

## تعیین محیط تکتونیکی، پتانسیل کانی‌زایی و شرایط تبلور توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار شمال شرق دلیجان با کاربرد شیمی بیوتیت

محبوبه جمشیدی بدر<sup>\*</sup>؛ مهناز خادمی پارسا<sup>۲</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران

(علمی - پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۵/۲۸ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۱۰/۱۷

### چکیده

معدن آهن سرویان به‌طور ژنتیکی با توده گرانیتوئیدی سرویان همراه است. هدف از این پژوهش بررسی سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و تعیین شرایط تشکیل کانی‌های بیوتیت توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان است و در این تحقیق در مورد اهمیت مطالعه این کانی در تعیین محیط تکتونیکی، پتانسیل کانی‌زایی و شرایط تبلور این توده بحث شده است. آنالیز الکترون میکروپروب بیوتیت‌های این توده نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار غنی از Ti و Mg و فقیر از Al و Fe هستند. محتوای  $Al^T$  بیوتیت‌ها در حدود ۲/۳۷-۲/۵۲، با  $(\Sigma FeO)/(\Sigma FeO+MgO)$  بین ۰/۵۵ تا ۰/۵۸ و تمرکز MgO در گستره ۱۲/۷۷-۱۳/۹۴ درصد وزنی است. این شرایط نشان می‌دهد که توده مذکور متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکان بوده و از رده گرانیت‌های کوهزایی نوع I است که ماگمای منشأ آن در یک محیط فرورانش، حاصل از ذوب پوسته و گوشته تشکیل شده است. بیوتیت‌ها توده سرویان در دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا و تحت فشار ۱/۰-۱/۶ کیلو بار متبلور شده‌اند. در نتیجه چگونگی تشکیل بیوتیت‌ها تأیید می‌کند که توده سرویان در تشکیل ته‌نشست‌های آهن اسکارنی منطقه مشارکت داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** بیوتیت، توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان، دلیجان، زون ارومیه- دختر، شرایط تبلور.

## مقدمه

بسیاری از پژوهش‌ها مانند عبدالرحمان، باریر و کتون، هچت و ونس و یوجیتر ( Abdel-Rahman, 1994; Barrière and Cotton, 1979; Hecht, 1994; Wones and Eugeter, 1965) نشان می‌دهد که ترکیب سیالات عامل کانه‌زایی اسکارنی رابطه نزدیکی با شرایط فیزیکی- شیمیایی حاکم در طول سردشدگی و تبلور ماگما دارد. همچنین، براساس پژوهش‌های انجام شده، ترکیب شیمیایی بیوتیت در گرانیته‌ها توسط شرایط تبلور ماگما کنترل می‌شود. این شرایط شامل فوگاسیته اکسیژن، حرارت و فشار است. در نتیجه می‌توان از بیوتیت به عنوان یک شاخص مؤثر جهت تعیین شرایط فیزیکی- شیمیایی حاکم در طول سردشدگی و تبلور ماگما استفاده نمود. کمان ماگمایی ارومیه- دختر بخشی از ایالت ماگمایی وسیعی است که حاصل همگرایی صفحات آفریقا- عربی و اوراسیا است ( Agard et al, 2011; Allen et al, 2004; Dilek and Sandvol, 2009; McClusky et al, 2000; McClusky et al, 2003) مطالعات فراوانی در ارتباط با کمان ماگمایی ارومیه- دختر انجام شده است مانند عمیدی و همکاران و حسن‌زاده ( Amidi et al, 1984; ) (Hassanzadeh, 1993) که بیانگر حضور سری ماگمایی اغلب کالک‌آلکان و در برخی مناطق شوشونیتی (Aftabi and Atapour, 2000) و آداکیتی ( Ghadami et al, 2008; Omrani et al, 2007; Jahangiri, 2008) می‌باشد. توده گرانیته‌ی سرویان در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه- دختر، در شمال شرقی شهرستان دلیجان رخمون داشته و جایگیری آن در سنگ- های اطراف سبب کانه‌زایی آهن نوع اسکارنی با حجم زیاد شده است. بررسی‌های انجام شده بر روی این توده (قلمقاش، ۱۳۷۴) نشان می‌دهد که این

توده متعلق به سری کالک‌آلکان و از نوع متاآلومین بوده و در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی تشکیل شده است. در این مطالعه به بررسی ترکیب بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان، جهت تخمین شرایط تبلور ماگما و نیز تعیین خصوصیات پترولوژی و متالوژی توده گرانیته‌ی پراخته شده است.

## منطقه مورد مطالعه

## زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی

منطقه مورد بررسی در ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان دلیجان و در استان مرکزی قرار داشته و بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک می‌باشد. این محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۴۰' ۵۰° تا ۴۹' ۵۰° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵" ۰۶' ۳۴° تا ۱۱' ۳۴° شمالی واقع شده است. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نشان داده شده است. منطقه مورد بررسی شامل تناوبی از سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک و سنوزوئیک و سنگ‌های پیروکلاستیک و آتشفشانی سنوزوئیک است که با توده‌های نفوذی، نیمه عمیق و دایک‌های جوان تر قطع شده‌اند. توده- های نفوذی به سن میوسن (قلمقاش و باباخانی، ۱۳۷۲) در بخش‌های مختلف منطقه به درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن نفوذ کرده و سبب دگرگونی مجاورتی سنگ‌های میزبان و تشکیل سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی و اسکارنی شده است. در شرق و غرب توده‌های نفوذی مزبور معادن آهن و سرب و روی اسکارنی در حال فعالیت می‌باشند (شکل ۱). توده‌های نفوذی میوسن سرویان شامل چهار گروه اصلی هستند که عبارتند از توده‌های گرانودیوریتی، توده‌های تونالیتی، توده‌های کوارتز دیوریتی و توده‌های گابرو. برونزد

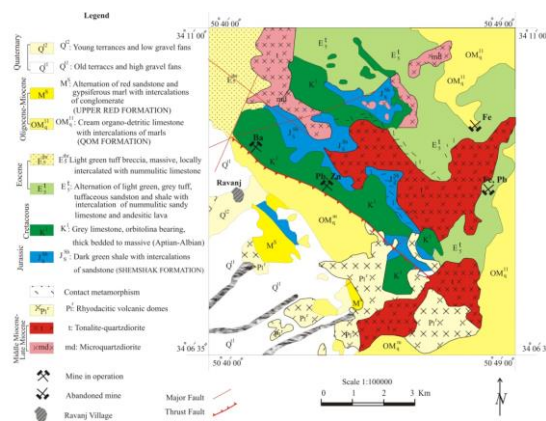
کلریت، سوسوریت است. بافت اصلی میکروکوآرتز دیوریت‌ها میکروگرانولار است.

- کانی‌های اصلی کوآرتز دیوریت بیوتیت‌دار شامل کانی‌های کوآرتز بی‌شکل، پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و در برخی نقاط با منطقه‌بندی نوسانی، آمفیبول بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و بیوتیت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار به همراه کانی‌های فرعی آلکالی‌فلدسپار، کانی‌های کدر، اسفن، آپاتیت و زیرکن و کانی‌های ثانویه نظیر کلریت و سربیسیت است. کانی بیوتیت به عنوان یکی از کانی‌های اصلی مافیک در سنگ‌های کوآرتز دیوریت بیوتیت‌دار توده نفوذی سرویان مشاهده می‌شود. این کانی اغلب به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره، به شکل صفحه‌ای، با اندازه ریز تا متوسط بلور بی‌شکل تا شکل‌دار (شکل ۲الف و ب) در سنگ‌های کوآرتز دیوریت بیوتیت‌دار پراکنده بوده و در برخی نقاط در راستای رخ‌ها و شکستگی‌ها به کلریت تبدیل شده است. بر پایه تجزیه نقطه-ای ریزپردازش الکترونی، کانی‌های کدر بیشتر از نوع مگنتیت و ایلمنیت بوده و براساس مشخصات شکل بلوری، این کانی‌ها اولیه هستند که در برخی نقاط توسط کانی‌های بیوتیت و آمفیبول در بر گرفته شده‌اند که نشانگر تقدم تبلور مگنتیت و ایلمنیت است (شکل ۲ب).

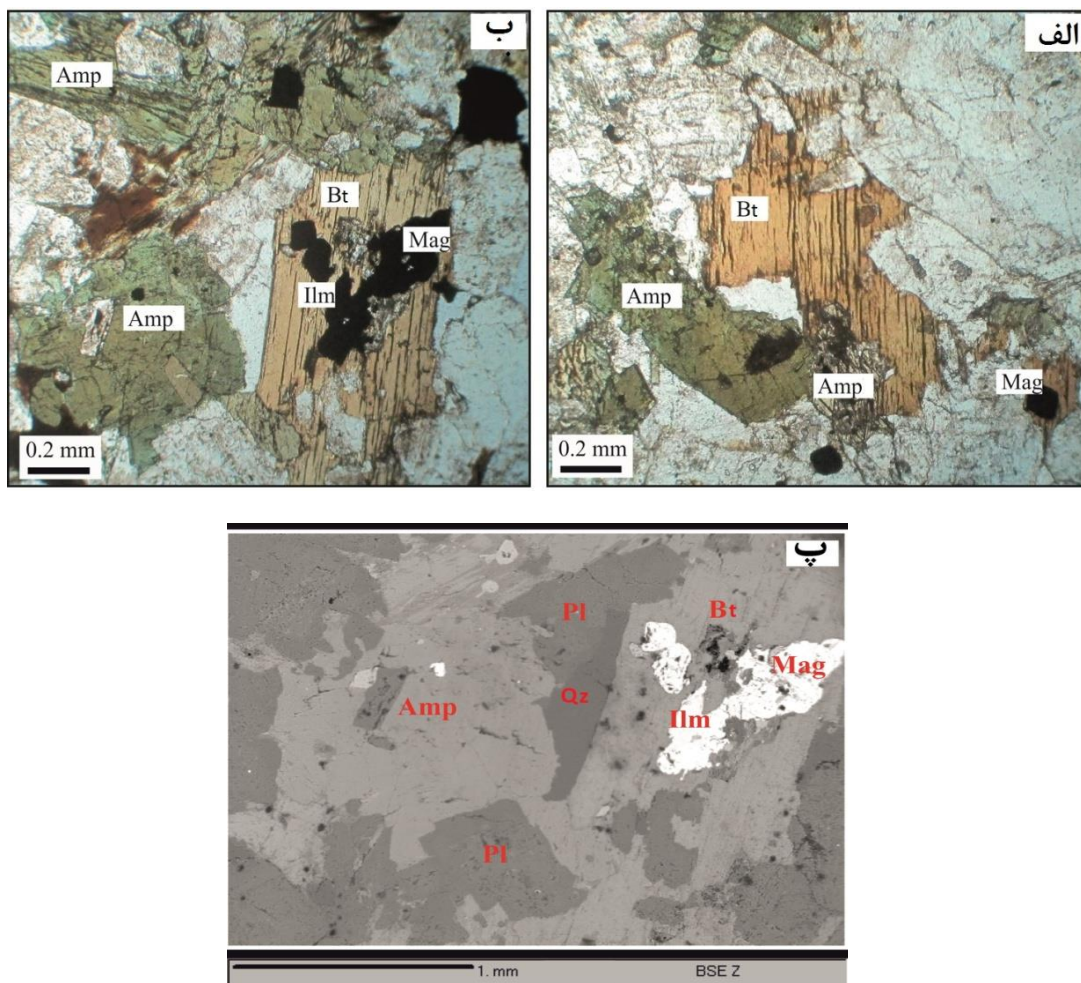
این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک معرفی شده است. در این تحقیق توده‌های نفوذی کوآرتز دیوریتی مورد بررسی قرار گرفته‌اند که برونزد آن‌ها در بخشی از نقشه زمین‌شناسی کهک در شکل ۱ نشان داده شده است. با بررسی سنگ‌شناسی و بافتی توده‌های کوآرتز دیوریتی میوسن سرویان، این توده‌ها را به سه زیرگروه تقسیم‌بندی کردیم که عبارتند از: کوآرتز دیوریت‌ها، میکروکوآرتز دیوریت‌ها و کوآرتز دیوریت‌های بیوتیت‌دار. کانی‌شناسی توده‌های کوآرتز دیوریتی به ترتیب عبارتند از:

- کانی‌های اصلی کوآرتز دیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز به صورت متوسط تا درشت بلور با ماکل پلی‌سنتتیک و ندرتاً با منطقه‌بندی نوسانی در حدود ۶۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند، آمفیبول‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، کوآرتز اغلب بی‌شکل و ریزبلور و کانی‌های فرعی آن‌ها شامل اسفن، آپاتیت، کانی‌های اپک و کانی‌های ثانویه آن‌ها شامل کلریت، سوسوریت است. بافت اصلی کوآرتز دیوریت‌ها گرانولار است.

- کانی‌های اصلی میکروکوآرتز دیوریت شامل پلاژیوکلازهای ریزبلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، آمفیبول‌های ریزبلور نیمه شکل‌دار، کوآرتز اغلب بی‌شکل و ریزبلور و کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، کانی‌های اپک و کانی‌های ثانویه شامل



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه بر گرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک (قلمقاش و باباخانی، ۱۳۷۲).



شکل ۲: تصویر میکروسکوپی بیوتیت در سنگ‌های کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار توده نفوذی سرویان. الف) بیوتیت بی‌شکل صفحه‌ای به همراه آمفیبول و کانی کدر (نور PPL). ب) بیوتیت نیمه شکل‌دار به همراه ادخال‌های از کانی‌ها کدر (نور PPL). نوع کانی‌های کدر توسط تجزیه نقطه‌ای ریزپردازش الکترونی مگنتیت و ایلمنیت تشخیص داده شده است و تصویر میکروسکوپ الکترونی شکل ب در شکل پ نشان داده شده است و انواع کانی‌ها کدر و روشن در این تصویر مشخص شده است علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اونس (Whitney and Evans, 2010).

### مواد و روش‌ها

در این پژوهش، ۲۱ تجزیه نقطه‌ای از کانی بیوتیت توده کوارتز دیوریتی (نمونه PM 176) سرویان در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران، با استفاده از دستگاه EPMA مدل SX100 ساخت شرکت Cameca کشور

فرانسه با ولتاژ شتاب دهنده 15KV و شدت جریان 20nA انجام شده است. فرمول ساختاری بیوتیت‌ها براساس ۲۲ اکسیژن ساختاری محاسبه شده و تفکیک آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی براساس روش دایمک (Dymek, 1983) انجام گرفته است (جدول ۱).

جدول ۱: نتایج ریز پردازش کانی بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن ساختاری

Point No.	۱۱/۱.	۱۲/۱.	۱۳/۱.	۱۴/۱.	۱۵/۱.	۱۶/۱.	۱۷/۱.	۱۸/۱.	۲۱/۱.	۲۲/۱.	۲۳/۱.
SiO <sub>2</sub>	۳۵/۸۴	۳۵/۷۶	۳۶/۴۳	۳۵/۷۳	۳۶/۴۲	۳۶/۰۳	۳۶/۲۲	۳۶/۰۵	۳۵/۳۶	۳۵/۱۵	۳۶/۲۲

TiO <sub>2</sub>	۴/۵۲	۴/۲۲	۳/۹۲	۴/۱۶	۴/۵۰	۴/۵۳	۴/۶۲	۴/۷۷	۴/۴۹	۴/۱۲	۴/۷۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۷۶	۱۳/۸۹	۱۴/۲۱	۱۴/۱۹	۱۴/۲۱	۱۴/۰۸	۱۳/۵۳	۱۳/۶۷	۱۳/۸۵	۱۴/۵۲	۱۴/۳۱
FeO	۱۷/۲۵	۱۷/۳۶	۱۷/۳۲	۱۷/۸۳	۱۷/۱۴	۱۷/۲۱	۱۷/۳۸	۱۷/۸۷	۱۶/۸۱	۱۶/۳۵	۱۷/۱۵
MnO	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۲
MgO	۱۳/۳۰	۱۳/۴۸	۱۳/۹۴	۱۳/۱۵	۱۳/۴۵	۱۳/۲۰	۱۳/۵۱	۱۲/۷۷	۱۲/۹۶	۱۵/۱۹	۱۳/۱۶
CaO	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۴
Na <sub>2</sub> O	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۴۵	۰/۹۸	۰/۶۶	۰/۴۱
K <sub>2</sub> O	۹/۹۹	۹/۹۳	۱۰/۰۴	۱۰/۰۴	۹/۷۰	۹/۷۵	۹/۸۳	۹/۷۸	۹/۷۱	۸/۱۵	۹/۷۸
Total	۹۵/۰۹	۹۴/۹۴	۹۶/۱۹	۹۵/۶۰	۹۶/۰۳	۹۵/۳۳	۹۵/۵۷	۹۵/۵۸	۹۴/۴۱	۹۴/۳۱	۹۵/۹۰
Si	۵/۳۸۳	۵/۳۷۳	۵/۴۰۱	۵/۳۵۹	۵/۳۹۹	۵/۳۸۷	۵/۴۰۰	۵/۴۰۱	۵/۳۸۶	۵/۱۸۷	۵/۳۸۰
Al <sup>IV</sup>	۲/۴۳۶	۲/۴۶۰	۲/۴۸۴	۲/۵۰۹	۲/۴۸۳	۲/۴۸۲	۲/۳۷۷	۲/۴۱۵	۲/۴۸۶	۲/۵۲۵	۲/۵۰۶
Fe <sup>3+</sup>	۰/۱۸۱	۰/۱۶۷	۰/۱۱۵	۰/۱۳۳	۰/۱۱۸	۰/۱۳۱	۰/۲۲۳	۰/۱۸۵	۰/۱۲۸	۰/۲۸۸	۰/۱۱۵
Z=(Si+Al <sup>IV</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰
Al <sup>VI</sup>	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۶۰۷	۰/۶۶۰	۰/۶۳۴	۰/۶۱۶	۰/۶۲۹	۰/۶۳۸	۰/۶۲۹	۰/۵۷۱	۰/۳۹۵	۱/۰۷۳	۰/۶۳۷
Fe <sup>2+</sup>	۱/۳۷۹	۱/۳۵۵	۱/۳۹۸	۱/۴۸۷	۱/۳۷۹	۱/۳۸۳	۱/۳۱۴	۱/۴۸۳	۱/۶۱۸	۰/۶۵۷	۱/۳۸۰
Ti	۰/۵۱۰	۰/۴۷۷	۰/۴۳۷	۰/۴۷۰	۰/۵۰۱	۰/۵۱۰	۰/۵۱۹	۰/۵۳۸	۰/۵۱۴	۰/۴۵۸	۰/۵۲۸
Mn	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵
Mg	۲/۹۷۸	۳/۰۱۹	۳/۰۸۱	۲/۹۳۹	۲/۹۷۲	۲/۹۴۳	۳/۰۰۲	۲/۸۵۳	۲/۹۴۲	۳/۳۴۱	۲/۹۱۳
Y=(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> +Ti+Mn+Mg)	۵/۴۹۰	۵/۵۲۳	۵/۵۶۳	۵/۵۲۰	۵/۴۹۹	۵/۴۹۰	۵/۴۸۱	۵/۴۶۲	۵/۴۸۶	۵/۵۴۲	۵/۴۷۲
Ca	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۱۷	۰/۰۱۳	۰/۰۰۶	۰/۰۱۴	۰/۰۲۱	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶
Na	۰/۰۸۳	۰/۰۶۳	۰/۰۵۹	۰/۰۸۸	۰/۰۰۴	۰/۰۹۱	۰/۰۸۸	۰/۱۳۱	۰/۲۸۹	۰/۱۸۸	۰/۱۱۸
K	۱/۹۱۴	۱/۹۰۴	۱/۸۹۹	۱/۹۲۱	۱/۸۳۴	۱/۸۵۹	۱/۸۷۰	۱/۸۶۹	۱/۸۸۸	۱/۵۳۴	۱/۸۵۳
X=(Ca+Na+K)	۲/۰۰۳	۱/۹۶۷	۱/۹۶۱	۲/۰۱۷	۱/۹۵۵	۱/۹۶۲	۱/۹۶۴	۲/۰۱۴	۲/۱۹۸	۱/۷۳۱	۱/۹۷۷
OH	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
Total	۱۹/۴۹۳	۱۹/۴۸۹	۱۹/۵۲۴	۱۹/۵۴۷	۱۹/۴۵۴	۱۹/۴۵۲	۱۹/۴۴۶	۱۹/۴۷۶	۱۹/۶۸۴	۱۹/۲۷۳	۱۹/۴۵۰
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	۰/۳۱۶	۰/۳۱۰	۰/۳۱۲	۰/۳۳۶	۰/۳۱۷	۰/۳۲۰	۰/۳۰۵	۰/۳۴۲	۰/۳۵۵	۰/۱۶۴	۰/۳۲۱
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۶۸۴	۰/۶۹۰	۰/۶۸۸	۰/۶۶۴	۰/۶۸۳	۰/۶۸۰	۰/۶۹۵	۰/۶۵۸	۰/۶۴۵	۰/۸۳۶	۰/۶۷۹
Fe/(Fe+Mg)	۰/۴۲۱	۰/۴۲۰	۰/۴۱۱	۰/۴۳۲	۰/۴۱۷	۰/۴۲۲	۰/۴۱۹	۰/۴۴۰	۰/۴۲۱	۰/۳۷۷	۰/۴۲۲
Mg/(Mg+Fe)	۰/۵۷۹	۰/۵۸۰	۰/۵۸۹	۰/۵۶۸	۰/۵۸۳	۰/۵۷۸	۰/۵۸۱	۰/۵۶۰	۰/۵۷۹	۰/۶۲۳	۰/۵۷۸
Al <sup>I</sup>	۲/۴۳۶	۲/۴۶۰	۲/۴۸۴	۲/۵۰۹	۲/۴۸۳	۲/۴۸۲	۲/۳۷۷	۲/۴۱۵	۲/۴۸۶	۲/۵۲۵	۲/۵۰۶
Point No.	۲۴/۱.	۲۵/۱.	۲۶/۱.	۳۷/۱.	۳۹/۱.	۴۰/۱.	۵۶/۱.	۵۷/۱.	۵۸/۱.	۵۹/۱.	
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۰۳	۳۵/۷۴	۳۶/۱۵	۳۶/۳۵	۳۷/۲۴	۳۶/۴۶	۳۶/۶۴	۳۶/۶۹	۳۶/۵۸	۳۶/۲۵	
TiO <sub>2</sub>	۴/۴۱	۴/۳۴	۴/۳۴	۴/۳۵	۴/۶۶	۴/۶۴	۴/۷۴	۴/۶۴	۴/۵۰	۴/۳۰	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۶۹	۱۳/۸۱	۱۳/۶۹	۱۳/۳۴	۱۳/۸۲	۱۴/۲۴	۱۴/۰۳	۱۴/۱۸	۱۴/۲۹	۱۳/۷۴	
FeO	۱۷/۰۳	۱۶/۹۴	۱۶/۹۰	۱۶/۷۵	۱۶/۹۴	۱۷/۰۴	۱۷/۰۹	۱۶/۵۲	۱۶/۵۸	۱۶/۵۴	
MnO	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	
MgO	۱۳/۴۱	۱۳/۴۹	۱۳/۵۰	۱۳/۶۹	۱۳/۴۴	۱۳/۸۳	۱۲/۹۶	۱۳/۳۹	۱۳/۴۹	۱۳/۱۲	
CaO	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۹	
Na <sub>2</sub> O	۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۵۴	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۳۰	۰/۳۹	
K <sub>2</sub> O	۹/۸۷	۹/۸۲	۹/۹۰	۹/۶۳	۹/۸۱	۱۰/۰۰	۹/۶۷	۹/۶۲	۹/۴۵	۹/۳۳	
Total	۹۴/۸۷	۹۴/۴۳	۹۴/۸۱	۹۴/۹۰	۹۶/۵۸	۹۶/۸۱	۹۵/۷۶	۹۵/۸۲	۹۵/۶۰	۹۴/۱۰	
Si	۵/۴۱۸	۵/۳۸۷	۵/۴۲۳	۵/۴۶۶	۵/۴۹۷	۵/۳۶۳	۵/۴۵۵	۵/۴۴۸	۵/۴۳۱	۵/۴۹۱	
Al <sup>IV</sup>	۲/۴۲۷	۲/۴۵۳	۲/۴۲۵	۲/۳۶۴	۲/۴۰۵	۲/۴۶۸	۲/۴۶۲	۲/۴۸۲	۲/۵۰۱	۲/۴۵۳	
Fe <sup>3+</sup>	۰/۱۵۵	۰/۱۶۰	۰/۱۴۱	۰/۱۷۰	۰/۰۹۸	۰/۱۶۹	۰/۰۸۳	۰/۰۶۹	۰/۰۶۷	۰/۰۵۶	

Z=(Si+Al <sup>IV</sup> + Fe <sup>3+</sup> )	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰
Al <sup>VI</sup>	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۵۸۴	۰/۶۶۱	۰/۵۹۶	۰/۴۷۶	۰/۴۹۱	۰/۶۱۴	۰/۵۵۴	۰/۵۳۹	۰/۶۰۳	۰/۴۹۵
Fe <sup>2+</sup>	۱/۴۰۳	۱/۳۱۴	۱/۳۸۸	۱/۴۶۰	۱/۵۰۳	۱/۳۱۴	۱/۴۹۲	۱/۴۴۲	۱/۳۸۹	۱/۵۴۵
Ti	۰/۴۹۹	۰/۴۹۲	۰/۴۹۱	۰/۴۹۲	۰/۵۱۸	۰/۵۱۴	۰/۵۳۱	۰/۵۱۹	۰/۵۰۲	۰/۴۹۰
Mn	۰/۰۱۰	۰/۰۰۹	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲	۰/۰۱۱	۰/۰۱۵	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷	۰/۰۱۸
Mg	۳/۰۰۶	۳/۰۳۲	۳/۰۲۴	۳/۰۶۹	۲/۹۵۸	۳/۰۳۴	۲/۸۷۷	۲/۹۶۴	۲/۹۸۶	۲/۹۶۳
Y=( Al <sup>VI</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Fe <sup>2+</sup> + Ti+Mn+Mg)	۵/۵۰۱	۵/۵۰۸	۵/۵۰۹	۵/۵۰۸	۵/۴۸۲	۵/۴۸۶	۵/۴۶۹	۵/۴۸۱	۵/۴۹۸	۵/۵۱۰
Ca	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۲۷	۰/۰۱۱	۰/۰۰۵	۰/۰۲۳	۰/۰۳۶	۰/۰۴۴	۰/۰۴۸
Na	۰/۰۹۱	۰/۰۶۰	۰/۰۶۳	۰/۱۵۷	۰/۱۴۳	۰/۱۳۷	۰/۱۰۷	۰/۱۱۸	۰/۰۸۷	۰/۱۱۵
K	۱/۸۹۴	۱/۸۸۹	۱/۸۹۹	۱/۸۴۷	۱/۸۴۷	۱/۸۷۷	۱/۸۳۷	۱/۸۲۲	۱/۷۹۱	۱/۸۰۳
X=(Ca+Na+K)	۱/۹۹۲	۱/۹۵۰	۱/۹۶۶	۲/۰۳۱	۲/۰۰۱	۲/۰۱۹	۱/۹۶۸	۱/۹۷۶	۱/۹۲۲	۱/۹۶۶
OH	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
Total	۱۹/۴۹۳	۱۹/۴۵۸	۱۹/۴۷۶	۱۹/۵۲۹	۱۹/۴۸۳	۱۹/۵۰۵	۱۹/۴۳۶	۱۹/۴۵۸	۱۹/۴۱۹	۱۹/۴۷۶
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	۰/۳۱۸	۰/۳۰۲	۰/۳۱۵	۰/۳۲۲	۰/۳۳۷	۰/۳۰۲	۰/۳۴۲	۰/۳۲۷	۰/۳۱۷	۰/۳۴۳
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۶۸۲	۰/۶۹۸	۰/۶۸۵	۰/۶۷۸	۰/۶۶۳	۰/۶۹۸	۰/۶۵۸	۰/۶۷۳	۰/۶۸۳	۰/۶۵۷
Fe/(Fe+Mg)	۰/۴۱۶	۰/۴۱۳	۰/۴۱۳	۰/۴۰۷	۰/۴۱۴	۰/۴۰۹	۰/۴۲۵	۰/۴۰۹	۰/۴۰۸	۰/۴۱۴
Mg/(Mg+Fe)	۰/۵۸۴	۰/۵۸۷	۰/۵۸۷	۰/۵۹۳	۰/۵۸۶	۰/۵۹۱	۰/۵۷۵	۰/۵۹۱	۰/۵۹۲	۰/۵۸۶
Al <sup>T</sup>	۲/۴۲۷	۲/۴۵۳	۲/۴۲۵	۲/۳۶۴	۲/۴۰۵	۲/۴۶۸	۲/۴۶۲	۲/۴۸۲	۲/۵۰۱	۲/۴۵۳

## نتایج

### خصوصیات شیمیایی

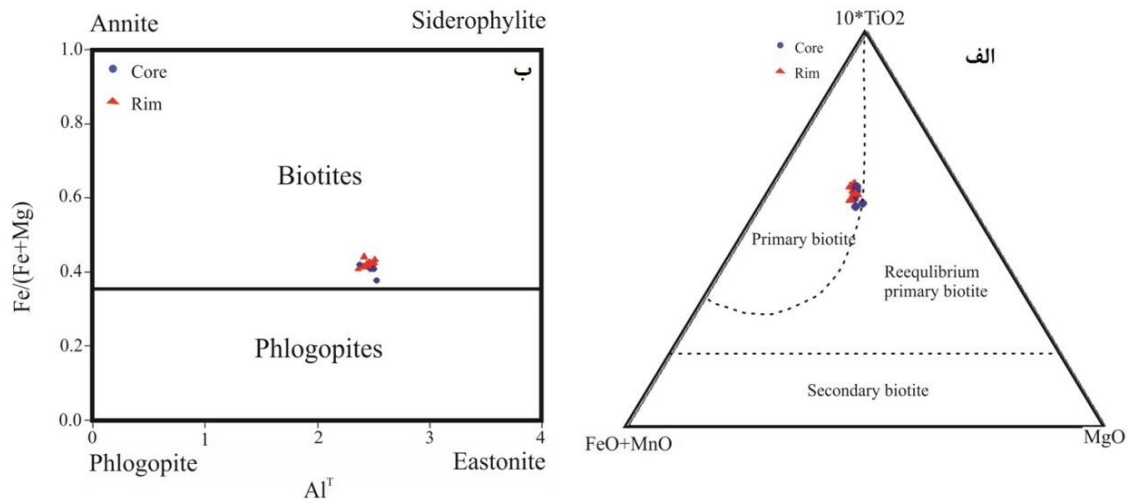
براساس نتایج آنالیز میکروپروب (جدول ۱)، بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی سرویان دارای تمرکز بالایی از MgO (۷۷/۹۴-۱۲/۱۳) و مقدار پایینی از Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۳۴/۵۲-۱۳/۱۴) است. نسبت Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) در این بیوتیت‌ها بین ۰/۶۴ تا ۰/۸۳ تغییر می‌کند. همچنین، بیوتیت‌های مورد بررسی دارای تمرکز نسبتاً پایینی از FeO (۸۷-۱۷) (۱۶/۳۵) است. خصوصیات ذکر شده نشان می‌دهد که تمام بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان اولیه هستند و به‌طور مستقیم از ماگما تبلور شده‌اند (Stone, 2000).

به منظور شناسایی بیوتیت‌های اولیه از ثانویه، از نمودار سه‌تایی ناچت و همکاران (Nachit et al, 2005) نیز استفاده شده است (شکل ۳). براساس این نمودار، همه بیوتیت‌های مورد بررسی نسبتاً غنی از TiO<sub>2</sub> بوده و در قلمرو بیوتیت‌های اولیه

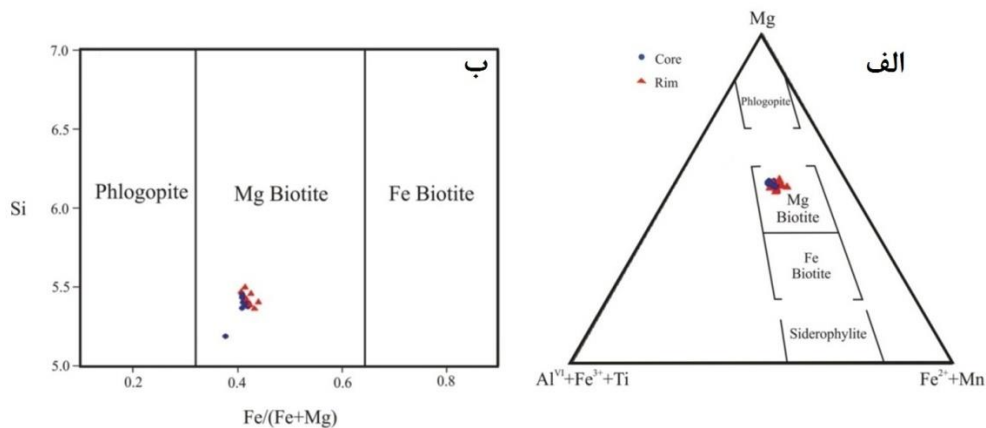
ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۳الف). معمولاً مقدار Ti در بیوتیت‌های هم‌زیست با فازهای اکسیدی اشباع از Ti افزایش نشان می‌دهد (Dymek, 1983). بیوتیت‌های مورد بررسی به‌طور قابل توجه با فازهای اکسیدی Fe-Ti هم‌زیست هستند (شکل ۲ب و پ) که احتمالاً این ویژگی توانسته است تا حدی مقدار Ti بیوتیت‌ها را افزایش دهد. بیوتیت محلول جامد چهار عضو انتهایی آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و استونیت است (Rieder et al, 1998; Spear, 1984). ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار ASPE در قلمرو بیوتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳ب). براساس این نمودار، میزان تغییرات آهن و آلومینیوم دارای بازه کوچکی است و روند خاصی نداشته و الگوی انباشتی نشان می‌دهند. چنین الگویی مختص بیوتیت در گرانیتوئیدهایی است که دچار آلودگی پوسته‌ای نشده‌اند (Shabani et al, 2010). بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودارهای فورستر (Foster, 1960)، در

حضور مجموعه کانیاپی بیوتیت منیزیم دار، مگنتیت و اسفن دلالت بر گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن در ماگما دارد (Nachit et al, 1985).

محدوده بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف و ب)، که در واقع به دلیل تبلور اولیه اکسیدهای آهن در قالب مگنتیت و اسفن است.



شکل ۳: الف) نمودار سه تایی  $FeO+MnO-MgO-10*TiO_2$  ناچت و همکاران (Nachit et al, 2005). تمام بیوتیت‌های مورد بررسی از نوع اولیه و ماگمایی هستند. ب) رده بندی میکاهای توده نفوذی سرویان براساس نمودار اسپیر (Spear, 1984). براساس این نمودار تمام بیوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند.



شکل ۴: الف و ب) نمودارهای رده بندی شیمیایی بیوتیت‌ها (Foster, 1960). بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت دار سرویان در محدوده بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند.

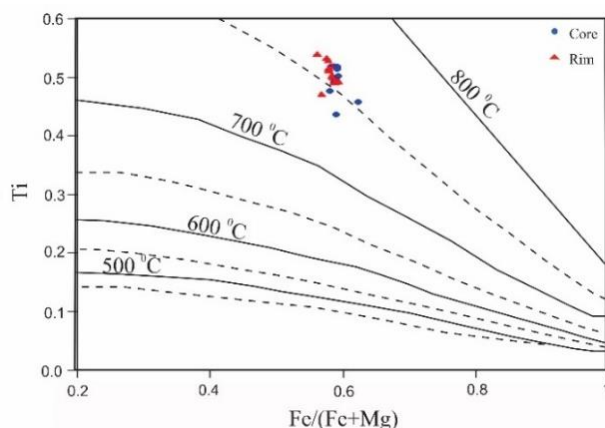
بیوتیت‌ها در دمای بالایی صورت گرفته است (Deer et al, 1966). همچنین، براساس نمودار هنری و همکاران (Henry et al, 2005)، بیوتیت‌های مورد بررسی در دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (شکل ۵). دمای تبلور توده سرویان با کاربرد شیمی کانی هورنبلند-

### تعیین شرایط تبلور دمای تبلور

براساس نتایج آنالیز شیمی کانی بیوتیت (جدول ۱)، Si درون ساختار بیوتیت‌ها با  $Al^{VI}$  و  $Fe^{3+}$  جایگزین شده است اما با  $Al^{VI}$  و Ti جایگزین نشده است. این نتایج نشان می‌دهد که تبلور

است که دمای به دست آمده از بیوتیت در این تحقیق در محدوده دمای گزارش شده از شیمی کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز قرار می‌گیرد.

پلاژیوکلاز با روش‌های بلوندی و هولند (Blundy and Holland, 1990) و با دو واکنش هولند و بلوندی (Holland and Blundy, 1994) به ترتیب ۷۲۳،۷۹۵،۷۳۲ درجه سانتی‌گراد توسط جمشیدی‌بدر و همکاران (۱۳۹۴) گزارش شده



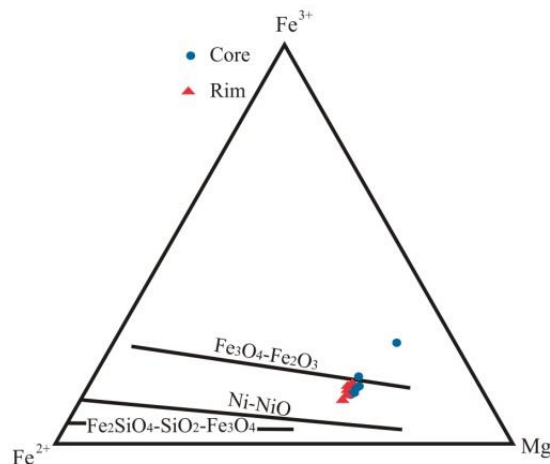
شکل ۵: نمودار Ti در مقابل  $Mg/(Mg+Fe)$  (Henry et al, 2005). بیوتیت‌های مورد بررسی در دمای حدود ۷۵۰ درجه متبلور شده‌اند.

با استفاده از ترکیب بیوتیت مناسب می‌باشند. براساس نمودار سه‌تایی ونس و یوجیتر (Wones and Eugeter, 1965)، تمام بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده بافر  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$  قرار می‌گیرند (شکل ۶) که بیانگر تبلور ماگما در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا است. همچنین، بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان در نمودار  $\log fO_2-T$  (Wones and Eugeter, 1965) در فوگاسیته اکسیژن برابر با ۱۰-۱۱ تا ۱۰-۱۳ متبلور شده‌اند (شکل ۷). فوگاسیته اکسیژن در کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان با کاربرد شیمی کانی آمفیبول توسط جمشیدی‌بدر و همکاران (۱۳۹۴) نیز در محدوده ۱۰-۱۱ تا ۱۰-۱۵ گزارش شده است که با فوگاسیته محاسبه شده توسط شیمی کانی بیوتیت در این تحقیق در یک محدوده قرار می‌گیرند.

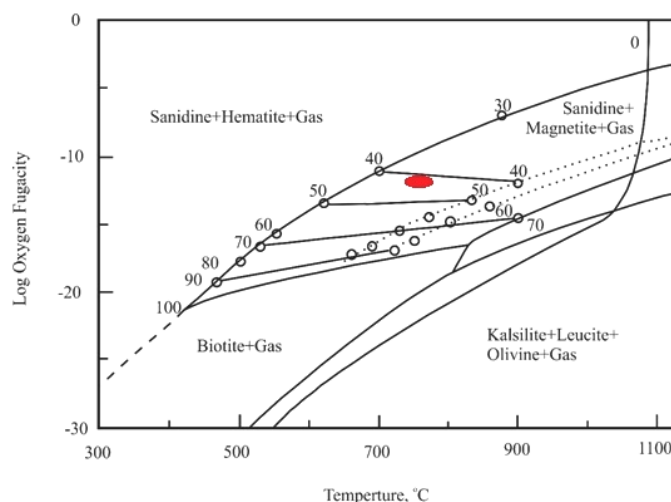
#### فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن یکی از شرایط فیزیکی حاکم در طول تبلور ماگما است که تاثیر مهمی در نوع تبلور کانی‌ها، ترتیب تبلور و همچنین تبدلات بین کانی‌ها دارد. پژوهش‌های انجام شده مانند آلبوگیوریک، باریر و کتون، نوینز و ونس و یوجیتر (Albuquerque, 1973; Barrière and Cotton, 1979; Noyes et al, 1983; Wones and Eugeter, 1965) نشان می‌دهند که می‌توان از فراوانی  $Fe^{2+}$ ،  $Fe^{3+}$  و Mg بیوتیت، در مجموعه کانیایی بیوتیت، مگنتیت و آلکالی‌فلدسپار جهت محاسبه شرایط فوگاسیته اکسیژن در طول تبلور استفاده نمود. براساس مطالعات میکروسکوپی، توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و آلکالی‌فلدسپار تشکیل شده است و مجموعه کانیایی یاد شده، جهت محاسبه فوگاسیته اکسیژن





شکل ۶: نمودار سه تایی  $Mg-Fe^{2+}-Fe^{3+}$  بیوتیت‌ها (Wones and Eugeter, 1965). بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده بافر  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$  قرار گرفته‌اند.



شکل ۷: نمودار دوتایی  $Log f_{O_2}-T$  جهت تعیین شرایط تبلور بیوتیت (Wones and Eugeter, 1965). اعداد ۱۰۰-۰ نشان‌دهنده پایداری بیوتیت براساس میزان  $100*(Fe/(Fe+Mg))$  است، محدوده نمونه‌های مورد بررسی در این تحقیق با بیضی قرمز رنگ نشان داده شده است.

**فشار**  
 $Al^T$  بیوتیت (محاسبه شده براساس ۲۲ اکسیژن ساختاری) معرفی کرده‌اند:

رابطه (۱)  
 $P (Kb) = 3.03 * Al^T - 6.53 (\pm 0.33)$   
 براساس زمین فشارسنجی بیوتیت، میانگین فشار تبلور سنگ‌های کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان حدود ۰/۹ کیلو بار است و با احتساب خطای معادله، فشار تبلور در حدود ۰/۶-۱/۱ کیلو بار می‌باشد. فشار محاسبه شده با کاربرد شیمی کانی آمفیبول با روش

به اعتقاد یوچیدا و همکاران (Uchida et al, 2007)، رابطه خطی مثبتی بین میزان آلومینیم کل ( $Al^T$ ) و فشار تبلور (P) سنگ‌های گرانیتی میزبان وجود دارد و این رابطه خطی با استفاده از زمین فشارسنجی هورنبلند و اسفالریت و مجموعه‌های کانیایی درون سنگ‌های میزبان تعیین شده است. نامبردگان براساس نتایج به دست آمده، معادله رابطه ۱ را جهت تعیین فشار تبلور ماگما براساس

اشمیت (Schmidt, 1992) ۱/۰-۹۳/۸۶ کیلوپار  
توسط جمشیدی‌بدر و همکاران (۱۳۹۴) گزارش  
شده است که فشار محاسبه شده با روش شیمی  
کانی بیوتیت نیز در این محدوده قرار می‌گیرد.

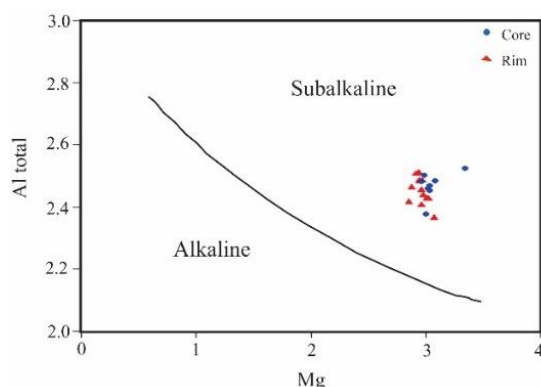
جدول ۲: تعیین فشار براساس میزان  $Al^T$  بیوتیت موجود در سنگ‌های کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان (فشار بر حسب کیلوپار).

Point No.	۱۱/۱.	۱۲/۱.	۱۳/۱.	۱۴/۱.	۱۵/۱.	۱۶/۱.	۱۷/۱.	۱۸/۱.	۲۱/۱.	۲۳/۱.	۲۴/۱.
$Al^T$	۲/۴۳۶	۲/۴۶۰	۲/۴۸۴	۲/۵۰۹	۲/۴۸۳	۲/۴۸۲	۲/۳۷۷	۲/۴۱۵	۲/۴۸۶	۲/۵۰۶	۲/۴۲۷
P(Kbar)	۰/۸۵۲	۰/۹۲۳	۰/۹۹۶	۱/۰۷۱	۰/۹۹۴	۰/۹۹۰	۰/۶۷۲	۰/۷۸۶	۱/۰۰۲	۱/۰۶۲	۰/۸۲۳
Point No.	۲۵/۱.	۲۶/۱.	۳۷/۱.	۳۹/۱.	۴۰/۱.	۵۶/۱.	۵۷/۱.	۵۸/۱.	۵۹/۱.		
$Al^T$	۲/۴۵۳	۲/۴۲۵	۲/۳۶۴	۲/۴۰۵	۲/۴۶۸	۲/۴۶۲	۲/۴۸۲	۲/۵۰۱	۲/۴۵۳		
P(Kbar)	۰/۹۰۲	۰/۸۱۹	۰/۶۳۲	۰/۷۵۸	۰/۹۴۸	۰/۹۲۹	۰/۹۹۱	۱/۰۴۹	۰/۹۰۲	Average P(Kbar)	۰/۹۰۵

گردد. براساس نمودارهای ناچت و همکاران  
(Nachit et al, 1985) و عبدالرحمان (Abdel-  
Rahman, 1994)، ماگمای مولد بیوتیت‌ها، ماهیت  
ساب‌آلکالن و کالک‌آلکالن دارند (شکل‌های ۸ و ۹).

### تعیین محیط تکتونیکی و پتانسیل کانه‌زایی

ترکیب بیوتیت نشان‌دهنده ویژگی‌های ماگمای  
مادر است (Spear, 1984)، از این رو می‌تواند جهت  
شناخت ماهیت ماگمای مادر مورد استفاده قرار



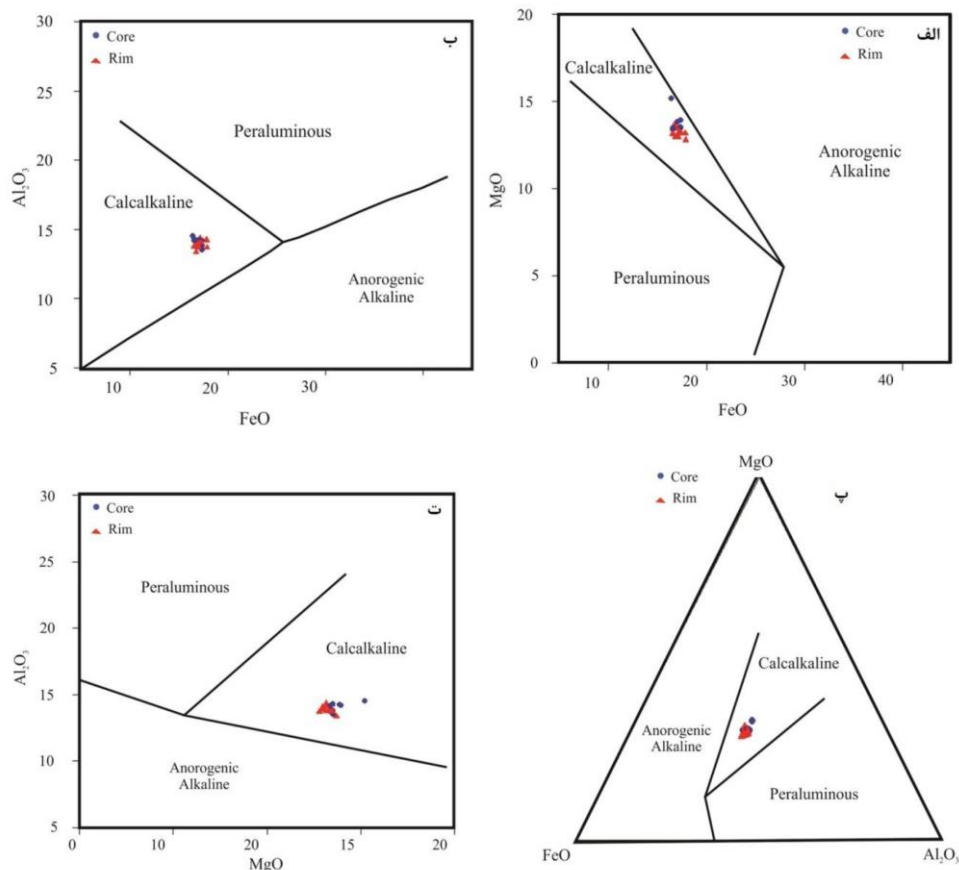
شکل ۸: نمودار تعیین سری ماگمایی براساس شیمی بیوتیت (Nachit et al, 1985). بیوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند.

تعیین نمود. بر طبق نمودار جیانگ و همکاران  
(Jiang et al, 2002)، تمام بیوتیت‌های مورد بررسی  
در گستره گرانیتهای کوهزایی نوع I قرار می‌گیرند  
(شکل ۱۰ ب). همچنین، میکاهای مورد بررسی در  
نمودارهای فورستر (Foster, 1960) از نوع بیوتیت-  
های منیزم‌دار بوده (شکل ۴ الف و ب) و حضور  
آمفیبول و اسفن نیز تائیدی بر گرانیتهای نوع I توده  
کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان می‌باشد. سری

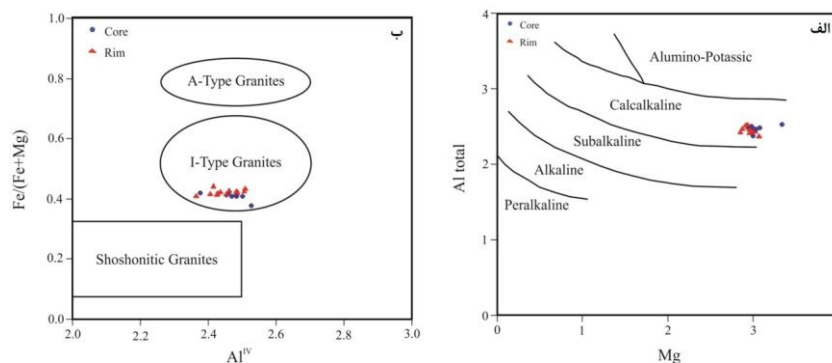
در نمودار  $Al^{total}$ -Mg ناچت و همکاران (Nachit et  
al, 1985)، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره  
منیزیم بالا و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل  
۱۰ الف) که با نتایج عبدالرحمان (Abdel-  
Rahman, 1994) مطابقت دارد (شکل ۱۰). با  
استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان نوع  
گرانیت میزبان و منشا ماگمای تشکیل‌دهنده  
بیوتیت و نیز پتانسیل کانه‌زایی توده نفوذی را

مربوط به محیط‌های فرورانشی تعیین شده است (خادمی‌پارسا، ۱۳۹۶) که با نتایج به دست آمده از شیمی کانی بیوتیت یکسان است.

ماگمایی و محیط تکتونیکی توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار با استفاده از شیمی سنگ کل این توده و با کاربرد آنالیزهای ICP و XRF، کالکوالکالن



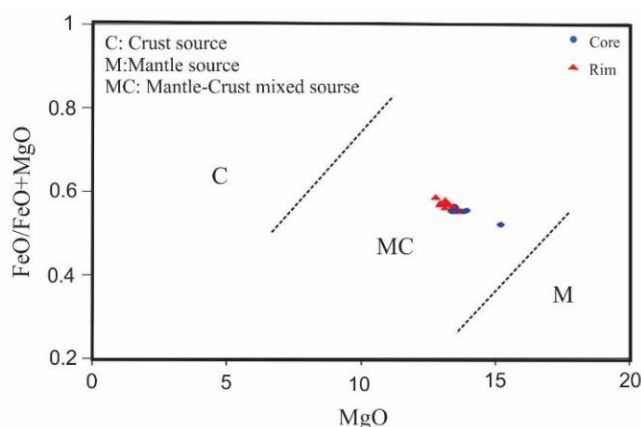
شکل ۹: الف، ب، پ و ت) نمودارهای تعیین سری ماگمایی براساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰: الف) تعیین سری ماگمایی توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Nachit et al, 1985). بر طبق این نمودار توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان در محدوده کالک‌آلکالن و منیزیم بالا قرار می‌گیرد. ب) نمودار رده‌بندی گرانیت‌ها براساس شیمی بیوتیت‌ها (Jiang et al, 2002). بر طبق این نمودار، سنگ میزبان بیوتیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کوهزایی نوع I هستند.

ماگمایی حاصل از اختلاط ذوب گوشته و پوسته تشکیل شده است (شکل ۱۱).

براساس نمودار زو (Zhou, 1986)، بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان از یک منشا



شکل ۱۱: نمودار تفکیک منشا تشکیل گرانیت‌ها براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Zhou, 1986). بر طبق نمودار، توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان دارای منشا ترکیبی از پوسته و گوشته می‌باشد.

گرانیتوئیدی ممکن است به عنوان یک شاخص مفید در اکتشاف ذخایر گرمابی وابسته به سنگ‌های گرانیتی باشد. بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی سرویان در دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، فوگاسیته اکسیژن بین  $10^{-11}$  تا  $10^{-13}$  و در فشاری حدود  $0/6-1/1$  کیلو بار متبلور شده‌اند. شرایط تبلور ذکر شده بیانگر این است که توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان در درجه حرارت بالا، عمق کم و تحت شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده است. به علاوه نشان می‌دهد که توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان دارای شانس بالایی جهت اکتشاف مواد معدنی می‌باشد. جایگیری توده کوارتز دیوریت بیوتیت‌دار سرویان در سنگ‌های آهکی کرتاسه و پیروکلاستیک‌های ائوسن، تبلور در فشار حدود ۱ کیلو بار و شرایط تبلور یاد شده، بیانگر ایجاد شرایط تشکیل اسکارن‌های فلزی در منطقه بوده و تشکیل معادن آهن اسکارنی در محدوده مورد مطالعه تأییدی بر مطالعات انجام شده است. نتایج به دست آمده از شیمی کانی بیوتیت با مطالعات انجام گرفته قبلی در توده‌های نفوذی

ویبون و همکاران (Wyborn et al, 1994) و سان و همکاران (Sun et al, 2004) بیان می‌کنند که شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا منعکس کننده ته‌نشست و تبلور فلزات اقتصادی مانند مس و طلا می‌باشد. براساس این پژوهش‌ها، توده‌های نفوذی تشکیل شده در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا باید به جهت پتانسیل کانه‌زایی مورد توجه قرار گیرند. همچنین بر طبق نظر یوچیدا و همکاران (Uchida et al, 2007)، تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی نشان می‌دهد که محتوای  $Al^T$  بیوتیت با نوع فلز تشکیل شده مرتبط است. همچنین، نامبرده براساس زمین فشارسنجی بیوتیت مشخص نموده است که ذخایر سرب - روی و مولیبدن در فشار کمتر از ۱ کیلو بار، ذخایر آهن-مس و قلع در فشارهای بین ۱-۲ کیلو بار و ذخایر تنگستن در فشارهای ۲-۳ کیلو بار تشکیل می‌شوند و سنگ‌های گرانیتی که در فشارهای بالاتر از ۳ کیلو بار متبلور می‌شوند، فاقد کانه‌زایی هستند. بر این اساس، یوچیدا و همکاران (Uchida et al, 2007) بیان می‌کند که محتوای  $Al^T$  بیوتیت سنگ‌های

و تبلور در شرایط درجه حرارت بالا، دارای سری ماگمایی کالک-آلکالن منیزیم بالا، فوگاسیته اکسیژن بالا و از رده گرانیتهای کوهزایی نوع I حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای است که ماگمای آن حاصل از ذوب و اختلاط پوسته و گوشته بوده لذا جایگیری توده نفوذی سرویان در سنگ‌های میزبان مستعد، شرایط مناسب جهت تشکیل اسکارن‌های فلزی را ایجاد نموده است.

-خادمی پارسا، م. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۵. بررسی الگوهای اکتشافی ذخایر آهن اسکارنی با استفاده از تصاویر ماهواره ای ETM در شمال شرق دلیجان: پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۳، ص ۱۶۹-۱۸۴. -قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴. مطالعه پلوتونیسیم ترشیری در منطقه جنوب قم (محدوده ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۴ ص. -قلمقاش، ج. و باباخانی، ع.ر.، ۱۳۷۲. نقشه زمین-شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Abdel-Rahman, A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas: Journal of Petrology, v. 35, p. 525-541.  
-Aftabi, A. and Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran: Episodes, v. 23, p. 119-125.  
-Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction dominated process. In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds.), Geodynamic Evolution of the

سرویان در زمینه دورسنجی (مسعودی و خادمی پارسا، ۱۳۹۵)، شیمی سنگ کل با کاربرد آنالیزهای XRF, ICP (خادمی پارسا، ۱۳۹۶) و شیمی کانی آمفیبول همخوانی دارد (جمشیدی بدر و همکاران، ۱۳۹۴).

### نتیجه‌گیری

بر مبنای بررسی شیمی کانی بیوتیت جایگیری توده کوارتزیدیوریت بیوتیت‌دار سرویان در عمق کم

### منابع

-جمشیدی بدر، م.، خادمی پارسا، م. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۴. زمین فشار - دماسنجی توده‌ی گرانیته‌ی سرویان (شمال شرق دلیجان) با کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار: مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص ۸۱۹-۸۳۰.  
-خادمی پارسا، م.، ۱۳۹۶. پترولوژی توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق کانه‌ساز و هاله‌های دگرگونی همراه در شمال شرق دلیجان (زون ارومیه دختر)، پایان‌نامه دکتری رشته پترولوژی-زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۲۸ ص.

Zagros: Geological Magazine, v. 148, p. 692-725.  
-Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rock northern Portugal: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 37, p. 1779-1802.  
-Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: Tectonics, v. 23, p. 1-16.  
-Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central

- Iran and its geodynamic situation: *Geologische Rundschau*, v. 73, p. 917-932.
- Barrière, M. and Cotton, J., 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 183-192.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 208-224.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals, UK: Longman Group UK Ltd, 483 p.
- Dilek, Y. and Sandvol, E., 2009. Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African plate boundary and the Cenozoic orogenic belts in the eastern Mediterranean region, *Geological Society of London: Special Publication*, v. 327, p. 127-160.
- Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses West Greenland: *American Mineralogist*, v. 68, p. 880-889.
- Foster, M.D., 1960. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas: *American Mineralogist*, v. 45, p. 383-398.
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A.M. and Mortazavi, M., 2008. Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and Geodynamic Implications: *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 19, p. 223-235.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahrehabak area), Kerman province, Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, UCA, 204 p.
- Hecht, L., 1994. The chemical composition of biotite as an indicator of magmatic fractionation and metasomatism in Sn-specialised granites of the Fichtelgebirge (NW Bohemian Massif, Germany). In: Seltmann R., Kämpf H., Möller P. (Eds.), *Metallogeny of collisional orogens: Czech Geological Survey*, p. 295-300.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomsen, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms: *American Mineralogist*, v. 90, p. 316-328.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 433-447.
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 433-47.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J. and Yang, W.Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis, *Lithos*, v. 63, p. 165-187.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, G., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Ndariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N.

- and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 5695-5719.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 155, p. 126-138.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, *Geomaterials (Mineralogy): Geoscience*, v. 337, p. 1415-1420.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. and Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 301, p. 813-819.
- Noyes, H.J., Wones, D.R. and Frey, F.A., 1983. A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California: *The Journal of Geology*, v. 91, p. 353-378.
- Omran, J., Agard, P., Witechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences: *Lithos*, v. 106, p. 380-398.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas: *Canadian Mineralogist*, v. 36, p. 905-912.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304-310.
- Shabani, A.A.T., Masoudi, F. and Tecce, F., 2010. An investigation on biotite composition from Mashhad granitoid rocks, NW Iran: *Journal of Science of Islamic Republic of Iran*, v. 21, p. 321-331.
- Spear, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. In: *Micas*, Bailey, S.W. (Eds.), *Mineralogical Society of America: Review in Mineralogy*, v. 13, p. 299-356.
- Stone, D., 2000. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens river area, northwest superior province, Ontario, Canada: *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 455-470.
- Sun, W.D., Arculus, R.J., Kamenetsky, V.S. and Binns, R.A., 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization: *Nature*, v. 431, p. 975-978.
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits: *Resource Geology*, v. 57, p. 47-56.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Wones, D.P. and Eugeter, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application: *The American Mineralogist*, v. 50, p. 1228-1272.
- Wyborn, D. and Sun, S.S., 1984. Sulphur- under saturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits: *AGSO Research Newsletter*, v. 21, p. 7-8.
- Zhou, Z.X., 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province: *Acta Petrologica Sinica*, v. 2, p. 59-70.