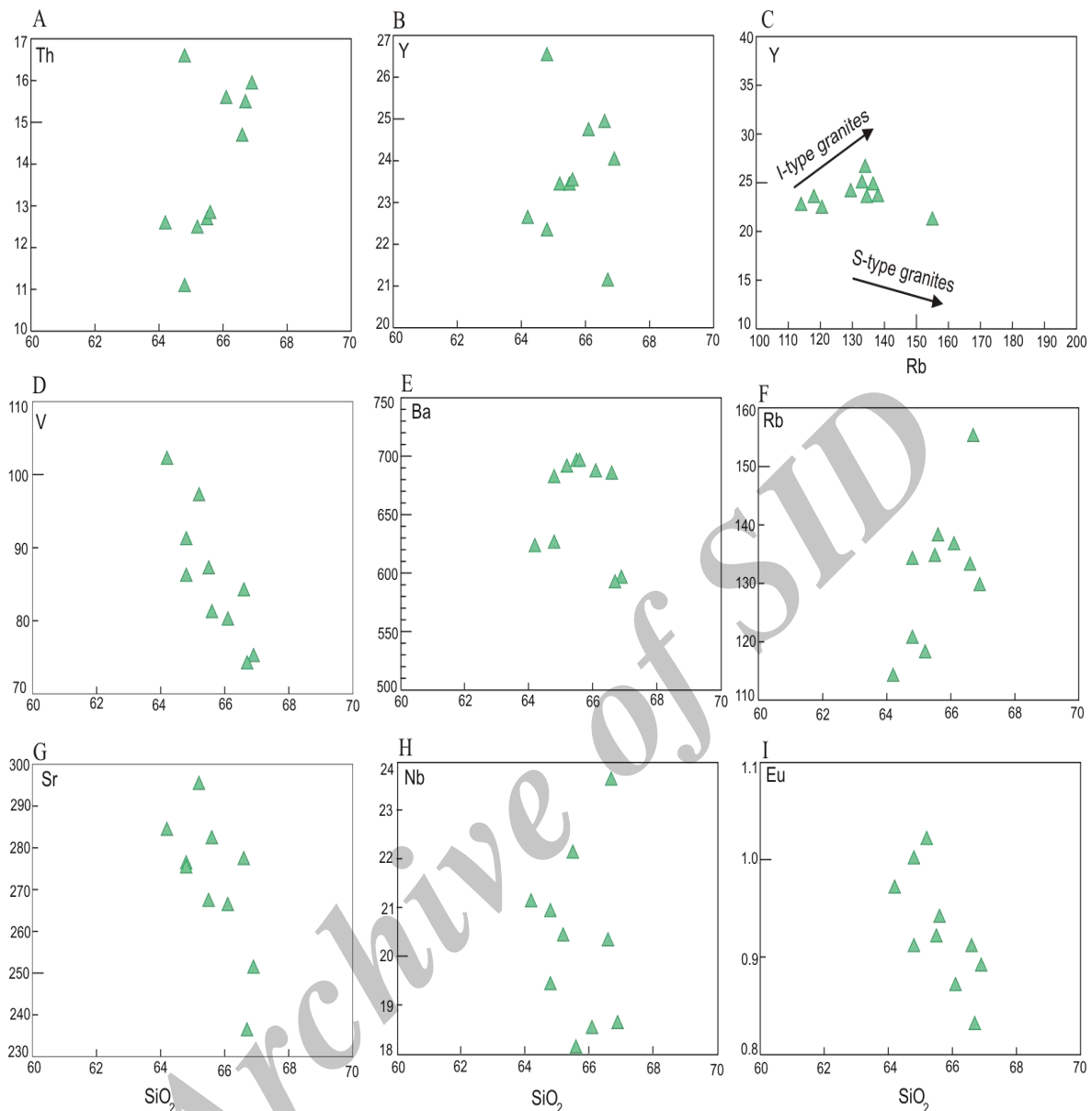
بحث

از آنجایی که شناسایی فرایندهای جدایش بلورین و ذوب‌بخشی در نمودارهای هارکر امکان‌پذیر نیست، از نمودار La در برابر La/Yb برای شناخت این دو فرایند (Wang *et al.*, 2005) بهره‌گرفته شد. همان‌گونه که در شکل ۷- A دیده می‌شود، نسبت La/Yb در نمونه‌ها کمابیش ثابت بوده و روندی مانند روند جدایش بلورین نشان می‌دهد. کاهش میزان Al_2O_3 ، MgO ، FeO^* ، CaO ، Sr و Eu/Eu^* در برابر افزایش SiO_2 ، نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار در پی تحول ماگما است (Wilson, 1989).

آنومالی منفی متوسط تا قوی Sr ، Ba ، و Eu شواهد بیشتری از ژداپیش پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار را نمایش می‌دهد (Wilson, 1989) (شکل‌های ۷- F، ۷- C و ۷- D).

همچنین، در نمودارهای دوتایی عناصر فرعی در برابر SiO_2 ، عناصر Y ، Th ، Rb و Ba با افزایش SiO_2 ، افزایش می‌یابند؛ اما Nb ، Sr ، V و Eu با SiO_2 وابستگی منفی دارند (شکل ۶). در نمودارهای الگوی REE بهنجار شده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)، غنی‌شدگی در LREE ($La_n/Sm_n = 4-6/2$) و تهی‌شدگی در HREE ($Gd_n/Yb_n = 1/19-1/38$) و آنومالی منفی متوسط یوروپیم ($0/6-0/79 = Eu/Eu^*$) دیده می‌شود.

در الگوی عناصر فرعی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، گرانودیوریت‌های ده‌بالا از عناصر U ، K ، Rb ، Cs و Th و Zr غنی شده‌اند؛ اما از عناصر P ، Nb ، Ba و Ti تهی شده‌اند (شکل ۸- A).



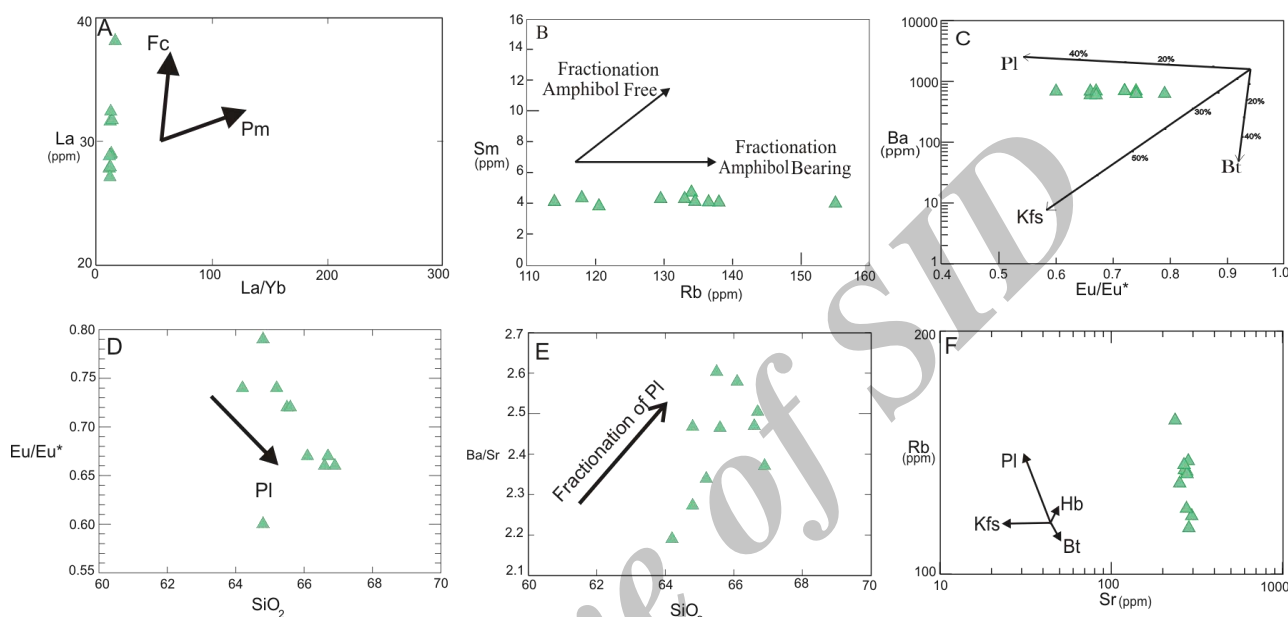
شکل ۶- نمودارهای هارکر برخی عناصر فرعی (بر پایه ppm) گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بویین‌زهرا). نمودار Y در برابر Rb (Li et al., 2007) روند تکاملی گرانیت‌های نوع I را نمایش می‌دهد.

به جدایش پلاژیوکلاز وابسته است (شکل ۷- E)؛ اما غلظت Ba با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد. این پدیده به تبلور دیرهنگام بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار در پی تحول ماگما وابسته است (Wyborn et al., 2001). Rb در مراحل پایانی تبلور ماگما در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند اورتوز جانشین می‌شود، از این‌رو، در برابر SiO_2 روند افزایشی دارد. K، Th و U به علت ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی در فاز مایع به جای می‌مانند

در گرانیت‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار در مجموع ۹۰ درصد وزنی آنومالی‌های Eu را کنترل می‌کنند؛ زیرا Eu در فوگاسیته پایین اکسیژن و در حالت دو ظرفیتی در این دو کانی سازگار است (Rolinson, 1993). در نمودار Ba/Sr در برابر SiO_2 ، نسبت Ba/Sr با جدایش پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد؛ اما جدایش پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت این نسبت را می‌کاهد. این نسبت در گرانودیوریت‌های ده‌بالا افزایش می‌یابد که

است و ویژگی پهنه‌های حاشیه فعال قاره‌ای به‌شمار می‌آید (Wilson, 1989; Karsli *et al.*, 2010). تهی‌شدگی از Ti, Nb و P نشان‌دهنده جدایش فازهای تیتانیم‌دار، مانند ایلمنیت، اسفن، آپاتیت و برخی آمفیبول‌هاست.

و با افزایش SiO_2 غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. V در فاز اکسیدهای اصلی (مگنتیت و ایلمنیت) وارد می‌شود و با افزایش SiO_2 ، کاهش می‌یابد. آنومالی منفی Nb و Ti نشان‌دهنده درگیر شدن سنگ‌های پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی



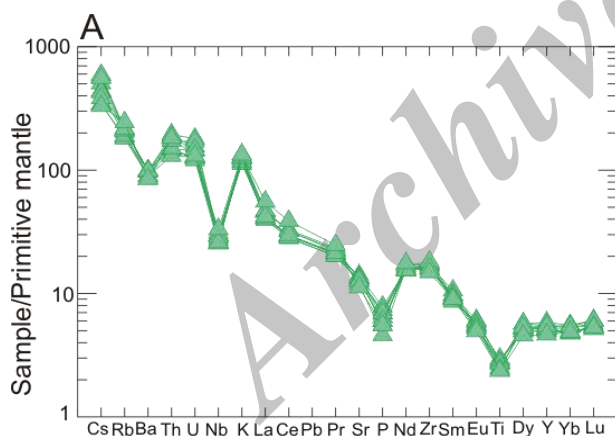
شکل ۷- ترکیب گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهر) در: (A) نمودار La در برابر La/Yb (Wang *et al.*, 2005) و روند نمونه‌ها که با جدایش بلورین همخوانی دارد؛ (B) نمودار Sm (ppm) در برابر Rb (ppm) و روند افقی نمونه‌ها که با جدایش هورنبلند همخوانی دارد؛ (C) نمودار Ba در برابر Eu/Eu^* و روند افقی نمونه‌ها که با فرایند جدایش پلاژیوکلاز سازگار است؛ (D) روند کاهشی Eu/Eu^* در برابر افزایش SiO_2 نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز است؛ (E) نمودار Ba/Sr در برابر SiO_2 و افزایش Ba/Sr با جدایش پلاژیوکلاز؛ (F) نمودار Rb در برابر Sr و روند نمونه‌ها که با روند جدایش بلورین پلاژیوکلاز سازگار است.

(al., 2007).

محتوای P_2O_5 نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۵-H) که این پدیده یکی از ویژگی‌های گرانیت نوع I به‌شمار می‌رود (Chappell and White, 1992; Li *et al.*, 2007)؛ زیرا آپاتیت حلالیت کمی در ماگماهای متاآلمین و پرآلمین متوسط دارد ($A/\text{CNK} > 1/1$)؛ اما در مذاب‌های بسیار پرآلمین از حلالیت بالایی برخوردار است. از این‌رو، در گرانیت‌های نوع I، محتوای P_2O_5 با افزایش SiO_2 کاهش خطی نشان

از دید درجه اشباع‌شدگی از آلومین، همه گرانودیوریت‌های ده‌بالا متاآلمین ($A/\text{CNK} > 1$) هستند (شکل ۴-B) که این یکی از ویژگی‌های گرانیت نوع I است (Chappell and White, 2001). از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومین گرانیت‌های نوع I، متاآلمین تا اندکی پرآلمین و گرانیت‌های نوع S، پرآلمین هستند. افزایش حضور هورنبلند در گرانیت‌های نوع I، محتوای $A/\text{CNK} > 1$ را می‌کاهد. پیدایش گارنت در گرانیت‌های نوع S، مقدار $A/\text{CNK} < 1$ را می‌افزاید و ویژگی پرآلمین در این گرانیت‌ها پدید می‌آورد (Stevenson *et al.*, 2007).

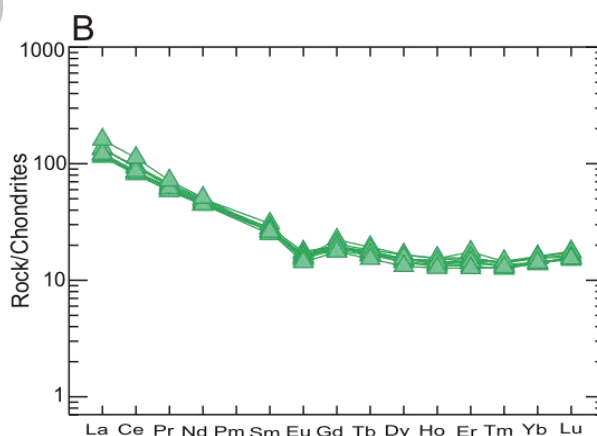
الگوهای REE به‌نحی که به مقادیر کندریت، یک الگوی کاو متوسط به‌سوی بالا دیده می‌شود ($La_n/Yb_n = 1.0/0.7$) مقدار $La_n/Sm_n = 6/2$ - نشان‌دهنده جدایش بالای LREE است و ۴ الگوهای کمابیش هموار HREE و مقدار $Gd_n/Yb_n = 1/38 - 1/19$ ، جدایش اندک HREE را نشان می‌دهد (شکل ۸-B). الگوی REE با جدایش متوسط و الگوی هموار HREE و نسبت‌های $Y/Yb \approx 1.0$ و $Ho_n/Yb_n \approx 1$ نشان‌دهنده یک خاستگاه آمفیبول‌دار و بی‌گارت است (Hu et al., 2012). در گرانودیوریت‌های ده‌بالا نسبت‌های $Y/Yb = 1.0 - 1.0/0.79$ و $Ho_n/Yb_n = 0.87 - 0$ نشان می‌دهد که آمفیبول کانی به‌جای‌مانده در خاستگاه گرانودیوریت‌هاست. روند افقی نمونه‌ها در نمودار Sm در برابر Rb جدایش آمفیبول را نشان می‌دهد (شکل ۷-B).



شکل ۸- نمودار الگوی عناصر فرعی به‌نحی که به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (A) نمودار الگوی عناصر خاکی نادر به‌نحی که به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) (B) نمودار الگوی عناصر خاکی نادر به‌نحی که به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)

دما پایین در ذوب‌بخشی پدید آمده‌اند و بیشتر دارای سرشت پراآلمین هستند. سرشت متاآلمین، نبود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در نزدیکی توده، یافتن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتزیدیوریت و کوارتزومنزودیوریت و لخته‌های مافیک

می‌دهد (Chappell, 1999; Wu et al., 2003; Broska et al., 2004). گرانیت‌های نوع A و I با محتوای $SiO_2 < 70\%$ ، از لحاظ نسبت FeO^*/MgO با هم متفاوت هستند (Whalen et al., 1987)؛ اما هنگامی که محتوای سیلیس بالاتر از 70% باشد این نسبت در هر دو گروه گرانیت به‌هم نزدیک می‌شود (Frost et al., 2001). این نسبت در گرانیت‌های نوع A ($FeO^*/MgO \approx 1.3/4$) بیش از گرانیت‌های نوع I است. نسبت FeO^*/MgO در نمونه‌های ده‌بالا بسیار کمتر ($2/30 - 2/75$) از مقدار معمول در گرانیت‌های نوع A ($1.3/4$) است و این پدیده وابستگی این گرانیت‌یویدها با حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد. در همین راستا، وجود وابستگی مثبت بین محتوای Y در برابر Rb (Li et al., 2007) نیز نشان‌دهنده I بودن گرانیت‌یویدهای ده‌بالاست (شکل ۶-C). در



بر پایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی دو گروه گرانیت نوع I دما بالا و دما پایین گزارش شده است (Chappell et al., 2004). پیدایش گرانیت‌های نوع I دما بالایی که بیشتر سرشت متاآلمین دارند را به فرایند جدایش بلوری نسبت می‌دهند؛ اما گرانیت‌های

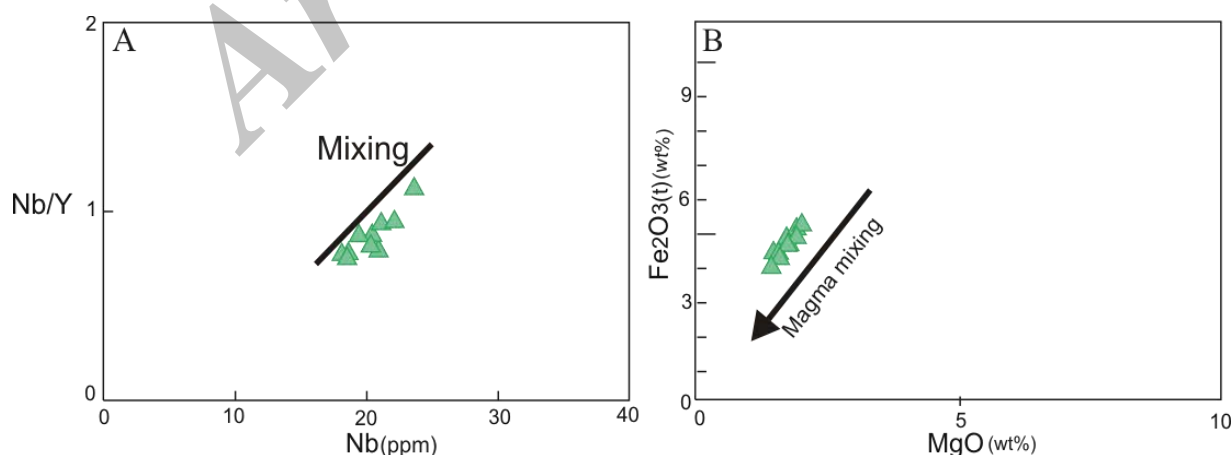
کاهش مقادیر CaO ، FeO^* و MgO با افزایش SiO_2 ، همراه با تغییر فراوانی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آپاتیت نشان می‌دهد گرانودیوریت‌های میزبان جدایش بلورین را تجربه کرده‌اند (Deng et al., 2014). از سویی بافت‌های نبود تعادل، مانند سطوح تحلیلی، منطقه‌بندی ترکیبی و بافت‌های غربالی، در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز پیامد تغییرات شیمیایی و یا دمایی مذاب در هنگام رشد بلور و گواهی بر رخداد آمیزش ماگمایی به‌شمار می‌آیند (Baxter and Feely, 2002; Grogan and Reavy, 2002). همچنین، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نشان می‌دهد که در هنگام تکامل ماگمایی، افزون بر جدایش بلورین، سرشت ماگما به آمیزش ماگمایی نیز وابسته بوده است.

نمودار Nb/Y در برابر Nb می‌تواند تأثیر آمیزش ماگمایی را در تکامل این توده نمایش دهد (Treuil and Joron, 1975). نسبت این عناصر در پی فرایندهای دگرسانی و جدایش پابرجا می‌ماند؛ اما روند افزایشی و منحنی در نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده آمیزش ماگمایی باشد (شکل ۹- A). روند خطی در نمودار Fe_2O_3^* در برابر MgO گواهی فرایند آمیزش ماگمایی در تکامل توده آذرین درونی ده‌بالاست (شکل ۹- B).

ساخته شده از هورنبلند و بیوتیت و کانی‌های کدر و پیروکسن درون سنگ‌های منطقه از نشانه‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالاست.

در بررسی‌های سنگ‌نگاری، در هسته بلورهای هورنبلند بازمانده کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود. این بررسی‌های بافتی نشان می‌دهد که در هنگام تبلور ماگما پیروکسن‌ها با آمفیبول جایگزین شده‌اند (Castro and Stephens, 1992; Castro, 2013). یافتن لخته‌های مافیک و جایگزینی بلورهای پیروکسن با آمفیبول نشان می‌دهد که پیروکسن دست‌کم در هنگام جدایش ماگما در تعادل با مذاب بوده است. همچنین، نشان می‌دهد که دما به اندازه‌ای بالا بوده که پیروکسن تا اندازه‌ای توانسته در سیستم ماگمایی آبدار پایدار بماند. بر پایه Clemens و همکاران (۲۰۱۱)، فراوانی کانی‌های مافیک در گرانودیوریت‌ها میزان Mg و Fe در این ماگماها را می‌افزاید و این کانی‌ها را رستیت‌های به‌جای مانده از سنگ خاستگاه می‌دانند.

روندهای خطی در نمودارهای هارکر و کاهش اکسیدهای اصلی با افزایش SiO_2 و همچنین، کاهش برخی عناصر فرعی (V و Sr) نشان می‌دهد جدایش بلورین در تکامل ماگمایی این توده موثر بوده است.



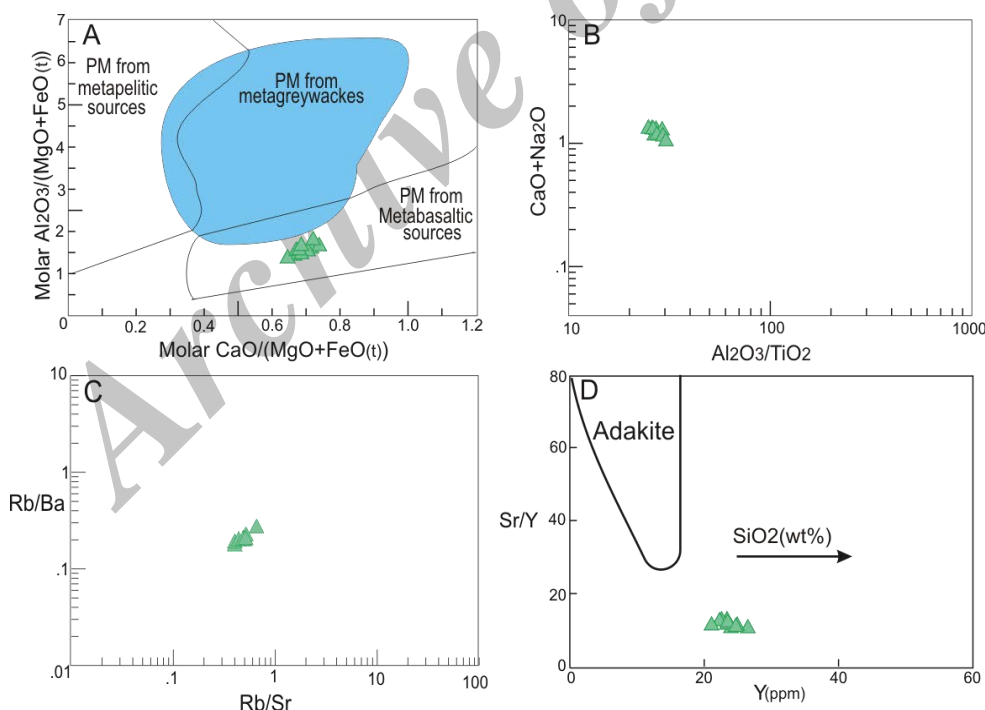
شکل ۹- گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بویین‌زهره) در: A) نمودار Nb/Y در برابر Nb (Treuil and Joron, 1975) و روند صعودی نمونه‌ها؛ B) نمودار تغییرات Fe_2O_3^* در برابر MgO (Zhou, 1994) و روند خطی آشکار نمونه‌ها. این دو نمودار نشان‌دهنده رخداد آمیزش ماگمایی در پیدایش این توده است.

ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده (metasediment) سرشار از کانی‌های رسی و غنی از آلومینیم اختلاف‌دیدگاه چندانی وجود ندارد؛ اما درباره خاستگاه ماگماهای نوع I همیشه اختلاف بوده است (Clemens and Stevens, 2011).

گرانودیوریت‌های دهبالا، مانند سنگ‌های گرانیتی جداشده از خاستگاه آذرین دگرگون‌شده یا metaigneous (Alther et al., 2000; Sylvester,) دارای مقادیر نسبتاً بالایی از $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ و نسبت مولکولی $\text{CaO}/\text{MgO}+\text{FeO}^* < 0.5$ هستند. همچنین، این سنگ‌ها دارای محتوای کمی از نسبت‌های $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 3.5$ ، $\text{Rb}/\text{Ba} > 1$ و $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ و نسبت مولکولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{(total)}} > 2$ هستند (شکل‌های ۱۰-۱ تا ۱۰-۴).

تنوع زمین‌شیمی در گرانیت‌ها از مهم‌ترین پرسش‌ها در بررسی سنگ‌زایی آنهاست که با روش‌های گوناگون، مانند سنگ‌شناسی میدانی همراه با زمین‌شیمی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی تجربی، بررسی می‌شود (Chappell and White, 1974; Abdel-Rahman, 1994; Patiño Douce, 1999).

بر پایه این بررسی‌ها، الگوها و انگاره‌های گوناگونی برای توضیح سنگ‌زایی گرانیت‌ها پذیرفته شده است. ذوب‌بخشی پوسته، الگوی پذیرفته شده گسترده برای پیدایش بیشتر ماگماهای گرانیتی است (White et al., 2003; Chappell et al., 2012). ذوب در نبود سیال، از راه شکسته شدن کانی‌های آبدار (بیوتیت + هورنبلند) عامل مهمی برای ساخت مذاب اصلی در پوسته به‌شمار می‌آید (Thompson, 1982; White et al., 2003). درباره پیدایش ماگماهای نوع S پرآلومین از راه



شکل ۱۰-۱ گرانودیوریت‌های دهبالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهره) در: (A) نمودار نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}^*$ در برابر نسبت مولار $\text{CaO}/\text{MgO}+\text{FeO}^*$ ؛ (B) نمودار $\text{CaO}/\text{MgO}+\text{FeO}^*$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ؛ (C) نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr که نشان‌دهنده خاستگاه متابازالتی گرانودیوریت‌های دهبالاست؛ (D) نمودار دوتایی Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) نشان می‌دهد گرانودیوریت‌های دهبالا دارای سرشت آداکیتی نیستند.

از سوی دیگر، بررسی ترکیب این نمونه‌ها در برابر ترکیب مذاب‌های تجربی برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته و گوشته در نبود سیال (Patiño Douce, 1999) نشان می‌دهد نمونه‌های گرانودیوریتی در قلمرو مذاب‌های جدا شده از آمفیبولیت‌های بازالتی جای گرفته‌اند. گرانودیوریت‌های ده‌بالا و گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان کوردیلرای در برابر مذاب‌های جدا شده از آمفیبولیت‌های بازالتی دارای نسبت‌های بالاتر K/Na هستند (Wolf and Wylie, 1991; Patiño Douce, 1999).

بررسی‌های تجربی نشان داده که مذاب‌های برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته با تنوع گسترده، حتی در دماهای نزدیک به $1000^{\circ}C$ ، بسیار فلسیک هستند. از این رو، نمی‌توانند خاستگاه ماگماهای مافیک‌تر از سری‌های گرانیتی باشند (Stevens et al., 2007). روی هم رفته، گرانودیوریت‌های ده‌بالا از ذوب‌بخشی خالص پوسته پدید نیامده‌اند و از آنجایی که دارای نسبت‌های بالایی از $CaO/MgO+FeO^*$ هستند فرآورده ذوب خاستگاه‌های متاپلیتی نیز نیستند.

نسبت‌های کم La_n/Yb_n و $10/41-12/6 = Sr/Y$ نشان می‌دهد که ماگماهای آداکیتی جدا شده از پوسته اقیانوسی فرورو نمی‌توانند خاستگاه ماگمای سازنده گرانودیوریت‌های ده‌بالا باشند (شکل ۱۰-D)؛ زیرا آداکیت‌ها دارای نسبت‌های $Sr/Y < 40$ و $La_n/Yb_n < 12$ هستند (Wang et al., 2005). همچنین، این گرانودیوریت‌ها مقادیر بالایی از $1/16 \approx K_2O/Na_2O$ نسبت به انواع آداکیت‌ها ($\approx 0/4$) دارند. ترکیب کمابیش پتاسیک عموماً بازتاب خاستگاه مافیک غنی از پتاسیم است (Wang et al., 2005; Xiao and Clemens, 2007).

نسبت Ba/Rb در گرانودیوریت‌های نوع I ده‌بالا $Ba/Rb = 3/81-5/84$ (یا ≈ 5) به میزان چشمگیری از مقادیر این نسبت در گوشته ($Ba/Rb = 11$) کمتر بوده

از سوی دیگر، بررسی ترکیب این نمونه‌ها در برابر ترکیب مذاب‌های تجربی برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته و گوشته در نبود سیال (Patiño Douce, 1999) نشان می‌دهد نمونه‌های گرانودیوریتی در قلمرو مذاب‌های جدا شده از آمفیبولیت‌های بازالتی جای گرفته‌اند. گرانودیوریت‌های ده‌بالا و گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان کوردیلرای در برابر مذاب‌های جدا شده از آمفیبولیت‌های بازالتی دارای نسبت‌های بالاتر K/Na هستند (Wolf and Wylie, 1991; Patiño Douce, 1999).

بررسی‌های تجربی نشان داده که مذاب‌های برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته با تنوع گسترده، حتی در دماهای نزدیک به $1000^{\circ}C$ ، بسیار فلسیک هستند. از این رو، نمی‌توانند خاستگاه ماگماهای مافیک‌تر از سری‌های گرانیتی باشند (Stevens et al., 2007). روی هم رفته، گرانودیوریت‌های ده‌بالا از ذوب‌بخشی خالص پوسته پدید نیامده‌اند و از آنجایی که دارای نسبت‌های بالایی از $CaO/MgO+FeO^*$ هستند فرآورده ذوب خاستگاه‌های متاپلیتی نیز نیستند.

نسبت‌های کم La_n/Yb_n و $10/41-12/6 = Sr/Y$ نشان می‌دهد که ماگماهای آداکیتی جدا شده از پوسته اقیانوسی فرورو نمی‌توانند خاستگاه ماگمای سازنده گرانودیوریت‌های ده‌بالا باشند (شکل ۱۰-D)؛ زیرا آداکیت‌ها دارای نسبت‌های $Sr/Y < 40$ و $La_n/Yb_n < 12$ هستند (Wang et al., 2005). همچنین، این گرانودیوریت‌ها مقادیر بالایی از $1/16 \approx K_2O/Na_2O$ نسبت به انواع آداکیت‌ها ($\approx 0/4$) دارند. ترکیب کمابیش پتاسیک عموماً بازتاب خاستگاه مافیک غنی از پتاسیم است (Wang et al., 2005; Xiao and Clemens, 2007).

نسبت Ba/Rb در گرانودیوریت‌های نوع I ده‌بالا $Ba/Rb = 3/81-5/84$ (یا ≈ 5) به میزان چشمگیری از مقادیر این نسبت در گوشته ($Ba/Rb = 11$) کمتر بوده

محتوای کم TiO_2 (۰/۵-۰/۶) و P_2O_5 (۰/۱-۰/۲۵) همراه با نسبت کم Hf/Sm (۱/۲) (Lafleche et al., 1991) و نسبت‌های بالای Ba/La (۲۱/۸۸) و Ba/Zr (۳/۵۳) (Ajaji et al., 1998) نشان‌دهنده ماگماتیسم کوهزایی وابسته به فرورانش است.

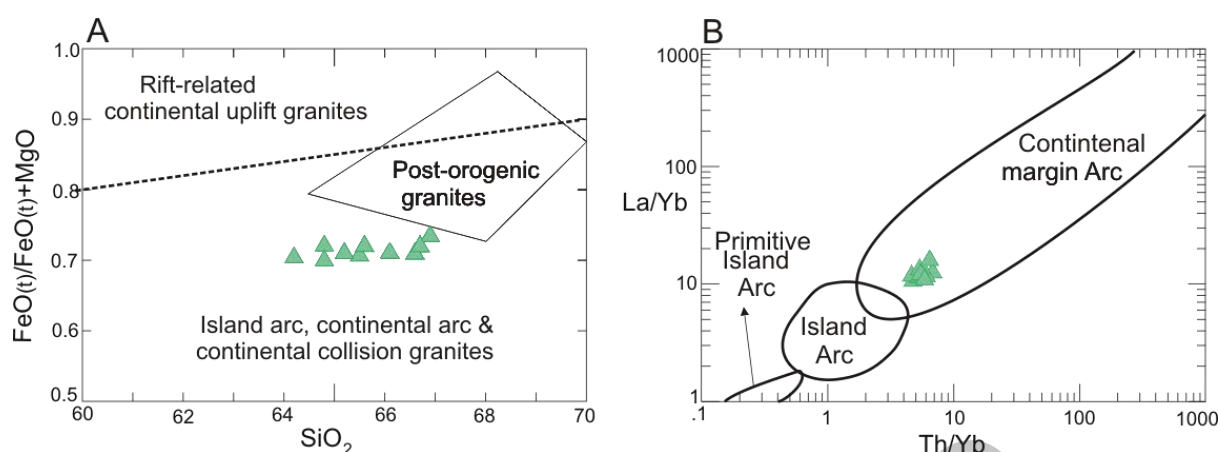
فراوانی عناصر اصلی سنگ‌های گرانیتوئیدی وابستگی نزدیکی با جایگاه زمین‌ساختی پیدایش آنها دارد (Batchelor and Bowden, 1985; Maniar and Piccoli, 1989). بر پایه محتوای SiO_2 ، FeO^* و MgO نمونه‌های گرانودیوریتی دهبالا در قلمرو گرانیتوئیدهای جزایر کمانی، کمان قاره و برخورد قاره جای گرفته‌اند (Maniar and Piccoli, 1989) (شکل ۱۱- A). هر دو گرانیتوئیدهای کمان قاره و جزایر کمانی در پهنه‌های فرورانش تکامل می‌یابند؛ اما سرشت صفحه اصلی که توده‌ها در آن نفوذ می‌کنند متفاوت است.

نسبت Nb/U در سنگ‌های پوسته قاره‌ای برابر ۶/۲ (Rudnick and Fountain, 1995) و در بازالت‌های اقیانوسی و پشته‌های میان‌اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann et al., 1986) است. نمونه‌های دهبالا با نسبت کم Nb/U (متوسط ۶) با سنگ‌های پوسته قاره‌ای همانندی دارند و امکان جدایش این سنگ‌ها از محیطی وابسته به پوسته اقیانوسی را ناشدنی می‌سازد. همسانی ترکیب زمین‌شیمیایی گرانودیوریت‌های دهبالا با سری‌های کالک‌آلکان غنی از پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976)، نشان‌دهنده نفوذ آنها در پهنه قاره‌ای (حاشیه قاره فعال) است. نسبت‌های بالای La/Yb و Th/Yb در نمونه‌های توده آذرین درونی دهبالا نیز با پیدایش آنها در پهنه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای (Condie, 1989) همخوانی دارد (شکل ۱۱- B).

سازنده گرانودیوریت‌های دهبالا داشته است. جای‌گیری ماگمای مافیک جداشده از گوشته در زیر پوسته می‌توانسته خاستگاه افزایش دما در پوسته و پیدایش بسیاری از ماگماهای گرانیتی بوده باشد (Huppert and Huppert and Bergantz, 1989; Sparks, 1988). تزریق ماگمای مافیک به زیر پوسته تنها مایه انتقال دما نمی‌شود، چراکه در این مرحله واکنش‌های شیمیایی نیز رخ می‌دهد. همجواری ماگمای مافیک با ماگمای پوسته‌ای موجب آمیزش این دو ماگما می‌شود (Grove, 1982; Hildreth and Moorbath, 1988; Kananian et al., 2014). با توجه به نزدیک بودن ترکیب گرانودیوریت‌های دهبالا به ترکیب پوسته، می‌توان چنین برداشت کرد که این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی پوسته زیرین، همراه با آمیزش اندک/آمیختگی با ماگمای مافیک گوشته‌ای، ریشه گرفته‌اند.

جایگاه زمین‌ساختی

بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی، گرانودیوریت‌های دهبالا ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشترکی از مواد پوسته‌ای و گوشته‌ای نشان می‌دهند. از این رو، به احتمال بالا ماگمای مادر این گرانودیوریت‌ها از واکنش خاستگاه‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای ساخته شده‌اند که این ویژگی در گرانیت‌های کمان قاره‌ای پدیده هنجاری است (Pearce, 1996). گرانودیوریت‌های دهبالا مانند گرانیتوئیدهای ACG، دارای آمفیبول و بیوتیت هستند. ترکیب این سنگ‌ها مانند گرانیت‌های کوردیلران، متاآلومین و کالک‌آلکان است. این سنگ‌ها در حاشیه فعال قاره‌ای پدید می‌آیند و در پهنه‌های غیرکوهزایی کمیاب هستند (Peccerillo and Taylor, 1976; Patino Douce 1999; Barbarin, 1999).

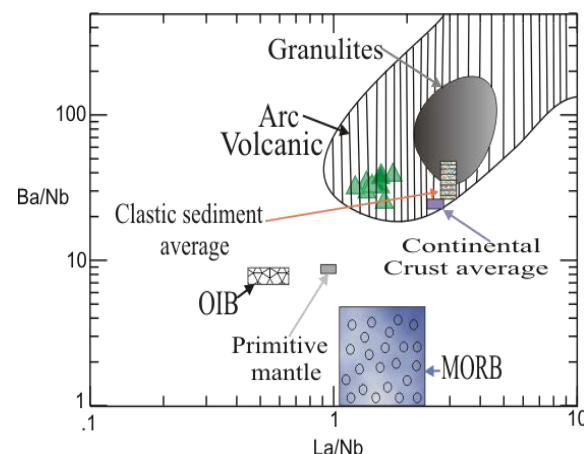


شکل ۱۱- نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی برای گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بویین‌زهر). (A) نمودار $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ در برابر SiO_2 (Maniar and Piccoli, 1989)؛ (B) نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989).

MREE، ویژگی ماگماتیسم وابسته به فرایند فرورانش است (White, 2001). تفاوت عناصر فرعی میان ماگماهای نوع کمان و پهنه‌های زمین‌ساختی دیگر چه‌بسا آشکارتر از عناصر اصلی و حتی عناصر کمیاب خاکی است (White, 2001). در نمودار دوتایی $\text{Y}+\text{Nb}$ در برابر Rb (Pearce *et al.*, 1984)، همه نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۳- A). محتوای Rb و Nb کم و محتوای بالای Y ویژگی گرانیت‌های کمان قاره است (Pearce and Gale, 1977).

در نمودار زمین‌ساختی چند کاتیونی R_1 در برابر R_2 (Batchelor and Bowden, 1985)، گرانودیوریت‌های ده‌بالا در میدان پیش از برخورد جای گرفته‌اند (شکل ۱۳- B). نمودار Rb/Zr در برابر Nb (Jin, 1986)، نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های ده‌بالا در یک کمان قاره‌ای بالغ پدید آمده‌اند (شکل ۱۳- C). تغییرات عناصر ناسازگار Rb ، Nb و Zr به درجه بلوغ کمان وابسته است (Brown *et al.*, 1984; Jin, 1986). با افزایش بلوغ کمان، غلظت Rb و Nb افزایش می‌یابد، اما غلظت Zr کاهش می‌یابد. بررسی‌های نوین Chiu و همکاران (۲۰۱۳) نشان می‌دهد که

نسبت La/Nb برای شناسایی جایگاه درون‌صفحه‌ای از جایگاه حاشیه همگرا به کار برده می‌شود (Rudnick and Fountain, 1995). اما حاشیه‌های درون‌صفحه‌ای نسبت کم (>1) La/Nb دارند؛ اما حاشیه‌های همگرا عموماً نسبت‌های La/Nb بالایی دارند (Sun and McDonough, 1989). بر همین پایه، در نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb (Jahn *et al.*, 1999)، سنگ‌های منطقه ده‌بالا همگی در قلمرو کمان آتشفشانی (Volcanic arc) جای گرفته‌اند (شکل ۱۲).

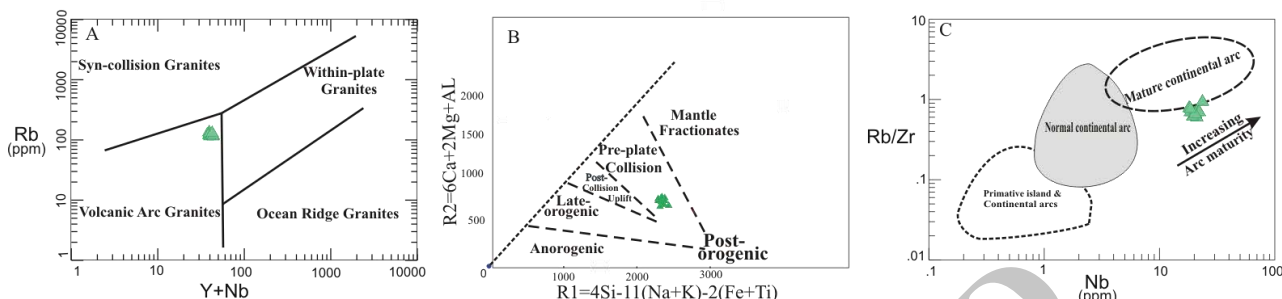


شکل ۱۲- نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگماها (Jahn *et al.*, 1999).

آنومالی منفی Nb و Ti ، و همچنین، الگوهای غنی‌شده از LREE و جدایش‌نشده از HREE و

۵۵ میلیون سال پیش) و در این هنگام، ماگماتیسم بیشتر کالک‌آلکالن بوده است.

ولکانیسم UDMA (پهنه ماگمایی ارومیه-دختر) از زمان ائوسن تا لیگوسن فعال بوده است (۵۲-).



شکل ۱۳- جایگاه زمین‌ساختی گرانودیوریت‌های ده‌بالا (جنوب‌باختری بوبین‌زهره) بر روی نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی. (A) نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984); (B) نمودار R_1-R_2 (Batchelor and Bowden., 1985); (C) نمودار Rb/Zr در برابر Nb (Jin, 1986).

کانی‌های سیلیکاتی، گوشته دچار ذوب‌بخشی می‌شود و ماگمای مافیک داغ با ترکیب گوشته‌ای به زیر پوسته تزریق و مایهٔ ذوب‌بخشی پوسته زیرین می‌شود. به احتمال بالا گرانودیوریت‌های ده‌بالا با خاستگاه پوسته زیرین، آمیزش جزئی/ آمیختگی با ماگمای مافیک را در سرگذشت خود نگاشته‌اند. گرانودیوریت‌های پیش از برخورد ده‌بالا با خاستگاه پوسته زیرین در پی فرایندهای جدایش بلورین و آمیزش ماگمایی ناقص/ آمیختگی تکامل یافته‌اند.

سپاس‌گزاری

از تلاش‌های مهندس مصطفایی برای انجام تجزیه‌های زمین‌شیمیایی این پژوهش در آزمایشگاه ALS-Chemex کشور ایرلند صمیمانه سپاس‌گزاری می‌کنیم.

نتیجه‌گیری

گرانودیوریت‌های ده‌بالا کالک‌آلکالن، منیزیم‌دار و متاآلومین هستند و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیت‌های نوع I حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. محتوای کم Sr (۲۳۶-۲۹۶) و محتوای بالای Y (۲۱-۲۶/۵)، در کنار آنومالی منفی Eu، و همچنین، الگوی هموار HREE از یک سو نشان‌دهنده ریشه‌گرفتن این سنگ‌ها از یک خاستگاه بی‌گارت است و از سوی دیگر، کاهش شیب صفحه فرورونده و ژرفای کم تولید ماگما را نشان می‌دهد.

غنی‌شدگی از LILE و LREE در برابر HFSE، همراه با آنومالی منفی Nb و Ti از ویژگی‌های معمول ماگما‌های ساخته شده در پهنه کمان است (Rollinson, 1993). در پی فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای و آزاد شدن آب

منابع

- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of petrology* 35 (2): 525-541.
- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrad effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid complex, NW of Iran. *Petrology* 3(10): 65-78 (in Persian).

- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A. and Bouabdellah, M. (1998) Coeval potassic and sodic calc alkaline series in the post collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos* 550 (45): 371–393.
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3(9): 1-16 (in Persian).
- Alther, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Anthony, E. Y. (2005) Source regions of granites and their links to tectonic environment: examples from the western United States. *Lithos* 80: 61-74.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 165: 197-213.
- Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology* 76 (1–2): 63–74.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bergantz, G. W. (1989) Underplating and partial melting: Implications for melt generation and extraction. *Science* 245: 1093-1095.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, W. H., New York.
- Bolourchi, M. H. (1979) Explanatory text of the Kabudar Ahang quadrangle map 1/250000, NO D5, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Broska, G. C., Thorp, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society, London* 141: 413-426.
- Broska, L., Williams, C. T., Uher, P., Konesny, P. and Leichmann, J. (2004) The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and p-bearing feldspar. *Chemical Geology* 205: 1-15.
- Castro, A. (2013) The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers* 5:63-75.
- Castro, A. and Stephens, W. E. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calcalkaline granitic rocks and their enclaves. *The Canadian Mineralogist* 30: 1093-1112.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S- type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I-type and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Sciences* 48: 489-499.
- Chappell, B. W., Colleen, J. B. and Wyborn, D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos* 153: 142-153.

- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D. (2004) Low-and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95: 125-140.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Clemens, J. D. (1984) Water contents of intermediate to silicic magmas. *Lithos* 17: 273-287.
- Clemens, J. D., Stevens, G. and Farina, F. (2011) The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos* 126: 174-181.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Deng, J., Wang, Q. F., Li, G. J. and Santosh, M. (2014) Cenozoic tectonomagmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China. *Earth Science Reviews* 138: 268-299.
- Eby, G. N. (1990) The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Eghlimi, B. (2000) Geological map of Iran, Danesfahan (Kharaj) sheet 1:100000, No 5961, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 20-33.
- Ghanei Ardakani, J., Mehdizadeh Shahri, H., Darvishzadah, A. and Mackizadeh, M. A. (2013) Studies of magmatic evolution and petrogenesis of the granitoid bodies of Yazd. *Petrology* 4(16): 87-104 (in Persian).
- Ginibre, C., Kronz, A. and Worner, G. (2002) High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated back-scattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142: 436-448.
- Grogan, S. E. and Reavy, R. J. (2002) Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. *Mineralogical Magazine* 66(6): 929-939.
- Grove, D. C. and Sando, T. W. (1982) Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 160-182.
- Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Unpublished Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988) Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Hofmann, A. W. and White, M. (1983) Ba, Rb and Cs in the earth mantle. *Naturforsch* 38: 258-266.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Hu, J., Jian, Sh. Y., Zhao, H. X., Shao, Y., Zhang, Z. Z., Xiao, E., Wang, Y. F., Dai, B. Z. and Li, H. Y. (2012) Geochemistry and petrogenesis of the Huashan granites and their implications for the Mesozoic

- tectonic setting in the Xiaqingling gold mineralization belt, NW China. *Journal of Asian Earth sciences* 56: 276-289.
- Huang, H., Niu, Y., Zhao, Z., Hei, H. and Zhu, D. (2011) On the enigma of Nb-Ta and Zr-Hf fractionation a critical review. *Journal of Earth Science* 22: 52-66.
- 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: 599-632.
- Jahn, B. M., Wu, F., Lo, C. H. and Tsai, C. H. (1999) Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. In: Boztug, D., Arehart, G. B., Platevoet, B., Harlavan, Y. Bonin, B. (2007): High-K, calc-alkalin I-type granitoids from the composite Yozgat batholiths generated in a post-collisional setting following continent-oceanic island arc collision central Anatolia, Turkey. *Mineralogy and Petrology* 91: 191-223.
- Jin, M. S. (1986) Ca, Na, K, Rb, Zr, Nb and Y Abundances of the Cretaceous to Early Tertiary Granitic Rocks in Southern Korea and Their Tectonic Implications. *Memoir for Prof. S. M. Lee 60th Birthday*, 195-209.
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A. R., Ahmadian, J. and Ling, W. (2014) Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90: 137–148.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. and Wijbrans, J. (2010) Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 467–487.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lafleche, M. R., Dupuy, C. and Dostal, J. (1991) Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the Southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research* 52: 71–96.
- Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. J. and Qi, C. S. (2007) U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos* 96: 186-204.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *646 Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Moradian, A. (1997) Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid-bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran. Unpublished Ph.D. thesis, University of Wollongong, Australia.
- Nasr Esfahani, A. and Shojaei, B. (2012) Petrology and genesis of Vash granitoid NW Natanz (Isfahan). *Petrology* 2(8): 99-114 (in Persian).
- Nogolsadat, A. A. and Hoshmandzadeh, A. (1984) Geological map of the saveh, Quadrangle scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (Eds. Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J. L.) Special Publications 168: 55-75. Geological Society of London.
- Pearce, J. A. (1996) Source and setting of granitic rocks. *Episode* 19: 120-125.

- Pearce, J. A. and Gale, G. E. (1977) Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry. *Geology Society, London, Special Publications* 7:4-24.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Perugini, D., Poli, G. and Mazzuoli, R. (2003) Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124: 255-279.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Science and Technical, London.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Safarzadeh, E. (2007) Petrography and petrology of Haji Abad pluton. M.Sc. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran.
- Shellnutt, J. G., Wang, C. Y., Zhou, M. F. and Yang, Y. (2009) Zircon Lu-Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): constraints on the mantle source. *Journal of Asian Earth Science* 35: 45-55.
- Stevens, G., Villaros, A. and Moyen, J. F. (2007) Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35: 9-12.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52: 1229-1258.
- Streckeisen, A. L. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review* 12: 1-33.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42: 313-345.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Tabakhe Shabani, A. A. (1990) Petrography and petrology of igneous plutons of south Boien Zahra. M.Sc. thesis, University of Kharazmi, Karaj, Iran.
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi khalaji, A. and Mackizadeh, M. A. (2010) Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (south western Arak). *Petrology* 2(1): 87-102 (in Persian).
- Thompson, A. B. (1982) Dehydration melting of crustal rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* 282: 1567-1595.
- Torkain, A. (2011) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). *Petrology* 2(5): 49-66 (in Persian).
- Treuil, M. and Joron, J. L. (1975) Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. *Rend. Society Italy Mineralogy and Petrology* 31: 125-174.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geological Society of America membership* 74: 1-153.
- Vernon, R. H. (1986) K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews* 23: 1-63.
- Vernon, R. H. (2004) *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.

- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology* 33: 465-468.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- White, A. J. R. (1979) Sources of granite magmas. *Geological Society of America Abstract with Programs* 11: 539.
- White, A. J. R. (2001) Water, restite and granite mineralisation. *Australia Journal of Earth Science* 48: 551-555.
- White, R. W., Powell, R. and Clarke, G. L. (2003) Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, central Australia. *Journal of Petrology* 44: 1937-1960.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Chapman and Hall, London, UK.
- Wolf, M. B. and Wyllie, P. J. (1991) Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineralogy and Petrology* 44: 151-179.
- 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 China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Wyborn, D., Chappell, B.W. and James, M. (2001) Examples of convective fractionation in high temperature granites from the Lachlan Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 531-541.
- Xiao, L. and Clemens, J. D. (2007) Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints. *Lithos* 95: 399-414.
- Zhou, X. R. (1994) Hybridization in the genesis of granitoids. *Earth Science Frontiers* 1 (1-2): 87-97.

Geochemistry and petrogenesis of the Dehe Bala calc-alkaline granodiorites, south west of Boein Zahra

Zeynab Gharamohammadi and Ali Kananian *

School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

The Dehe Bala pluton is exposed approximately 45 km south-west of Boein Zahra town, Qazvin province. This Pluton which intruded the Eocene volcano-sedimentary rocks of the Urumieh-Dokhtar Magmatic assemblage (UDMA), is mainly composed of granodiorite and produced narrow thermal metamorphic contact aureoles surrounding the intrusion. The body is characterized by SiO₂ content ranging from 64.2 to 66.9 wt%, high-k calc-alkaline nature and metaluminous character ($A/CNK < 1.1$). On the primitive mantle-normalized trace element spider diagram, the intrusive rocks have similar trace element patterns with pronounced enrichment in Cs, Th, U, K, Zr and P, Ti, Nb and Ba depletion. Chondrite-normalized rare earth elements (REE_s) patterns display moderate negative Eu anomalies, enrichment of LREE_s relative to HREE_s and moderate fractionated REE_s pattern. The granodiorites under discussion, based on geochemical features, belong to I-type granitoids. Their low TiO₂ and P₂O₅ contents and high Th/Ta=6.23-9.35 ratios are characteristic of subduction-related magmatism. The Dehe Bala granodiorites display geochemical characteristics typical of magmatic arc intrusions related to an active continental margin. These criteria include their calc-alkaline nature, pronounced negative Nb anomaly, light-REE-enriched patterns and weak fractionation of MREE and HREE. Enrichment of incompatible elements such as La, Ce, Rb, Th, K and Nd coupled with negative anomalies of Ti, Ba, Eu, Nb and P suggest that the parent magma originated by partial melting of lower crust. The presence of mafic microgranular enclaves (MME_s) in granodiorites along with disequilibrium textures in plagioclase phenocrysts and also the attendance of plagioclase phenocrysts between host granodiorites and the MME across the boundary point to mixing of crustal magma with mantle-derived mafic magma.

Key words: Calc-alkaline, Magma mixing, Lower crust, I-type granite, Dehe Bala pluton, Urumieh- Dokhtar magmatic assemblage (UDMA)

* kanaanian@khayam.ut.ac.ir