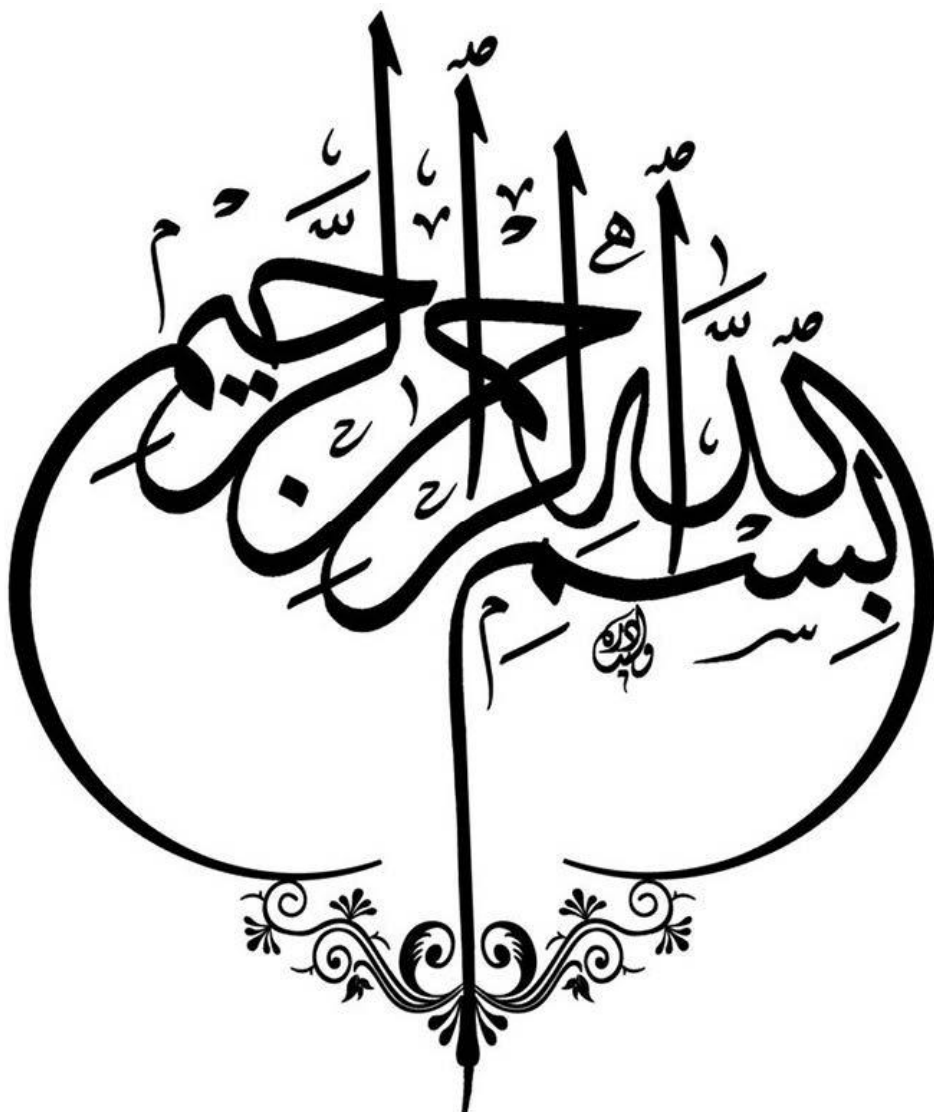






دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

شیمی کانی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گیدان، شمال غرب زاهدان

نگارنده:

مرضیه شیخی

استاد راهنما:

دکتر مهدی رضایی کهخانی

استاد مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

شهریور ۱۳۹۷

تقدیم بہ استوارترین تکیہ گاہم "پدرم"

بہ او کہ نمی دانم از بزرگی اش بگویم یا مردانگی، سخاوت، سکوت، مهربانی و

پدرم راه تمام زندگیست

پدرم دغدغہی ہیئتگیست

تقدیم بہ چشمان امیدوارمادم، دریای بی کران خداکاری و عشق

و قلب های مهربان و پشتوانه های زندگی ام:

"خواهرم راضیه و ہمسر بزرگوارش احمد"

و برادرانم "محمد رضا و ہمسر مہربانش سعیدہ" و علی

و سہ فرستہ های کوچک خانوادہ مان "امیر علی، ہدیہ و شایان" کہ وجودشان شادی بخش ولیہ آرایش من است.

شکر و قدر دانی:

نخستین پاس و تایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دیای یکران اندیش، طره ای ساخت تا وست آن را از دریچه اندیش ناب اسایدی بزرگ به نشانیشند؛ اما در این راه چه بس بزرگوارانی که من را لایق ارث و محبت خویش دانستند، لژابر خولا درم می دانم تا مرتب پاس را از بزرگوارانی بجا آورم که اگر دست یاری کرشان نبود حرکت این پیمان نموده به انجام نمی رسید.

استاد راهنمای فریخته و مهربانم، جناب آقای دکتر مهدی رضایی کفانی که در مقام قدر دانی از زحمات بی شماری ایشان، زبان قاصراست و بی شک راهنمای بی ارزنده، دانش و دلسوزی های ایشان سبب به انجام رسیدن این پیمان نموده شده است.

استاد مشور بزرگوارم، جناب آقای دکتر حبیب الرقاسی که با قبول زحمت مشوره ای این پیمان نموده در رخ قایم و مشکلات علمی از پیچ و خم کوششی فروگذار نکردند.

از جناب آقای دکتر فروغ دوست و خانم دکتر شیبی که با دوری این پیمان نموده را بر همه داشتند و جناب آقای دکتر صادقان که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فتوی از پیچگی در این عرصه بر من دریغ نداشتند کمال شکر و قدر دانی را دارم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین، آقای دکتر امیدیه به سبب فراهم آوردن محلی مناسب برای انجام این پژوهش، پاسکدارم. همچنین خانم مهندس فارسی، مسئول آموزش دانشکده علوم زمین که به واسطه مهربانی و دلسوزی ما را همراهی نموده اند پاسکدارم.

از جناب آقای مهندس حمیدان، مسئول کارگاه تهیه منطوق، که همیشه با پشتکار و مصیبت من را در تهیه منطوق این پژوهش همراهی و از پیچگی دریغ نکرده اند و همچنین آقای مهندس میرافری، مسئول آزمایشگاه آتیک و آقای مهندس قشده ای کارشان کرده دانشکده و سرکار خانم سیدی مسئول پژوهشی دانشکده و آقای آبدانی مسئول آبدارخانه دانشکده کمال شکر و ادب دارم.

از تمام دوستانم که در این راه به واسطه وجودشان یار و دگر می و امید بخش من بوده اند و در جلد دفع ایجاب شرکت نموده اند نهایت شکر و پاسکداری را می نمایم:

جناب آقای مهندس یونس سرخشی، خانم مهندس یواشکی، آقای مهندس امین حامری، سرکار خانم تینا اسدی، آقای نیلین صدیقی، خانم دکتر مستوفی، خانم مهندس امیر خلیلی، آقای مهندس مجید محمودی، آقای مهندس متوادیدادی، آقای مهندس مهدی حسینی، آقای مهندس امیر آل یاسین، آقای مهندس یم افشلی، آقای مهندس فیدهای، آقای دکتر عبدالشمسی، خانم مهندس رانیه بزرادی، خانم مهندس الهه شستر، خانم مهندس محد اکسندری، آقای مهندس پیام شاهپوری، خانم مهندس ام البنین انصاری، خانم مهندس حدیده آقایی، خانم سانا ز شمرخی، خانم زهرا شکویی، خانم مهندس مجید عرب زاده، خانم مهندس فیثو کافلی، خانم مهندس مرصیه اسدی، خانم مهندس عاطفه علیپور، خانم مهندس مجید فخرزاده، خانم مهندس عاطفه حسینی، آقای مهندس عرفان عیدی، خانم مهندس نازنین محمودزاده.

و در پیمان با بوسه بردن بر مهر پدر و مادر عزیزم، که همیشه بخیر و برادران خدیده اند تا من به جایگاهی که اکنون هستم، برسم و در ادامه راه نیز همچنان حامی و دهنای خیرشان همراه من است. از عمومی بزرگوارم آقای علی شجعی پاسکدارم که همیشه مشوق من بوده اند و از پیچگی دریغ ننموده اند. از دوستان بزرگ عزیزم که همیشه دهنای خیرشان بدرقه راهم بوده پاسکدارم. قدر دانم تنها خوارم که وجودش سرشار از مشق و محبت است و به سر مهربان و صبورش که در هر حال حامی من هستند و خنجرهای زندگیشان، امیر علی و مهدیار که با محبت های کودکانشان تحمل رنج این دوری را بر من آسان میگردند. آرزوی تندتی برای برادرم محمد رضا و همسرش را دارم که مشوق من در این راه بوده اند و در دانه زندگیشان، نیلین که با آشنایش شادی و بهار به خانواده بخشید. و در نهایت آرزوی موفقیت و سربلندی برای برادر کوچکترم علی را دارم.

تعهد نامه

اینجانب **مرضیه شیخی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **پترولوژی** دانشکده **علوم زمین**

دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه شیمی کانی سنگ‌های توده گرانیوتوئیدی گپدان، شمال غرب

زاهدان تحت راهنمایی دکتر مهدی رضایی کهخائی و پروفیسور حبیب الله قاسمی متعهد می‌شوم:

تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.

در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.

مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood

University of Technology» به چاپ خواهد رسید.

حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت

می‌گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی

رعایت شده است.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل

رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود. استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه

شیخی، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵)، " بررسی آنکلاوهای توده گرانیتوئیدی گپدان، شمال غرب زاهدان". بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود.

شیخی، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۶)، " تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های توده گپدان، شمال غرب زاهدان". بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه یزد.

شیخی، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۷)، " شیمی کانی آمفیبولیت‌های توده گرانیتوئیدی گپدان، شمال غرب زاهدان". پنجمین همایش ملی گوهرشناسی و بلورشناسی ایران. دانشگاه زنجان.

شیخی، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۷)، "شیمی بیوتیت و فلدسپار: رهیافتی به پتروژنز توده گرانیتوئیدی گپدان (شمال غرب زاهدان)"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران (پذیرش شده و در نوبت چاپ).

Rezaei-Kahkhaei M., Sheykhi M., Ghasemi H., "Mineral chemistry of the calc-alkaline Gapdan granitoid and related dykes: constraints on crystallization conditions, and magma genesis". (Submitted to Journal of Geological Magazine).

چکیده

توده گرانیته‌ی گپدان با سن ۴۳ میلیون سال در شمال غرب زاهدان واقع شده است و بخشی از نوار گرانیته‌ی زاهدان- سراوان محسوب می‌شود. این توده از لحاظ لیتولوژی ناهمگن بوده و ترکیب کلی توده عمدتاً گرانودیوریت و بیوتیت گرانیت می‌باشد به طوری که بیوتیت گرانیت در حاشیه توده و گرانودیوریت در مرکز آن واقع شده‌اند. توده گپدان توسط دایک‌های میکرودیوریتی قطع شده است. کانی‌های تشکیل دهنده این توده شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، اکسیدهای آهن- تیتانیم، زیرکن، آپاتیت و آلانیت می‌باشند. بافت غالب سنگ‌های توده گپدان از نوع گرانولار است و بافت‌هایی همچون پوئی کیلیتیک، پرتیتی و میرمیکیتی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شوند. سنگ‌های میزبان توده از نوع دگرگونی درجه متوسط تا ضعیف هستند که عمدتاً شامل بیوتیت‌شست‌ها و آمفیبولیت‌ها می‌باشند. همچنین توده گپدان میزبان آنکلاوهای فراوانی با منشأ آذرین و رسوبی می‌باشد که بیشترین تمرکز آنها در بیوتیت گرانیت‌های موجود در حاشیه است. اغلب آنکلاوها از نوع سورمیکاسه هستند و دارای یک لایه غنی از بیوتیت در حاشیه خود هستند. این آنکلاوها ریزدانه بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت $\pm$ اپیدوت تشکیل شده‌اند و دارای بافت‌های گرانوبلاستیک و لیپیدوبلاستیک هستند. بیوتیت تنها کانی فرومنیزین در توده گرانیته‌ی گپدان می‌باشد که بررسی شیمی آن مشخص کرد این توده از نوع I بوده و از یک ماگمای گرانیته‌ی کالک آلکالن تشکیل شده است. این بیوتیت‌ها در دمای حدود ۸۵۰ درجه سانتی گراد تبلور شده‌اند. بر اساس مقدار Al^T موجود در بیوتیت، عمق تبلور بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان بین ۴ تا ۵/۴ کیلومتر و گرانودیوریت‌ها بین ۱/۷ تا ۳/۳ کیلومتر تخمین زده می‌شود، که با فشارهای بدست آمده برای سنگ‌های میزبان این توده براساس بارومتر مقدار Al موجود هورنبلند نیز تائید می‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان عمدتاً از نوع آندزین و در گرانودیوریت‌ها عموماً الیگوکلاز تا لابرادوریت هستند. براساس دماسنجی دو فلدسپاری، دماهای بدست آمده برای بیوتیت گرانیت‌ها $734-747^{\circ}C$ و گرانودیوریت‌های $661-555^{\circ}C$ می‌باشد. با توجه به اینکه دماهای بدست آمده برای گرانودیوریت‌ها کمتر از دمای تبلور ماگماهای گرانیتی است، این دماها قطعاً مربوط به دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی ساب سالیدوس است. بر اساس مشاهدات پتروگرافی و شیمی کانی بنظر می‌رسد که ماگمای بازالتی ناشی از ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی متاسوماتیسم شده، در پوسته قاره‌ای نفوذ کرده و گرمای کافی برای ذوب بخشی پوسته و تولید ماگمای والد توده مورد مطالعه را ایجاد کرده است. ماگمای والد توده گپدان در طی صعود با سنگ‌های رسوبی پوسته بالایی آلاش یافته است. این امر توسط حضور آنکلاوهای فراوان شستی و سورمیکاسه تائید می‌شود. آمفیبول‌های آنالیز شده از سنگ‌های میزبان و دایک‌های قطع کننده توده گرانیته‌ی گپدان جزء گروه کلسیک بوده که در دایک‌ها عمدتاً از نوع کرسوتیت و منیزو هستینگزیت، و در آمفیبولیت‌ها از نوع منیزوهورنبلند هستند. دما - فشارسنگ‌ها بر پایه‌ی Al موجود در آمفیبول نشان می‌دهد که شروع تبلور ماگمای والد دایک‌ها در دمای $894^{\circ}C$ و در فشارهای معادل عمق ۲۳ کیلومتری با تبلور منیزوهورستینگزیت شروع شده و با تبلور کرسوتیت در دمای $774^{\circ}C$ در عمق ۱۲/۳ کیلومتری ادامه پیدا کرده است.

کلمات کلیدی: شیمی کانی، دما- فشار سنجی، بیوتیت، آمفیبول، گپدان، زون جوش خورده سیستان

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- موقعیت جغرافیایی.....	۲
۱-۳- پوشش گیاهی و جانوری.....	۴
۱-۴- ژئومورفولوژی.....	۴
۱-۵- اهداف مطالعه.....	۵
۱-۶- روشهای مطالعه.....	۶
۱-۷- مطالعات پیشین.....	۷
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه.....	۹
۲-۱- مقدمه.....	۱۰
۲-۲- چینه‌شناسی و لیتولوژی منطقه.....	۱۱
۲-۳- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه.....	۱۳
فصل سوم: پتروگرافی سنگهای توده گیدان.....	۱۵
۳-۱- مقدمه.....	۱۶
۳-۲- توده گرانیتوئیدی گیدان.....	۱۶
۳-۳- آنکلاوهای موجود در توده گیدان.....	۳۲
۳-۴- دایک‌ها.....	۳۵
۳-۵- سنگ‌های میزبان.....	۴۰
فصل چهارم: شیمی کانی و زمین دما-فشار سنجی.....	۴۳
۴-۱- مقدمه.....	۴۴
۴-۲- روش کار.....	۴۵
۴-۳- توده گرانیتوئیدی گیدان.....	۵۶
۴-۴- دایکهای درون توده گیدان.....	۶۳
۴-۵- سنگ‌های میزبان توده گیدان.....	۷۱
۴-۶- شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور توده گیدان، سنگ‌های میزبان و دایکها.....	۷۳
فصل پنجم: نتیجه‌گیری.....	۷۷
منابع.....	۸۱

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه زون‌های ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه..... ۲
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای از توده گرانیتوئیدی و توده‌های اطراف آن ۳
- شکل ۱-۳- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از توده‌های گرانیتوئیدی اطراف زاهدان..... ۳
- شکل ۱-۴- تصویری از پوشش گیاهی منطقه گپدان..... ۵
- شکل ۲-۱- تصویر نمادین زون جوش خورده سیستان..... ۱۲
- شکل ۲-۲- تصویر ماهواره‌ای از روند گسل‌های اصلی در زون جوش خورده سیستان..... ۱۳
- شکل ۳-۱- رخنمون توده گرانیتوئیدی گپدان و دایک‌های درون آن..... ۱۷
- شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از توده گپدان..... ۱۸
- شکل ۳-۳- کنتاكت مشخص بین فازهای موجود در توده گپدان..... ۱۸
- شکل ۳-۴- تصویری از آنکلاوهای موجود در منطقه ۱۹
- شکل ۳-۵- تصویر صحرایی و نمونه دستی و میکروسکوپی بیوتیت گرانیت‌های منطقه..... ۲۰
- شکل ۳-۶- نمودار سه تایی اشتريکایزن..... ۲۱
- شکل ۳-۷- نمودار شیمیایی TAS..... ۲۱
- شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی کانی پلاژیوکلاز در بیوتیت گرانیت‌ها..... ۲۳
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی کانی کوارتز..... ۲۴
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی کانی پتاسیم فلدسپار..... ۲۴
- شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت..... ۲۵
- شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌های توده..... ۲۶
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی کانی پلاژیوکلاز موجود در گرانودیوریت‌ها..... ۲۸
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از کانی پلاژیوکلاز حاوی اذخال..... ۲۹
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی کانی کوارتز..... ۳۰
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی پتاسیم فلدسپار..... ۳۱
- شکل ۳-۱۷- تصویر صحرایی از لخته‌های بیوتیتی موجود در گرانودیوریت‌ها..... ۳۱
- شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی کانی بیوتیت حاوی اذخال..... ۳۲
- شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی کانی آلانیت..... ۳۳
- شکل ۳-۲۰- تصویر صحرایی از آنکلاو متاپلیتی موجود در بیوتیت گرانیت‌ها..... ۳۴
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی از کانی‌های موجود در آنکلاوهای توده گپدان..... ۳۵
- شکل ۳-۲۲- تصویر صحرایی و میکروسکوپی دایک‌ها..... ۳۶
- شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز موجود در دایک‌ها..... ۳۷
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی کانی هورنبلند..... ۳۸
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی کانی بیوتیت..... ۳۹
- شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی کلسیت..... ۳۹
- شکل ۳-۲۷- تصویر صحرایی و میکروسکوپی از سنگ میزبان توده..... ۴۱

- شکل ۴-۱- تصاویر Back Scatter کانی های آنالیز شده..... ۵۶
- شکل ۴-۲- نمودار سه تایی $10 \cdot \text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$ ۵۷
- شکل ۴-۳- نمودار رده بندی شیمیایی بیوتیت..... ۵۸
- شکل ۴-۴- نمودار طبقه بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن ها ۵۹
- شکل ۴-۵- نمودار تعیین سری ماگمایی توده..... ۶۰
- شکل ۴-۶- نمودار تغییرات نسبت AlIV نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ۶۱
- شکل ۴-۷- نمودار فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب بیوتیت ۶۲
- شکل ۴-۸- نمودار سه تایی $\text{Or} - \text{Ab} - \text{An}$ ۶۴
- شکل ۴-۹- نمودار تفکیک آمفیبول های ماگمایی از دگرگونی..... ۶۵
- شکل ۴-۱۰- نمودار طبقه بندی دوتایی $\text{BCa} + \text{BNa}$ نسبت به BNa برای آمفیبول ها..... ۶۶
- شکل ۴-۱۱- نمودار تقسیم بندی آمفیبول های دایک..... ۶۶
- شکل ۴-۱۲- نمودار طبقه بندی آمفیبول های کلسیم دار..... ۶۸
- شکل ۴-۱۳- نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول..... ۷۰
- شکل ۴-۱۴- نمودار تقسیم بندی آمفیبول سنگ میزبان..... ۷۲
- شکل ۴-۱۵- نمودار تعیین محدوده فشار تشکیل آمفیبول..... ۷۶

فهرست جداول

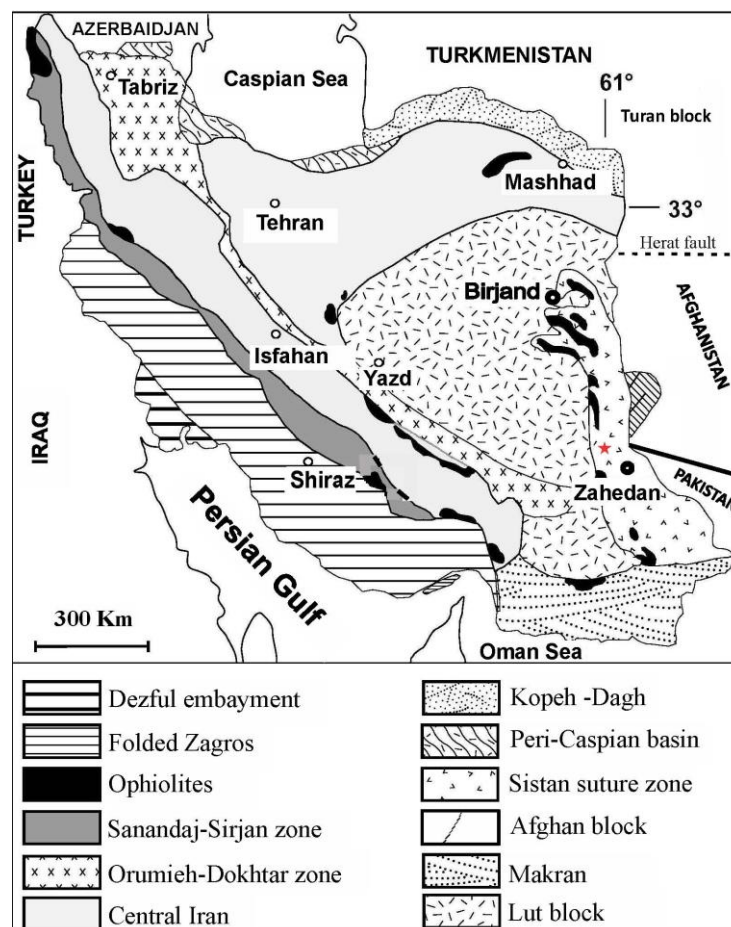
- جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های توده گپدان..... ۴۶
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپارهای توده گپدان..... ۴۷
- جدول ۴-۳- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های توده گپدان..... ۵۳
- جدول ۴-۴- پیشوندهای استفاده شده در نامگذاری آمفیبول‌ها..... ۶۹

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

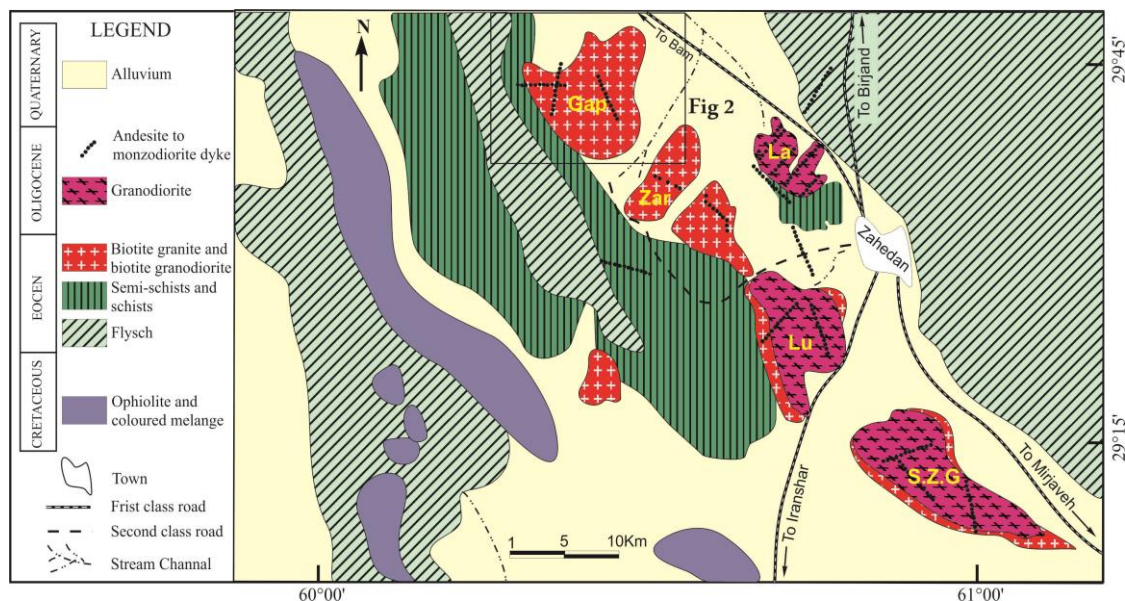
توده گرانیتوئیدی گپدان با وسعت ۱۹۶ کیلومتر مربع در استان سیستان و بلوچستان و در شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده است. این توده بین طول‌های $60^{\circ} 22' 30''$ تا $60^{\circ} 30' 00''$ شرقی و عرض‌های $29^{\circ} 37' 00''$ تا $29^{\circ} 47' 00''$ شمالی واقع شده و به همراه فلیش‌های دربرگیرنده آن، بخشی از زون جوش خورده سیستان می‌باشد که بین بلوک‌های لوت و افغان قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۷۰؛ شکل ۱-۱). دسترسی به توده گپدان از طریق جاده آسفالت زاهدان-کرمان و راه‌های خاکی منشعب شده از آن امکان پذیر است. از سایر راه‌های دسترسی به این توده می‌توان به جاده چشمه زیارت اشاره نمود که مناطق جنوبی توده را در دسترس قرار می‌دهد (شکل‌های ۱-۲ و ۱-۳).



شکل ۱-۱. نقشه زون‌های ساختمانی ایران (آقانباتی، ۱۳۷۰) و موقعیت توده گرانیتوئیدی گپدان که توسط ستاره مشخص شده است. همانطور که مشاهده می‌شود این توده گرانیتوئیدی در شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده و بخشی از زون جوش خورده سیستان محسوب می‌شود.



شکل ۱- ۲. تصویر از Google Earth از منطقه مورد مطالعه و توده‌های گپدان، زرگلی، لخسک.



شکل ۱- ۳. نقشه زمین شناسی تهیه شده از توده‌های گرانیتوئیدی اطراف زاهدان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و راه‌های دسترسی به این توده‌ها. اختصارات عبارتند از: Gap: گپدان، Zar: زرگلی، Lu: لوچان، La: لخسک، S. Z. G.: گرانیتوئیدهای جنوب زاهدان (Rezaei-Kahkhaei et al., 2010).

۱-۲- آب و هوای منطقه

منطقه زاهدان به دلیل فاصله زیاد از دریا، کمبود بارش نزولات جوی و قرار گرفتن در حاشیه کویر لوت دارای آب و هوایی گرم و خشک است. نوسان دمایی در سال تقریباً ۲۳ درجه سانتی‌گراد و میانگین آن $13/18^{\circ}\text{C}$ می‌باشد (سازمان هواشناسی سال ۱۳۹۴ و نیمه‌ی اول ۱۳۹۵). میزان بارندگی سالیانه در این

منطقه کم و غالباً به صورت رگبارهای شدید در فصول زمستان و بهار است. وزش باد شدید خصوصاً در فصول گرم سال موجب حرکت شن‌های روان و ایجاد طوفان شن در این منطقه می‌شود. در منطقه گپدان رودخانه‌ی دائمی وجود ندارد و تنها در اثر رگبارهای شدید جریان‌های آبی موقتی تشکیل می‌گردد. به دلیل حاکم بودن اقلیم بیابانی و گرمای شدید منطقه مورد مطالعه انجام کار صحرایی در فصل تابستان به سختی امکان‌پذیر است.

۱-۳- پوشش گیاهی و جانوری

به دلیل میزان بارندگی کم سالیانه و آب و هوای بیابانی منطقه، پوشش گیاهی این منطقه اکثراً به صورت بوته و درختچه می‌باشد که تأثیر زیادی در جلوگیری از فرسایش بادی، خاک دارند (۱-۴). روستاها بسیار پراکنده بوده و جمعیت روستاها بندرت به بیش از چند خانوار می‌رسد. فعالیت‌های کشاورزی در منطقه به مقدار بسیار کم بوده و بیشتر ساکنان روستاها به دام‌پروری مشغول هستند. آب مورد نیاز ساکنین از طریق حفر چاه‌های عمیق و ایجاد حوضچه‌ها و آبگیرهای کوچک تأمین می‌شود، حیوانات اهلی روستائیان شامل شتر، گوسفند و بز، حیوانات وحشی منطقه نیز شامل مار، سوسمار، شغال و سگ می‌باشند.

۱-۴- ژئومورفولوژی

عوامل مختلفی در ایجاد ژئومورفولوژی یک منطقه نقش دارند که می‌توان به نوع سنگ‌شناسی، زمین-ساخت و آب و هوا اشاره کرد. منطقه گپدان دارای کوه‌های مرتفع، تپه‌های کم‌ارتفاع و دشت‌های مسطح است. بلندترین ارتفاعات منطقه مربوط به کوه‌های گرانیثوئیدی با بیش از ۲۰۰۰ متر و تپه‌های کم‌ارتفاع موجود در منطقه می‌باشد که عموماً از شیست و اسلیت (سنگ‌های دگرگونی درجه پایین) تشکیل شده‌اند. دشت‌های منطقه دارای کمترین ارتفاع (۱۶۰۰ متر) بوده و توسط رسوبات حاصل از فرسایش توده‌های گرانیثوئیدی پوشیده شده‌اند. زینولیت‌ها در خیلی از این توده‌های گرانیثی از مقیاس

ماکروسکوپی تا میکروسکوپی مشاهده می‌شود و خروج آنها بر اثر فرسایش باعث ساخت لانه زنبوری در خیلی از آنها شده است.



شکل ۱-۴. نمایی از پوشش گیاهی منطقه گپدان که شامل بوته‌ها و درختچه‌ها می‌باشد. در این عکس همچنین توده گرانیتوئیدی گپدان و دایک‌های آن نیز قابل مشاهده هستند.

۱-۵- اهداف مطالعه

توده نفوذی گپدان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان است. این نوار گرانیتوئیدی در جنوب شرقی ایران واقع شده و یکی از ویژگی‌های بارز استان سیستان و بلوچستان محسوب می‌شود. از آنجایی که پترولوژی و ژئوشیمی این توده قبلاً توسط نوری (۱۳۹۵) مطالعه شده است، در این پژوهش تلاش شده است که به کمک داده‌های شیمی کانی به بررسی دما و فشار تشکیل سنگ‌های توده گپدان و تعیین دقیق نوع کانی‌های تشکیل دهنده آنها پرداخته شود. در نهایت در این تحقیق سعی شده

محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه و ماهیت ماگمای تشکیل دهنده این توده با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت تعیین شود.

۱-۶- روش‌های مطالعه

۱-۶-۱- جمع‌آوری اطلاعات: ابتدا موقعیت جغرافیایی توده‌گرانیته‌ی گیدان و راه‌های دسترسی به آن‌ها با استفاده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان مشخص و مطالعات مقدماتی بر اساس گزارش‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای لندست و اطلاعات پایان‌نامه‌ها و مقالات قبلی جمع‌آوری و مطالعه شد.

۱-۶-۲- عملیات صحرایی: مطالعات صحرایی و نمونه برداری اولیه از توده گیدان در دو مرحله در آبان ماه ۱۳۹۵ و آذرماه ۱۳۹۶ صورت پذیرفت. طی این دو مرحله تعداد ۱۰۲ نمونه از سنگ‌های توده‌گرانیته‌ی، آنکلاوها، دایک‌های داخل توده و سنگ‌های میزبان برداشت گردید.

۱-۶-۳- مطالعات آزمایشگاهی:

به منظور بررسی روابط سنگ‌شناسی، ویژگی‌های پتروگرافی، تعیین دما و فشار تشکیل سنگ‌های منطقه و تعیین محیط تکتونیکی توده گیدان، بیش از ۱۰۲ مقطع نازک در کارگاه تهیه مقطع دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود تهیه گردید. سپس این مقاطع به کمک میکروسکوپ پلاریزان تحقیقاتی Olympus مدل BX51P مورد بررسی قرار گرفتند. سپس از این تعداد، ۵ نمونه از سنگ‌های سالم برای مطالعه و آنالیز میکروپروب انتخاب و به آزمایشگاه میکروپروب و SEM دانشگاه Oslo در کشورنروژ ارسال گردید. این نمونه‌ها شامل سنگ‌های زیر هستند:

۱- یک نمونه از سنگ‌های بیوتیت گرانیته توده

۲- دو نمونه از سنگ‌های گرانودیوریتی توده

۳- یک نمونه از دایک‌های نفوذی موجود در توده

۴- یک نمونه از آمفیبولیت‌های موجود در کنتاکت توده.

۱- ۶- ۴- مرحله نتیجه گیری، نوشتن مقاله و تدوین پایان نامه:

در این مرحله اطلاعات و داده‌های مراحل فوق با مطالعه تعداد زیادی مقاله و مقایسه با مناطق مشابه، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نتایج آن به صورت چکیده مقالات کنفرانسی و مقالات علمی - پژوهشی داخلی و خارجی در حال انتشار و تدوین پایان نامه می‌باشد.

۱- ۷- مطالعات پیشین

مهمترین مطالعات انجام شده بر روی منطقه مورد مطالعه و گرانیتهای زاهدان توسط افراد زیر صورت گرفته است. تخشا و همکاران (۱۳۶۵) به سفارش سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان، گزارش پی‌جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان را تهیه نموده‌اند. سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۶۷) گزارش عملیات طرح پتانسیل‌یابی مواد معدنی را منتشر کرد. آقانباتی (۱۳۷۰) نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران با مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰ را تهیه نمود و به سبب آن تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران را در دست گرفت. سامانی و اشتری (۱۳۷۱) مقاله‌ای تحت عنوان تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان در فصلنامه علوم زمین منتشر کردند. صاحب زاده (۱۳۷۷) رساله کارشناسی ارشد خود را به پترولوژی و جایگاه تکتونیکی باتولیت لوچان معطوف کرد. حسینی (۱۳۸۱) به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتهای جنوب غرب زاهدان در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخت. (Tirrul et al., 1983) مقاله‌ای با عنوان زون جوش‌خورده سیستان در جنوب شرقی ایران در بولتن انجمن زمین‌شناسی آمریکا به چاپ رساندند. (Berberian 1983) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاهدان را ترسیم کرد. (Mc Call 1997) در مجله علوم زمین آسیا، مقاله‌ای با عنوان تاریخچه ژئوتکتونیکی مکران و نواحی هم‌جوار (جنوب شرق ایران) ارائه نمود. صادقیان (۱۳۸۳) در رساله دکتری خود دیدگاهی جالب راجع به ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتهای زاهدان ارائه نمود و مجموعه گرانیتهای زاهدان - سراوان را از نوع S و I معرفی کرده و با تکیه بر خواص مغناطیسی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی در مورد مکانیسم جایگزینی آن‌ها ارائه کرد.

بومری (۱۳۸۳) مقادیر F و Cl را در مقاله بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی تعدادی از توده‌های اطراف زاهدان ارزیابی نمود. کرد (۱۳۸۴) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود بر روی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید در جنوب غرب زاهدان متمرکز کرد. فتوحی راد (۲۰۰۴) در رساله دکتری خود، به پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگونه سیستان در شرق بیرجند پرداخت. کشتگر (۱۳۸۴)، پایان‌نامه ارشد خود را تحت عنوان "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت‌های زرگلی" ارائه کرد. رضایی کهخایی (۱۳۸۵) پتروژنز توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن را مطالعه کرد. او در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود این گرانیت‌ها را از نوع I و وابسته به فروران‌ش لیتوسفر اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان در زمان ائوسن-الیگوسن معرفی کرد. کنعانیان و همکاران (۱۳۸۶) پتروژنز توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن را بررسی نمودند. قاسمی و همکاران در (۱۳۸۸) سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان (جنوب شرق ایران)، را مورد بررسی قرار دادند. سراوانی (۱۳۹۰) نیز در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، شیمی‌کانی‌های توده نفوذی کوه زرگلی (شمال غرب زاهدان) را بررسی کرد. علی موسی (۱۳۹۵)، شیمی‌کانی و ژئوشیمی ایزوتوپی توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن را مورد مطالعه قرار داد. رهبر (۱۳۹۵) به تعیین سن ایزوتوپی اورانیوم - سرب توده‌های گرانیتوئیدی شمال زاهدان پرداخته است. همچنین نوری (۱۳۹۵) به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال غرب زاهدان) پرداخته است.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی منطقه

توده گرانیتوئیدی گپدان در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده و بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می‌شود (شکل ۱-۱).

نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان به شکل بیضوی کشیده است و از توده‌ها و کمپلکس‌های نفوذی با اندازه متفاوت از باتولیت‌های بزرگ تا استوک‌های کوچک تشکیل شده است. این نوار با ۲۵۰ کیلومتر طول و ۲ الی ۲۵ کیلومتر عرض از کوه گراغه در ۹۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان تا نره نو در نزدیکی سراوان ادامه دارد و تقریباً بین عرض‌های 28° - 30° شمالی و 60° - 62° شرقی واقع شده است. امتداد تقریبی نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان N40W می‌باشد. توده‌های گرانیتوئیدی غالباً فلیش‌های ائوسن را قطع نموده‌اند. این توده‌ها به همراه فلیش‌ها در برخی نقاط توسط دایک‌های میکرودیوریتی - داسیتی قطع شده و منظره بسیار زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند. در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زاهدان این گرانیتوئیدها با ترکیب گرانودیوریت و لوکوگرانیت معرفی شده‌اند. با توجه به مطالعات صورت گرفته به نظر می‌رسد این توده‌ها حاصل ذوب سنگ‌های رسوبی و منشورهای به هم افزوده فلیشی است؛ و دارای منشاء پالین ژنتیک باشند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ صادقیان، ۲۰۰۵؛ کشتگر، ۱۳۸۴ و حسینی، ۱۳۸۱).

گرانیتوئیدهای زاهدان - سراوان و سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها، بخشی از زون فلیشی شرق ایران می‌باشند (Stocklin, 1968). این زون به نام‌های زابل-بلوچ (Berberian and King, 1981) و زون جوش‌خورده سیستان (Tirrul et al., 1983) شناخته می‌شود. عمده سنگ‌های این پهنه دارای سن کرتاسه بالایی تا کواترن هستند. رخساره کرتاسه بالایی از انواع رسوبات فلیشی مخلوط با سنگ‌های آتشفشانی است که ضخامت آن به ۳۰۰۰ متر می‌رسد (Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1982). جوان‌ترین نهشته‌ها مربوط به پلیو-پلیوستوسن و کواترن هستند که از گسترش کمی برخوردار می‌باشند.

سنگ‌های گرانیتوئیدی نوار ماگمایی زاهدان-سراوان شاهدهی از دوره مهم ماگماتیسم کالک آلکالن در

زون جوش خورده سیستان هستند. تعیین سن‌های انجام شده بر روی توده‌های گرانیتوئیدی به روش K-Ar، مشخص نموده که میانگین سن این توده‌ها حدود ۳۲ میلیون سال و معادل الیگوسن است (Camp and Griffis, 1982). این سن با حضور میکروفسیل‌های شاخص ائوسن، در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین منطقه سازگار است (Berberian, 1983). قاسمی و همکاران (۱۳۸۸) توده‌های جنوب زاهدان را تعیین سن کردند و سن ۵۳ میلیون سال را به روش Rb-Sr بدست آوردند. همچنین رضایی کهخائی و همکاران (۱۳۹۶) با تعیین سن انجام شده بر روی مجموعه‌ی نفوذی لخشک به روش U-Pb روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت، میانگین سن این مجموعه را حدود ۲۹ میلیون سال مشخص کردند.

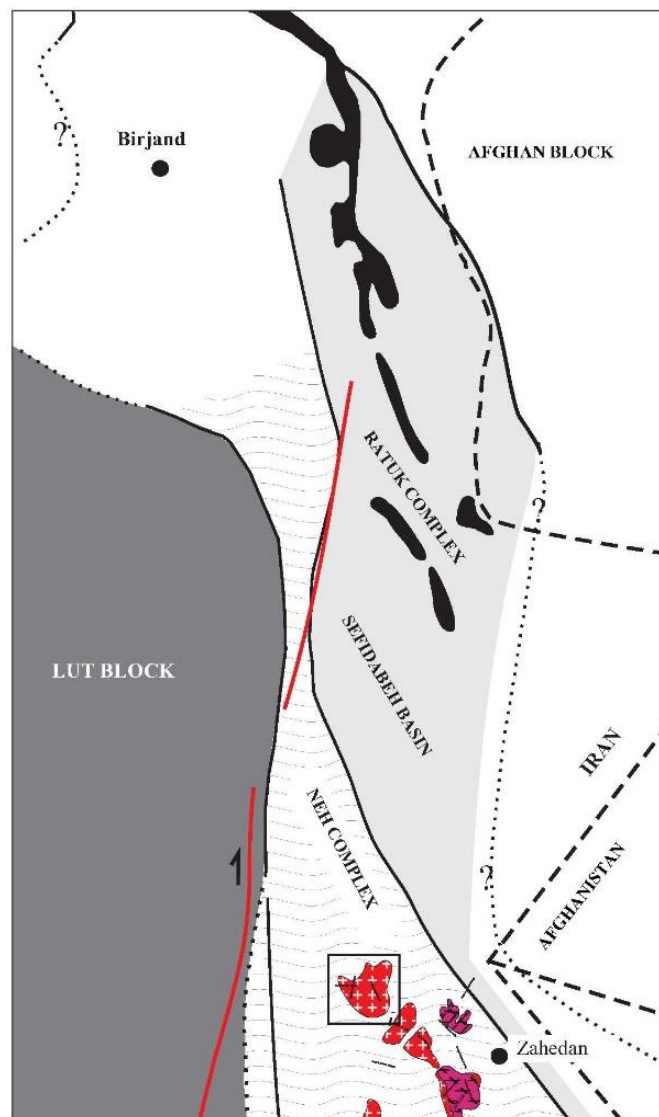
۲-۲- چینه شناسی و لیتولوژی منطقه

با شکل‌گیری و گسترش کافت شرق ایران، بلوک لوت و افغان تدریجاً از هم دور شدند و در محل جدایش آن‌ها اقیانوس باریک و کوچکی در زمان کرتاسه پایینی پدید آمد که در کف آن لیتوسفر اقیانوسی در حال تشکیل بود (Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1982). این حوضه نهایتاً در اثر فرورانش به طرف شمال شرق و برخورد در زمان ائوسن میانی بسته شده است و از ائوسن میانی به بعد فعالیت ماگمایی آن بیشتر از نوع قلیایی بوده است. زون جوش خورده سیستان حاصل فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان به سمت شمال شرق و بسته شدن اقیانوس سیستان می‌باشد (Tirrul et al., 1983). قرار گرفتن ایران بین دو پهنه برخوردی عربستان در جنوب غرب و هندوستان در جنوب شرق باعث ضخیم‌شدگی، چین‌خوردگی و گسلش در این پوسته شده است (Berberian and King, 1981). کمپلکس‌های آذرین زون فلشی شرق ایران در اواخر ائوسن تا اوایل میوسن (یک بازه زمانی ۳۰ میلیون ساله) تشکیل شده‌اند (Camp and Griffis, 1982).

زون فلشی به شدت خرد شده و تکتونیزه بوده، و دگرگونی درجه ضعیفی را در حد فاصل کرتاسه پایانی – ائوسن تحمل نموده و به اسلیت، فیلیت و شیست‌های براق تبدیل شده است. افتخارنژاد (۱۳۵۲) به خاطر وجود ولکانیک‌های سنوزوئیک در بخش شرقی و شمالی بلوک لوت جهت فرورانش را به سمت

غرب (زیر بلوک لوت) در نظر می‌گیرد.

از دیگر ویژگی‌های قابل توجه این پهنه، فراوانی دایک‌هایی است که واحدهای رسوبی-دگرگونی ائوسن را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها در همه جای این پهنه گسترش دارند؛ اگرچه در برخی مناطق از فراوانی بیشتری برخوردار هستند (آقاناتی ۱۳۸۳). طبق نظر تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) جدایی (کافت) بین بلوک افغان و بلوک لوت طی سنومانین (۶۰-۱۰۰ میلیون سال قبل) اتفاق افتاده است (شکل ۱-۲). چون قدیمی‌ترین سنگ‌های آن‌ها مربوط به همین زمان هستند. این سن با داده‌های سن مطلق حاصل از افیولیت‌های جنوب نصرت آباد سازگار است (Tirrul et al., 1983).



شکل ۱-۲. تصویر نمادین زون جوش خورده سیستان (زون فلیشی شرق ایران). توده نفوذی گپدان در کادر مشخص شده است. اقتباس از Tirrul et al., (1983) با کمی تغییرات.

۳-۲- زمین شناسی ساختمانی منطقه

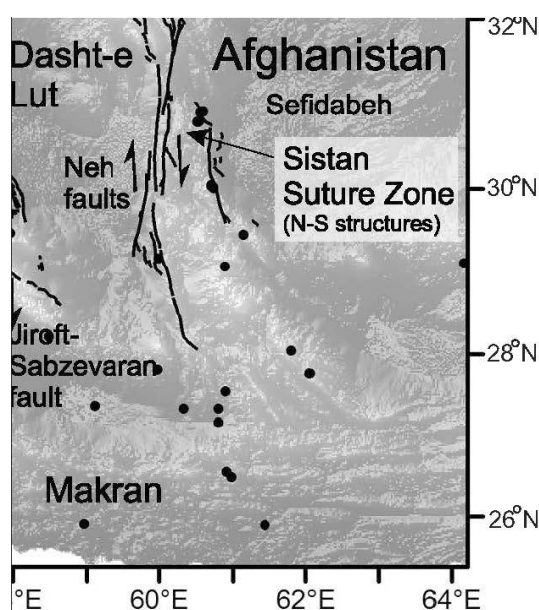
سیستان و بلوچستان جزئی از زون‌های بلوک لوت، زون زابل، زون فلیش سیستان و زون مکران به شمار می‌آید. این محدوده دارای تنوعی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی از جمله نوارهای افیولیتی، نوارهای گرانیتوئیدی، نوارای آتشفشانی و توالی‌های گسترده رسوبی دگرگونی چون فلیش‌های ائوسن را در برمی‌گیرد. ارتفاعات و فرورفتگی‌های این استان به سه روند عمومی بخش بندی می‌شود:

۱- روندهای شمالی-جنوبی که عمدتاً در نواحی شمالی استان دیده می‌شوند.

۲- روندهای شمال غرب-جنوب شرق موجود در بخش‌های میانی استان، خاش و ایرانشهر که تا روستای حرمک ادامه دارند.

۳- روندهای تقریباً شرقی- غربی که با روند عمده ارتفاعات مکران از ایرانشهر تا سواحل دریای عمان ادامه دارد.

در یک مقایسه کلی بین گسل‌های استان و این روندها، به خوبی منشأ مورفوتکتونیک و نقش گسل‌ها در شکل‌گیری این ساختارها استنتاج می‌شود (شکل ۲-۲). علاوه بر روندهای مورفولوژی و گسلی یادشده، چهره مبهم ساختارهای حلقوی در نواحی تفتان و بزمان جلب توجه می‌کند، که تحلیل دقیق عناصر ساختاری آن‌ها کارهای تحقیقاتی زیادی می‌طلبد (موسسه تحقیقات علوم زمین، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۲. بخشی از تصویر ماهواره ای شرق ایران که نشان دهنده روند گسل‌های اصلی در زون جوش خورده سیستان می‌باشد (Walker et al., 2010).

فصل سوم

پتروگرافی سنگ‌های توده گیدان

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ نگاری بخشی از علم سنگ شناسی است که تحولات ماگمایی سنگ های مورد مطالعه را با توجه به ترکیب کانی شناسی، روابط بافتی و شواهد میکروسکوپی مشخص می کند. مطالعه بافت ها، اطلاعاتی در زمینه نحوه تبلور، اندازه، شکل و آرایش هندسی کانی ها یا به عبارتی اطلاعاتی درباره تاریخچه تبلور ماگمای والد سنگ ها، آهنگ تبلور، شرایط کلی سرد شدن، انجماد ماگما و گرانیروی آن ارائه می دهد. همچنین بررسی های پتروگرافی سنگ های آذرین می تواند تا حدی تعیین کننده شرایط تکتونیکی و ماگماتیسم دیرینه باشند.

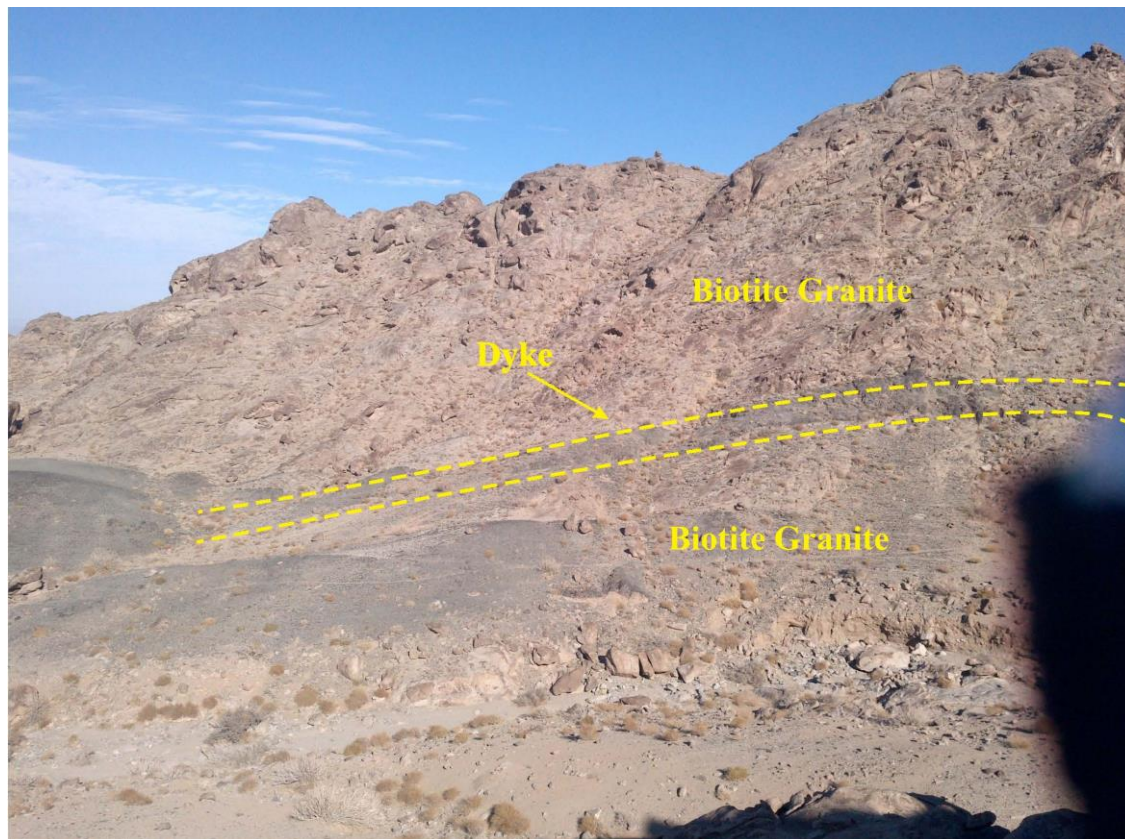
مطالعات سنگ نگاری شامل مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی می باشد. جهت انجام این مطالعات همانطور که ذکر شد تعداد ۱۲۰ نمونه دستی از منطقه گپدان برداشت و مقطع نازک از آن ها تهیه گردید و با کمک میکروسکوپ پلاریزان تحقیقاتی Olympus مدل BX51P مورد بررسی قرار گرفتند. طبق نمودار اشتريکایزن (۱۹۷۹)، ترکیب توده در محدوده گرانیته، گرانودیوریت قرار می گیرد (شکل ۳-۶). نتایج مطالعات پتروگرافی و آنالیز مودال این سنگ ها با طبقه بندی شیمیایی این سنگ ها که توسط نوری (۱۳۹۵) انجام شده نیز مطابقت دارد (شکل ۳-۷). در ادامه خصوصیات میکروسکوپی سنگ های گرانیتوئیدی گپدان، مورد بررسی قرار گرفته است.

۳-۲- توده گرانیتوئیدی گپدان

توده گپدان به صورت بیضوی شکل با امتداد شمال غرب - جنوب شرق در داخل رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده است و در برخی نقاط توسط دایک های میکرودیوریتی قطع شده و منظره بسیار زیبایی را به نمایش گذاشته اند (شکل ۳-۱).

این توده شامل دو ترکیب سنگ شناختی متمایز می باشد که شامل: (الف) بیوتیت گرانیته دانه درشت تا دانه متوسط در حاشیه و (ب) گرانودیوریتی دانه متوسط در مرکز توده است (شکل ۳-۲)، که با توجه به ارتباط صحرایی این دو فاز، کنتاکت تدریجی مشخصی دارند (شکل ۳-۳). این حالت که بیانگر

منطقه‌بندی وارون در این توده است، حاصل رقابت بین آهنگ‌های جایگزینی و سرد شدن ماگما و وجود مناطق تغذیه کننده ماگما در بخش‌های داخلی توده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸).

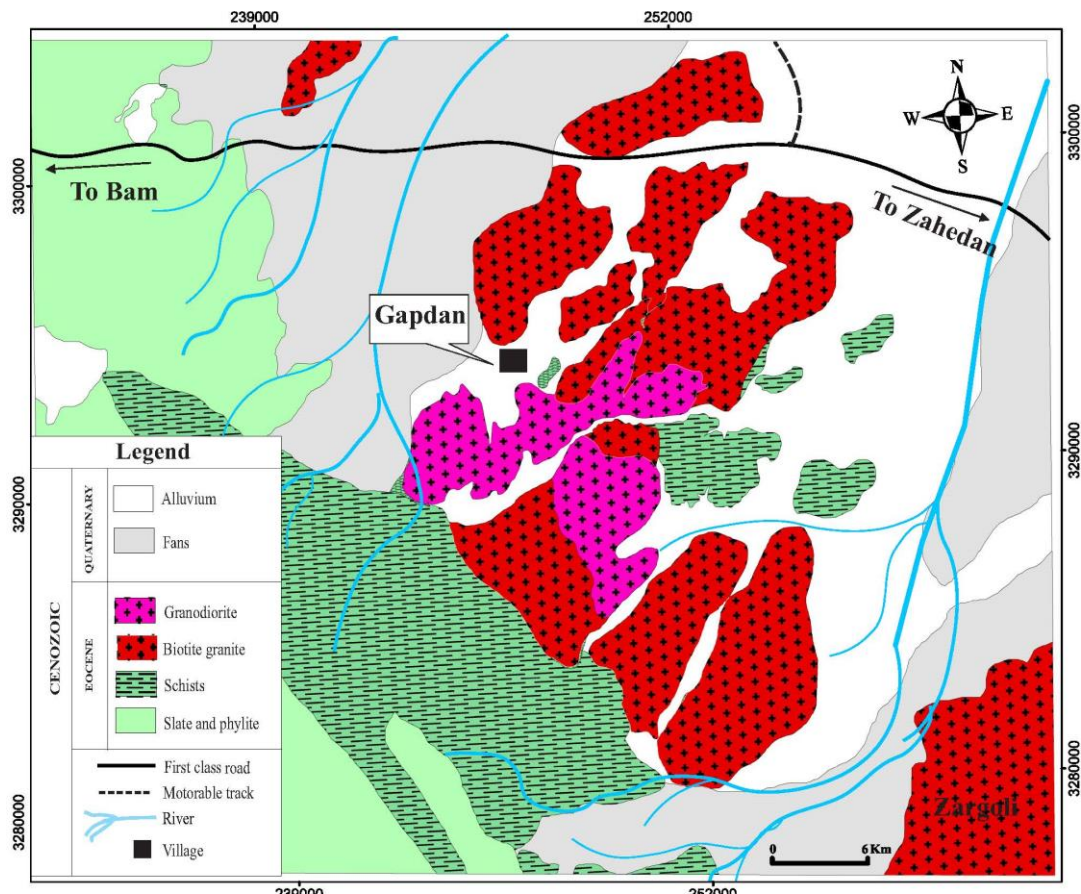


شکل ۳-۱. نمایی از رخنمون توده گرانیتوئیدی گپدان و دایک‌های درون آن.

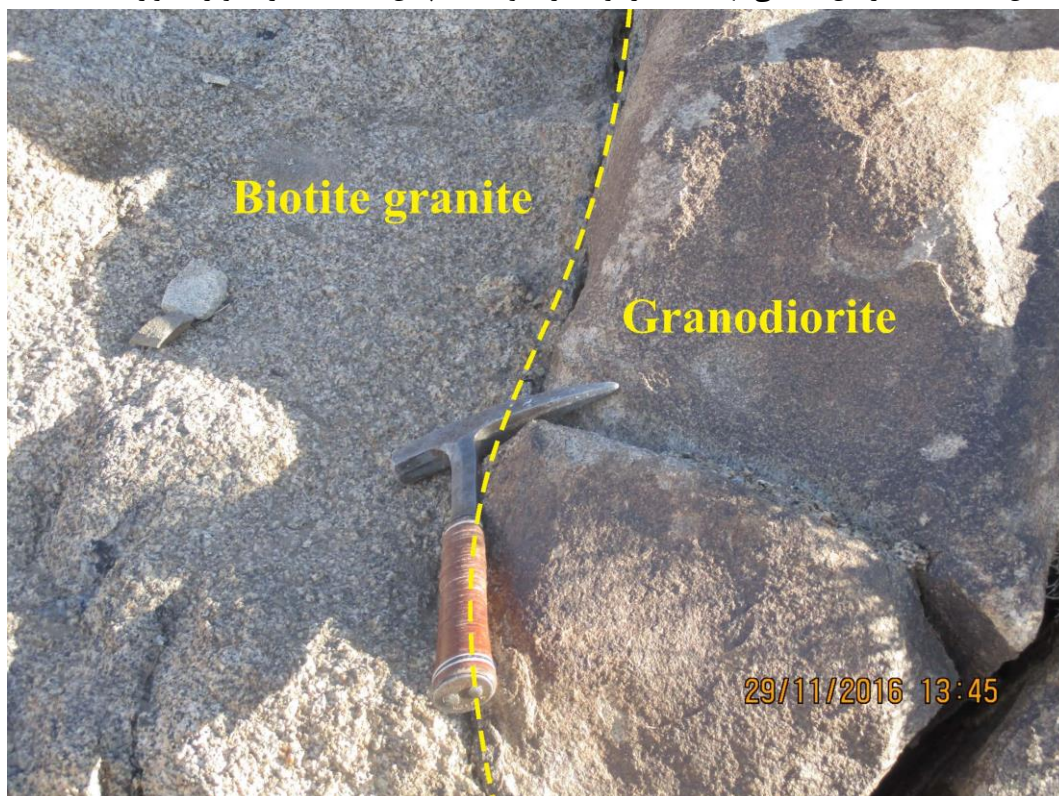
توده نفوذی گپدان مانند دیگر توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان میزبان آنکلاوهای فراوانی است که از انواع آذرین و رسوبی بوده و حداکثر تمرکز آنها در حاشیه توده (در بیوتیت گرانیت ها) می‌باشد. آنها اغلب زاویه دار تا گردشده‌اند و اندازه‌شان از سانتی متر تا دسی متر متغیر می‌باشد و به ندرت به ۴ متر می‌رسد (شکل ۳-۴).

۳-۲-۱- بیوتیت گرانیت

سنگ‌های بیوتیت گرانیتی، بخش عمده توده گپدان را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها با مقدار ۱۴٪ بیوتیت از نظر رنگی روشن یا مزوکرات هستند. با توجه به مقدار بیوتیت موجود در توده گرانیتی



شکل ۳-۲. نقشه زمین شناسی تهیه شده از توده گرانیتوئیدی گپدان با استفاده از تصویر ماهواره ای منطقه.



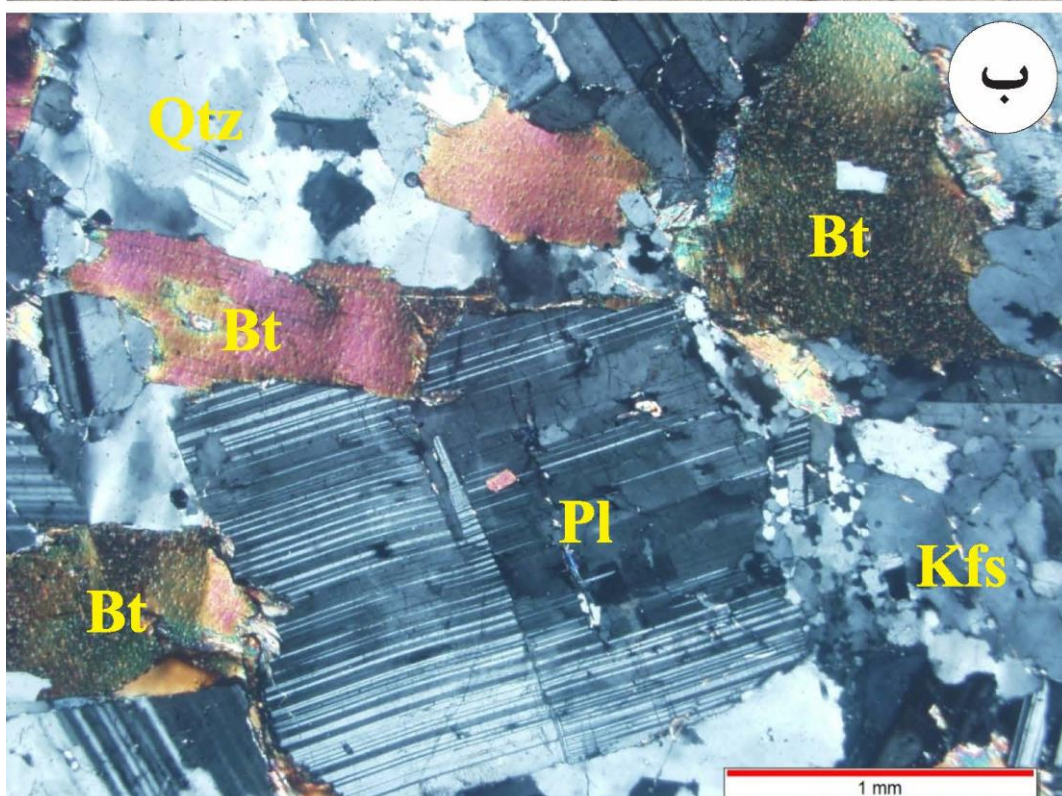
شکل ۳-۳. کنتاکت مشخص بین فازهای گرانودیوریتی و بیوتیت گرانیتی موجود در توده گپدان.



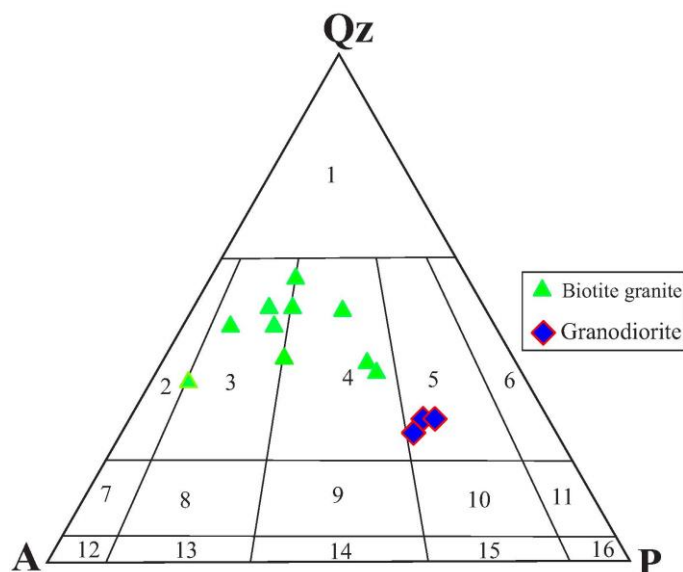
شکل ۳-۴. تصویری از آنکلاوهای موجود در توده گپدان که اندازه‌شان از سانتی‌متر تا دسی‌متر متغیر می‌باشد.

گپدان می‌توان آن‌ها را بیوتیت گرانیت نامگذاری کرد. فاز بیوتیت گرانیتی دانه درشت تا متوسط درحاشیه توده رخنمون دارد و حدود ۷۰ درصد از کل توده گپدان را در برمی‌گیرد (شکل ۳-۵ الف) و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز (۱۰-۳۰٪)، پتاسیم فلدسپار (۳۵-۴۰٪)، کوارتز (۳۰-۴۰٪) و بیوتیت (۰-۴۰٪)، آپاتیت، زیرکن، اکسیدهای آهن - تیتانیم، تیتانیت و آلانیت (۳٪ <) است. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت گرانولار هستند، همچنین در بعضی از نمونه‌های دگرشکل شده، پتاسیم فلدسپار بافت پرتیتی نیز نشان می‌دهد و یا حتی به میکروکلین تبدیل شده است (شکل ۳-۵ ب). فراوانی بیوتیت در این سنگ‌ها بیشتر از گرانودیوریت‌ها است و می‌تواند تا ۴۰ درصد حجمی نیز برسد که در نمودار اشتريکایزن (۱۹۷۹)، در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۶)، این نامگذاری با تقسیم بندی شیمیایی نوری (۱۳۹۵)، مطابقت دارد (شکل ۳-۷).

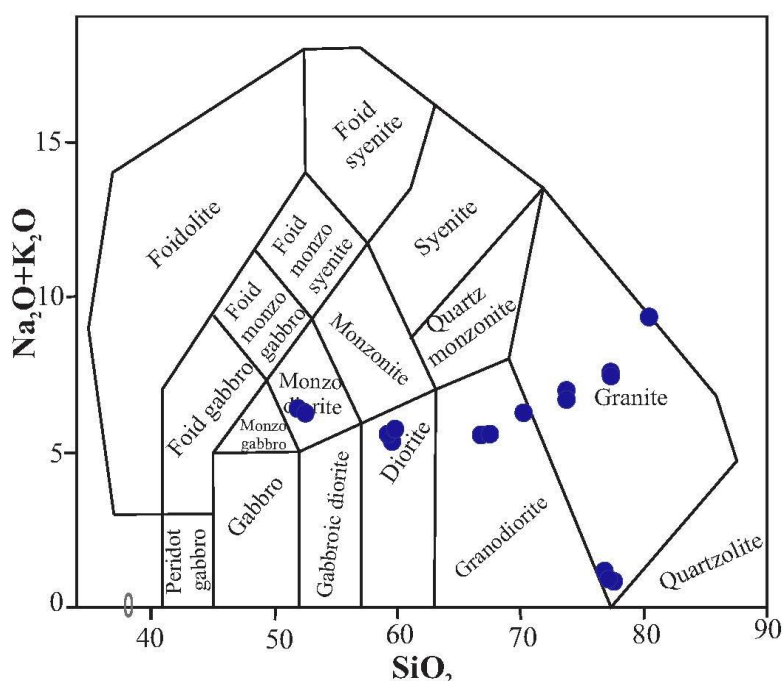
مشخصات میکروسکوپی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های بیوتیت گرانیتی توده گپدان به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۳-۵. الف: تصویر صحرایی و نمونه دستی برداشت شده از بیوتیت گرانیت‌های توده گیدان. ب: تصویر میکروسکوپی از کانی‌های موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گیدان. علائم کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) اقتباس شده‌اند.



شکل ۳-۶. تصویر کردن نتایج آنالیز مودال نمونه‌های توده گیدان در نمودار مثلثی پتاسیم فلدسپار (A) - کوارتز (Q) - پلاژیوکلاز (P) (Streckeisen and Le Maitre, 1979). محدوده‌های شماره گذاری شده به ترتیب معرف سنگ‌های زیر هستند: ۱- گرانیتوئیدهای غنی از کوارتز، ۲- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۳- سینوگرانیت، ۴- مونزوگرانیت، ۵- گرانودیوریت، ۶- تونالیت، ۷- کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت، ۸- کوارتز سینیت، ۹- کوارتز مونزونیت، ۱۰- کوارتز مونزودیوریت، ۱۱- کوارتز دیوریت- کوارتز گابرو، ۱۲- آلکالی فلدسپار سینیت، ۱۳- سینیت، ۱۴- مونزونیت، ۱۵- مونزودیوریت- مونزوگابرو، ۱۶- دیوریت-گابرو- آنورتوزیت.



شکل ۳-۷. نمودار شیمیایی TAS (Middlemost, 1994) برای تصویر کردن داده‌های سنگ‌های توده گیدان و دایک‌های آن. ترکیب توده در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و ترکیب دایک‌ها در محدوده دیوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرد. داده‌های آنالیز ژئوشیمی از نوری (۱۳۹۵) اقتباس شده است.

پلاژیوکلاز

مهمترین کانی موجود در مقاطع است و در حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی از کانی‌های موجود در سنگ‌های بیوتیت گرانیتی را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و زونینگ دار در اندازه‌هایی حدود ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸ الف). در بعضی از نمونه‌ها این کانی تجزیه و به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده است (شکل ۳-۸ ب).

کوارتز

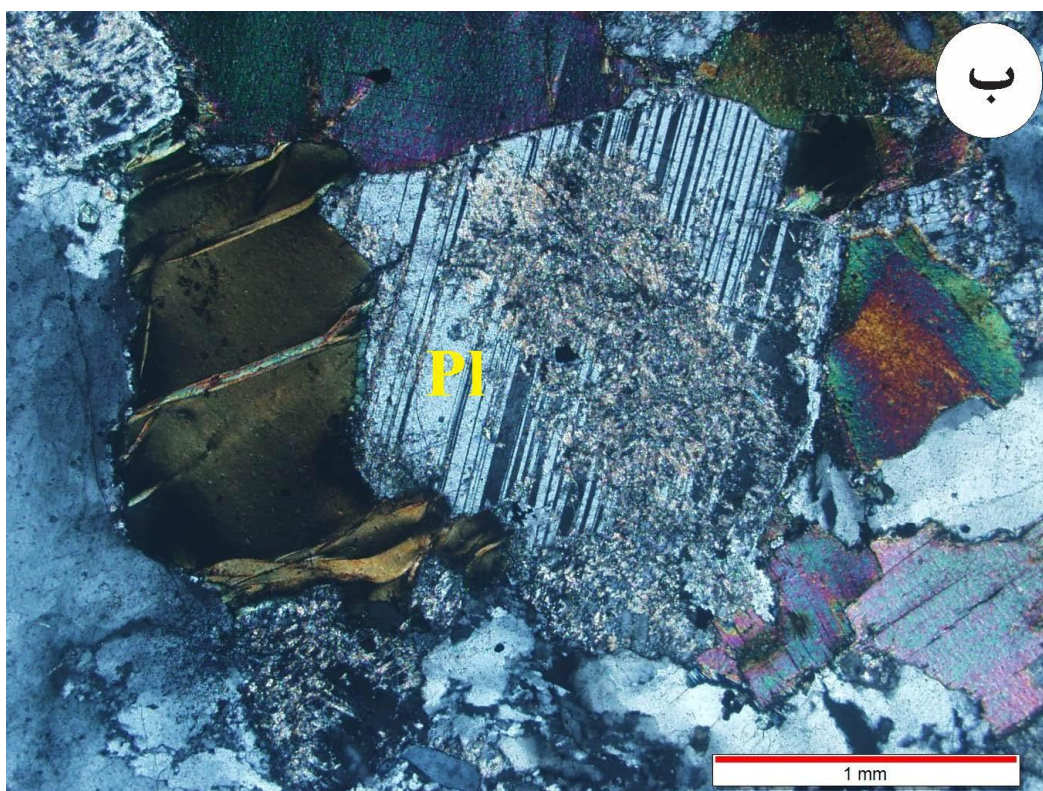
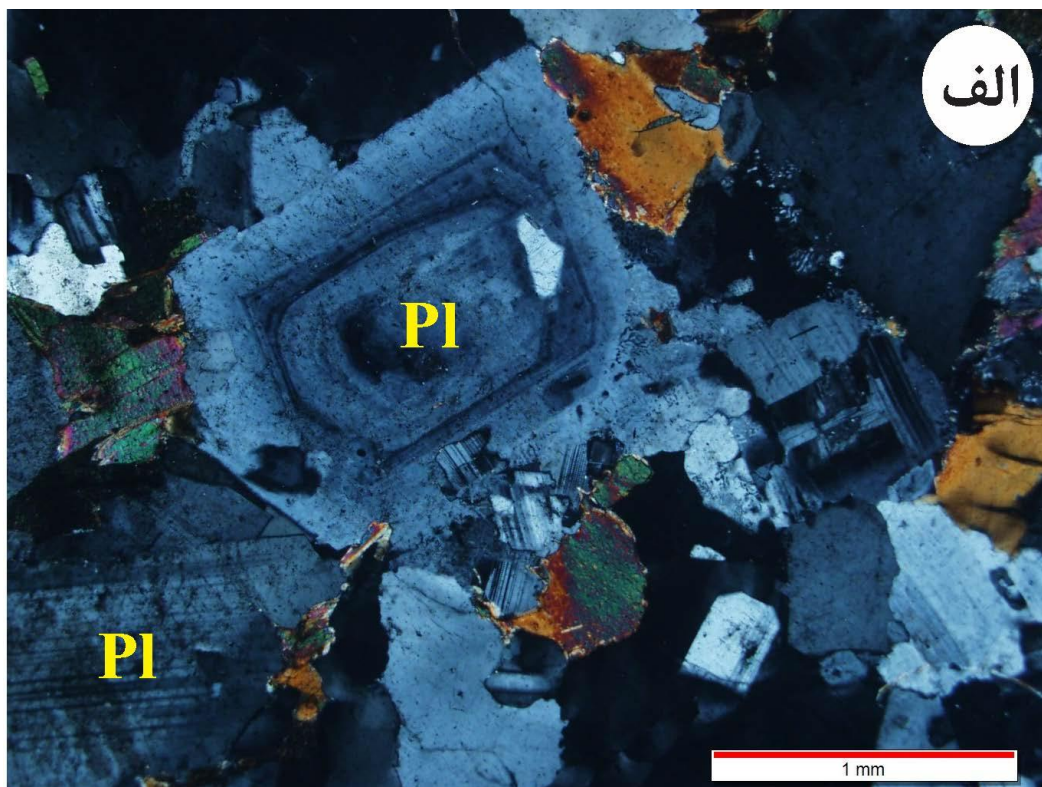
کوارتز از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این گرانیت‌ها به شمار می‌رود و مقدار آن به طور متوسط در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کانی‌ها را به خود اختصاص داده است. از نظر اندازه این کانی به طور متوسط بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر می‌باشد و به صورت بی‌شکل و پرکننده فضاهای خالی، در بین کانی‌های دیگر رشد کرده است. معمولاً خاموشی موجی تا صفحه شطرنجی (Chessboard pattern) نشان می‌دهد که ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی پس از جایگزینی ماگمای والد توده در دمای نسبتاً بالا است (۶۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) (شکل ۳-۹).

پتاسیم فلدسپار

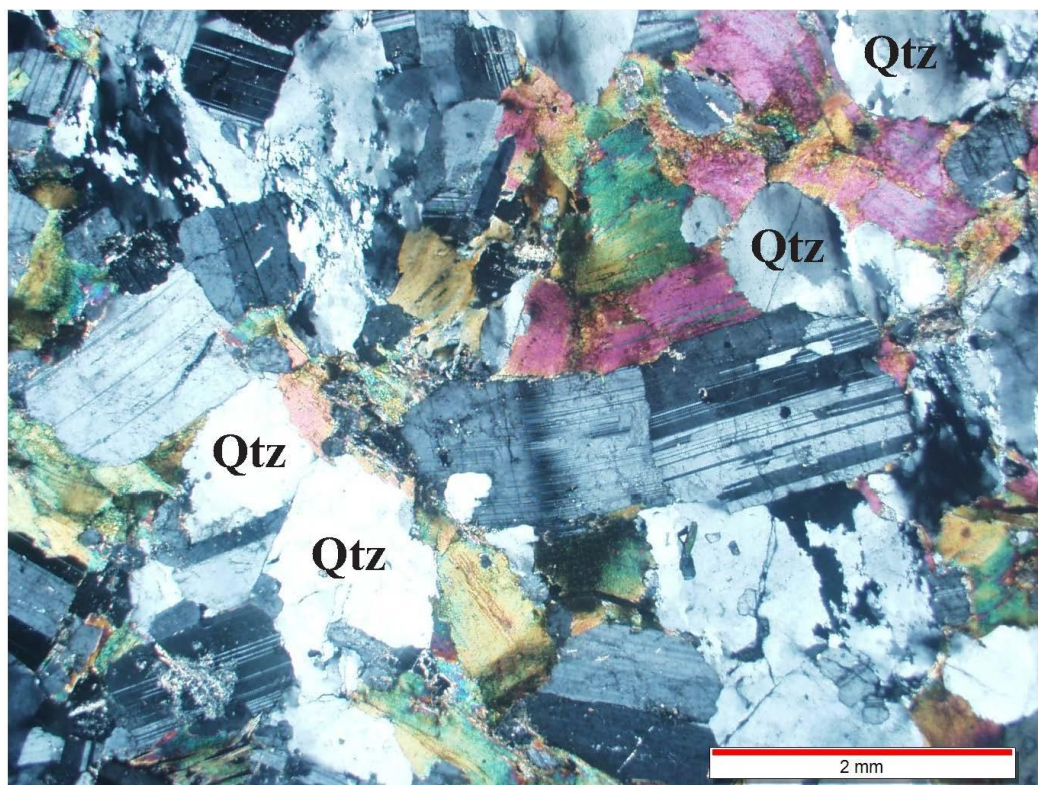
مهمترین پتاسیم فلدسپارهای موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان، ارتوکلاز و میکروکلین است. این کانی‌ها به طور متوسط حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی از کانی‌های این سنگ را تشکیل داده‌اند. ارتوکلاز با سطحی کدر و میکروکلین با ماکل مشبک مشاهده می‌شوند و به صورت بی‌شکل و نیمه شکل‌دار، در اندازه‌های ۰/۸ تا ۲ میلی‌متر قابل مشاهده هستند. ارتوکلاز همچنین بافت پرتیتی نیز نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۰).

بیوتیت

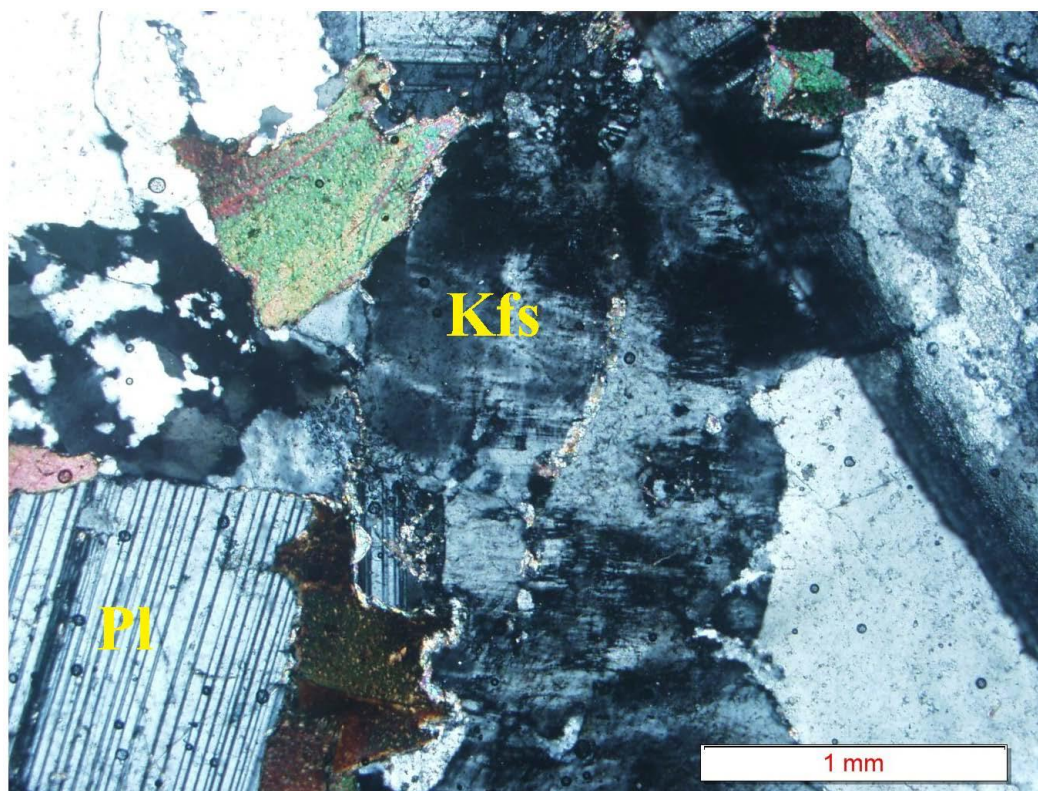
این کانی مهم‌ترین کانی فرومنیزین موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان است و در حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ را به خود اختصاص داده است. این کانی به



شکل ۳-۸. الف: کانی پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و زونینگ دار موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان. ب: کانی پلاژیوکلاز به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند.

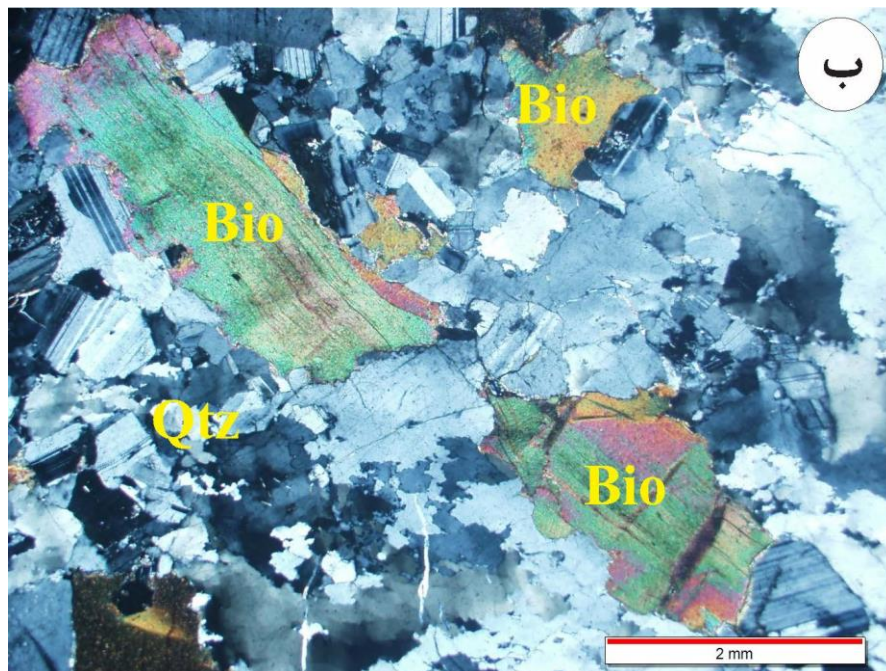
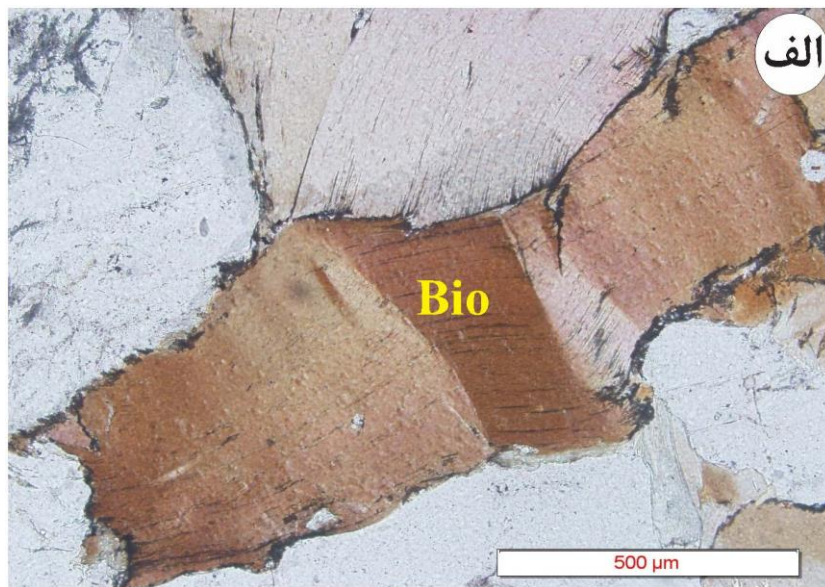


شکل ۳-۹. تصویر میکروسکوپی کانی کوارتز که به صورت بی شکل و پرکننده فضاهای خالی در بین کانی‌های دیگر رشد کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده‌اند.



شکل ۳-۱۰. پتاسیم فلدسپار موجود در توده گپدان گاهاً بافت پرتیتی نشان می‌دهد.

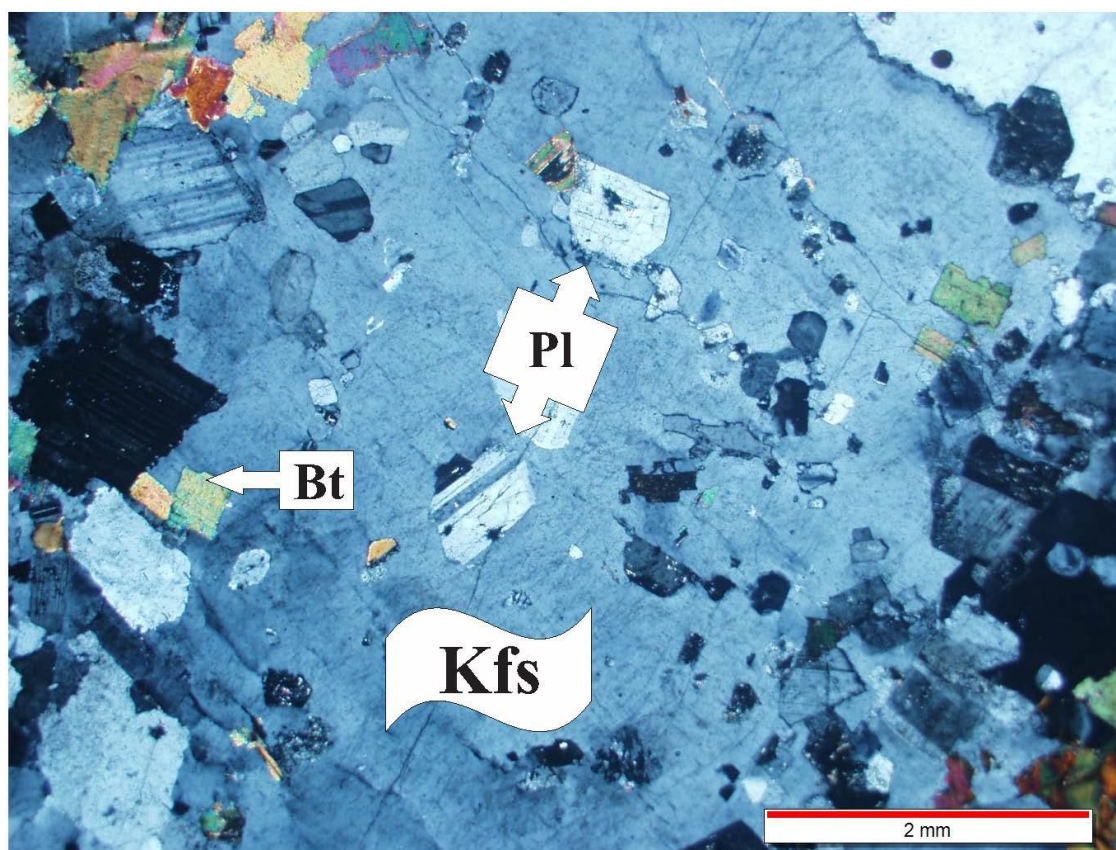
صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و در اندازه درشت، متوسط و ریز دانه در بیوتیت گرانیت‌ها مشاهده می‌شود. بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های حاشیه توده نفوذی گپدان در اثر تحمل دگرشکلی حالت جامد، دچار انحنا و خمیدگی شده‌اند و پدیده کینگ شدگی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۱ الف). این کانی دارای اندازه گاهاً تا ۲ میلی‌متر می‌باشد و در بعضی مقاطع به کلریت تجزیه شده است (شکل ۳-۱۱ ب).



شکل ۳-۱۱. الف: خمیدگی یا پدیده کینگ شدگی در بلورهای بیوتیت در اثر تحمل دگرشکلی حالت جامد دمای بالا. ب: در بعضی نمونه‌ها کانی بیوتیت تجزیه و به کلریت تبدیل شده است.

۳-۲-۲- گرانودیوریت

فاز گرانودیوریتی دانه متوسط در قسمت مرکزی توده گپدان قرار گرفته است. بافت غالب آن گرانولار بوده و کمتر از ۳۰ درصد از کل مساحت توده را به خود اختصاص داده است. این فاز عمدتاً شامل پلاژیوکلاز (۱۰-۴۰٪)، کوارتز (۲۰-۳۰٪)، پتاسیم فلدسپار (۱۰-۴۰٪) و بیوتیت (۱۰-۲۰٪) می‌باشد. کانی‌های فرعی این فاز عبارت‌اند از اکسیدهای آهن - تیتانیم، زیرکن، آپاتیت و آلانیت هستند که کمتر از ۲ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. پتاسیم فلدسپارها اغلب بی‌شکل بوده و حاوی ادخال‌های زیادی از پلاژیوکلازهای کوچک و بیوتیت هستند (شکل ۳-۱۲). مشخصات میکروسکوپی کانی‌های سنگ‌های گرانودیوریتی توده گپدان به شرح زیر می‌باشد.



شکل ۳-۱۲. تصویری از مگاکریست پتاسیم فلدسپار با بافت پوئی کیلیتیک، که دارای ادخال‌های فراوانی از بیوتیت و پلاژیوکلاز می‌باشد. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده است.

پلاژیوکلاز

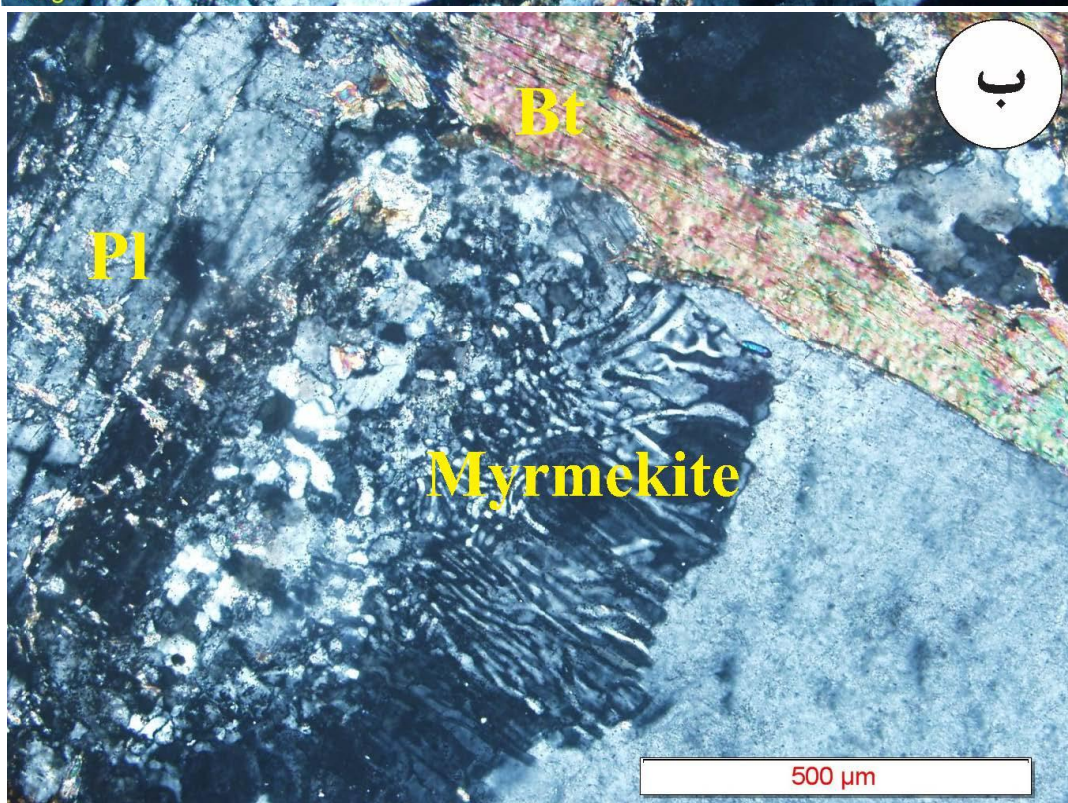
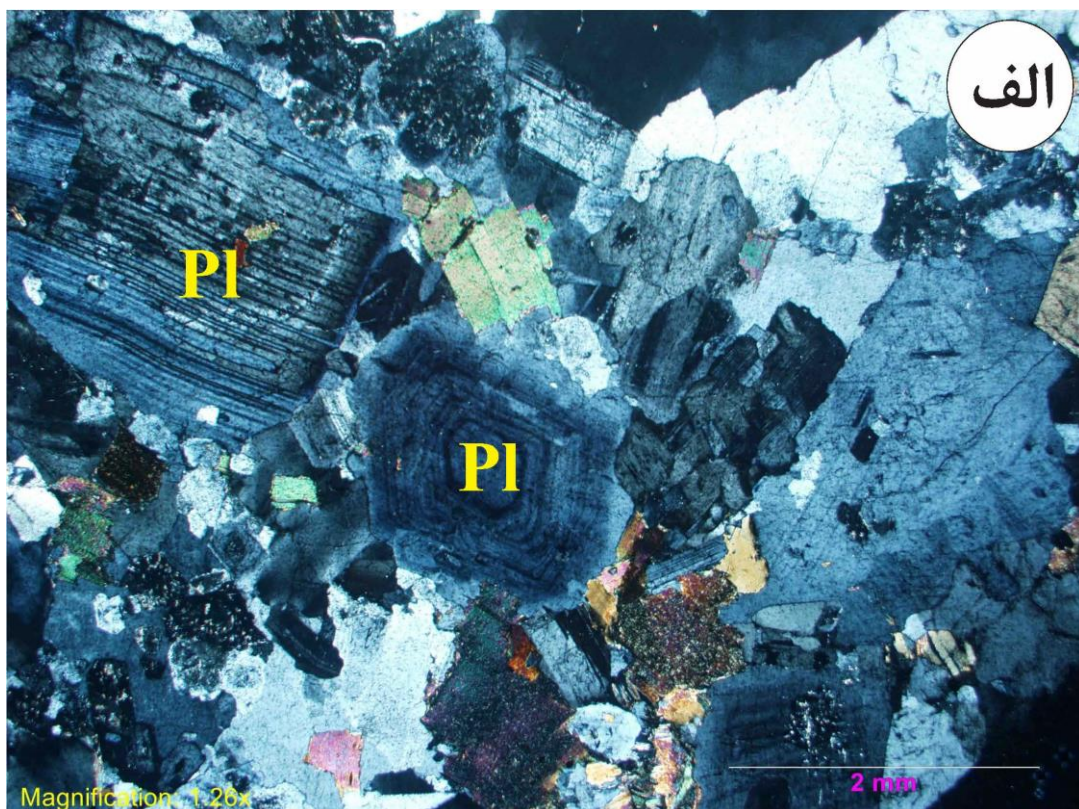
این کانی مهمترین فلدسپار موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی توده گپدان است و در حدود ۱۰ تا ۴۰ درصد حجمی از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلاز به دلیل اینکه جزء اولین کانی‌هایی است که در داخل گرانیته‌ها متبلور می‌شود معمولاً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و معمولاً دارای منطقه بندی می‌باشد (شکل ۳-۱۳ الف). اندازه این بلورها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. در بعضی نمونه‌ها بافت میرمیکیتی تشکیل شده که حاصل هم‌رشدی پلاژیوکلازها و کوارتزهای کرمی شکل است و نشان دهنده تبلور سریع ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها در فشار بخار آب پایین و در نزدیکی سطح زمین و یا به همراه بافت پرتیتی نشانگر تاثیر دگرریختی و فرآیند میلونیتی شدن بر این سنگ‌ها هستند (Simpson et al., 1989; Wilson, 2007; Winter, 2001؛ شکل ۳-۱۳ ب). همچنین در داخل بعضی از پلاژیوکلازها، اذخال‌هایی از کانی‌های آپاتیت و زیرکن مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴ الف). پلاژیوکلازها گاهی به کانی‌های ثانویه نظیر سریسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۱۴ ب).

کوارتز

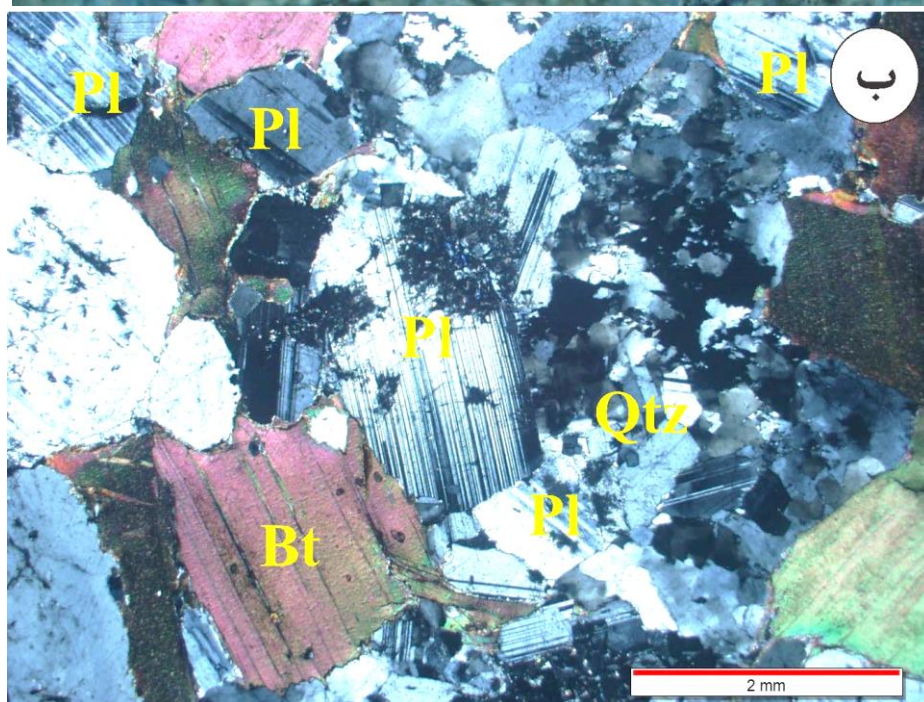
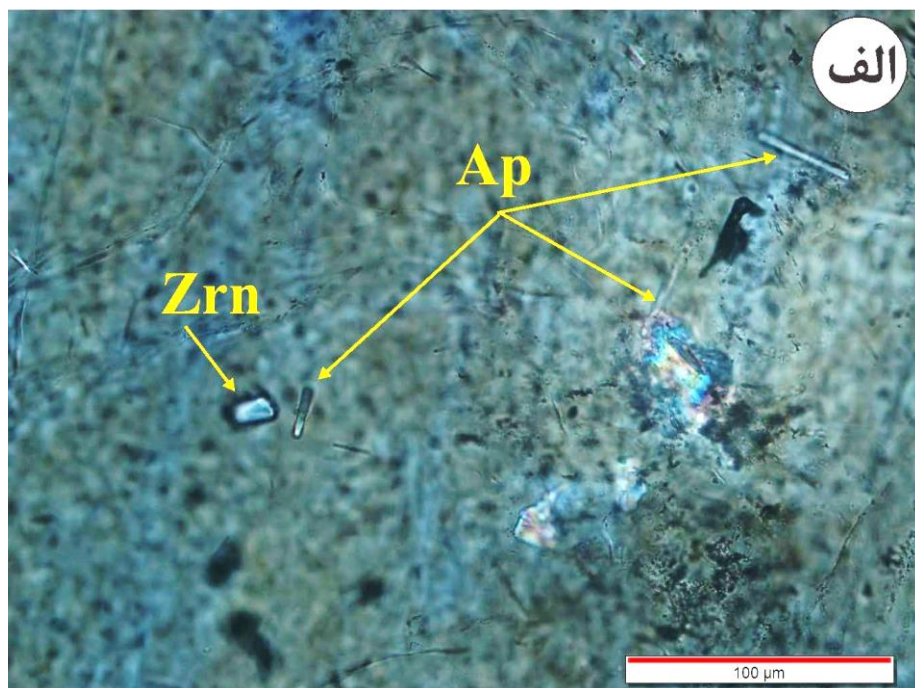
یکی از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گرانودیوریت‌های توده گپدان است که عمدتاً ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. بلورهای کوارتز در فضای خالی بین دیگر کانی‌های سنگ تشکیل شده و بی‌شکل و شفاف هستند و گاهی دارای اذخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن می‌باشند (شکل ۳-۱۵ الف). بلورهای کوارتز بر اثر مکانیسم مهاجرت مرز دانه‌ها به دلیل تنش جهت‌دار وارد شده در منطقه تبلور دوباره پیدا کرده و مرز بین کانی‌های کوارتز به صورت مضرس تغییر شکل داده است (شکل ۳-۱۵ ب).

پتاسیم فلدسپار

بلورهای پتاسیم فلدسپار حدود ۱۰ تا ۴۰ درصد از حجم نمونه‌ها را تشکیل داده و نیمه شکل‌دار هستند. اندازه این بلورها حدود ۱ و گاهی ۴ میلی‌متر بوده و به ندرت تجزیه‌شدگی در آن‌ها دیده می‌شود. پتاسیم



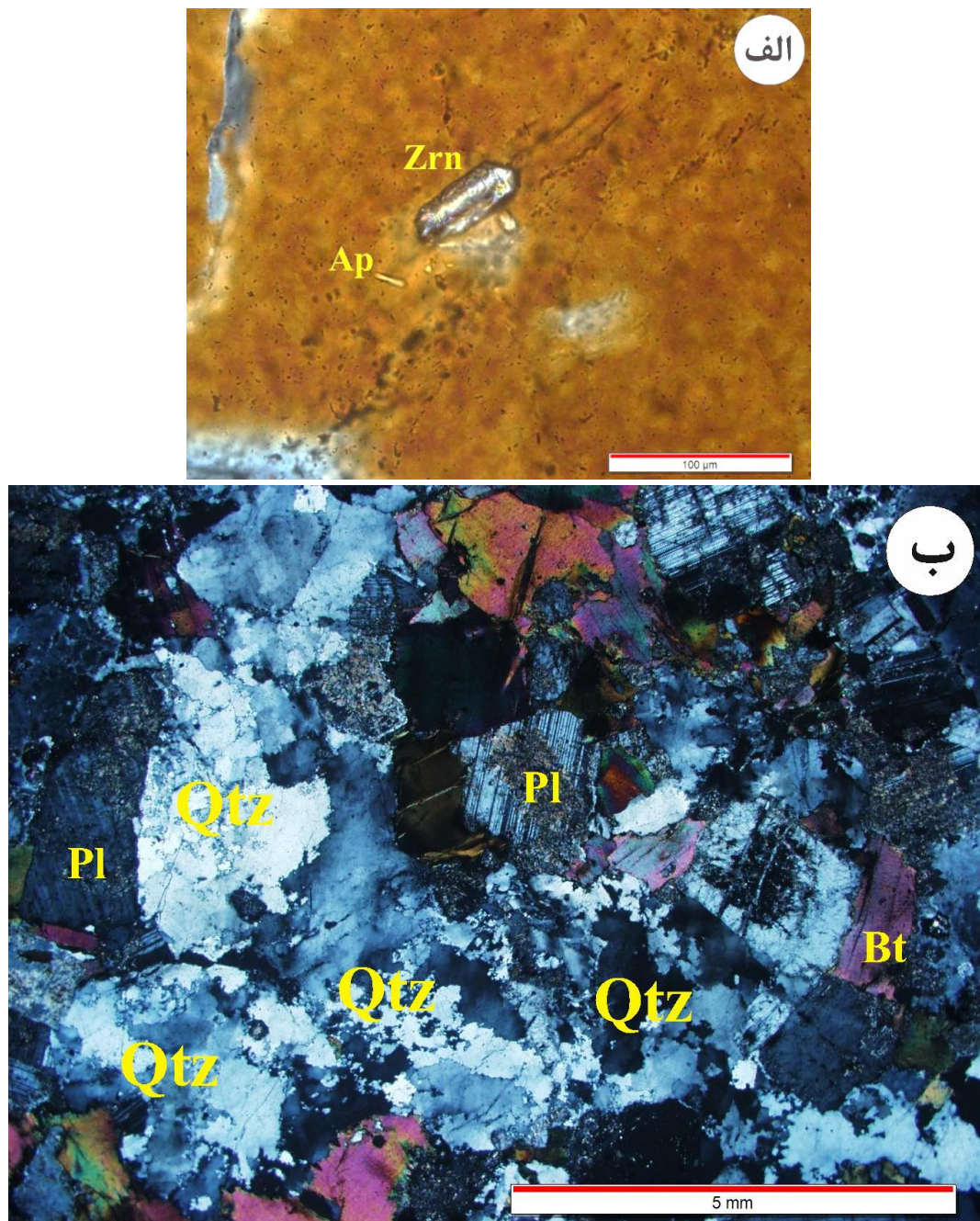
شکل ۳-۱۳ الف: کانی پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی در گرانودیوریت های توده گپدان. ب: بافت میرمیکیتی که از در هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده است.



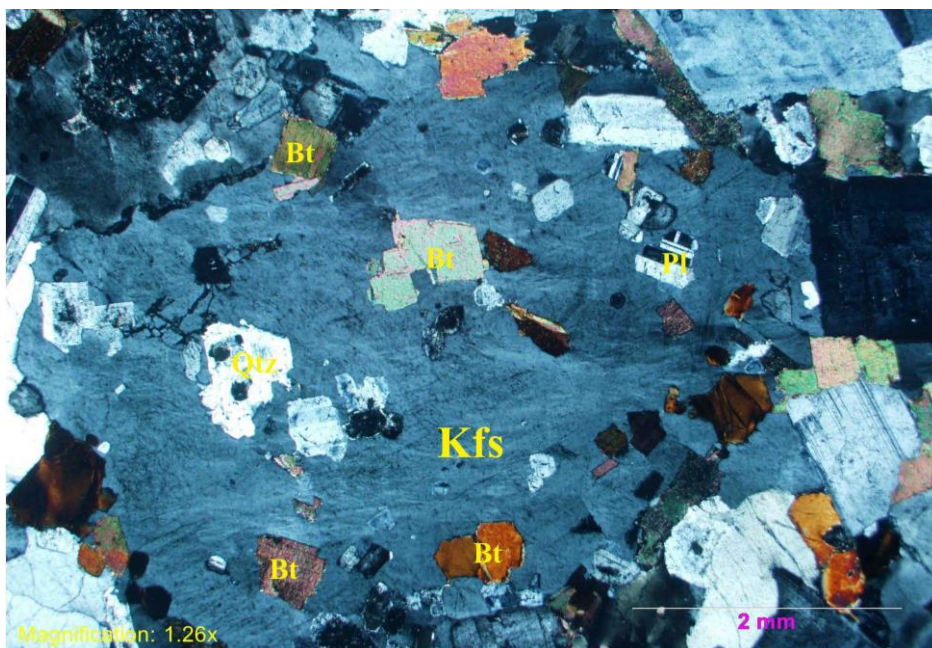
شکل ۳-۱۴ الف: ادخال‌هایی از کانی‌های آپاتیت و زیرکن در داخل پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. ب: پلاژیوکلازها گاهی به کانی‌های ثانویه نظیر سریسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است.

فلدسپارها گاهی بصورت درشت بلورهایی با بافت پوئی کیلیتیک در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شوند که این درشت بلورها احتمالاً بقایایی از آنکلاو ماگمایی هستند و شواهدی از اختلاط ماگمایی می‌باشند

(Clemens et al., 2017). همچنین این پتاسیم فلدسپارها شامل تعداد زیادی ادخال‌های ریز از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت هستند (شکل ۳-۱۶). در بعضی از نمونه‌های دگرشکل شده، پتاسیم فلدسپار بافت پرتیتی نشان می‌دهد یا حتی به میکروکلین تبدیل شده است.



شکل ۳-۱۵ الف: حضور ادخال‌هایی از کانی‌های آپاتیت و زیرکن در کوارتزهای موجود در گرانودیوریت‌های توده گپدان. ب: حاشیه مضرس موجود در کانی‌های کوارتز. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است.



شکل ۳-۱۶. تصویر میکروسکوپی پتاسیم فلدسپار موجود در گرانودیوریت‌ها که حاوی اذخال‌های کوچکی از پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده است.

بیوتیت

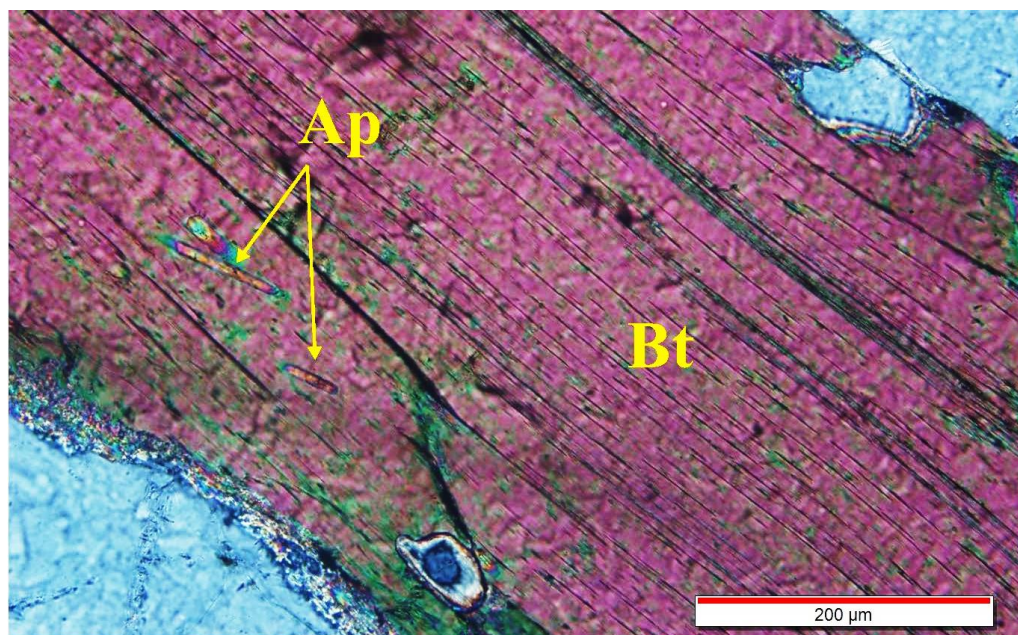
بیوتیت‌ها معمولاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها بین ۱-۲ میلی‌متر است. در برخی از نمونه‌ها لخته‌های بیوتیتی در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در سنگ‌های توده‌گیدان قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۱۷). این کانی اغلب دارای اذخال‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی و منشورهای دی‌پیرامیدال زیرکن می‌باشد (شکل ۳-۱۸ الف). هاله سوختگی اطراف زیرکن‌ها شناسایی آن‌ها را در بیوتیت‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها آسانتر کرده است (شکل ۳-۱۸ ب).



شکل ۳-۱۷. لخته‌های بیوتیتی موجود در توده گرانیتوئیدی گیدان.

کانی‌های فرعی (آپاتیت، زیرکن و آلانیت)

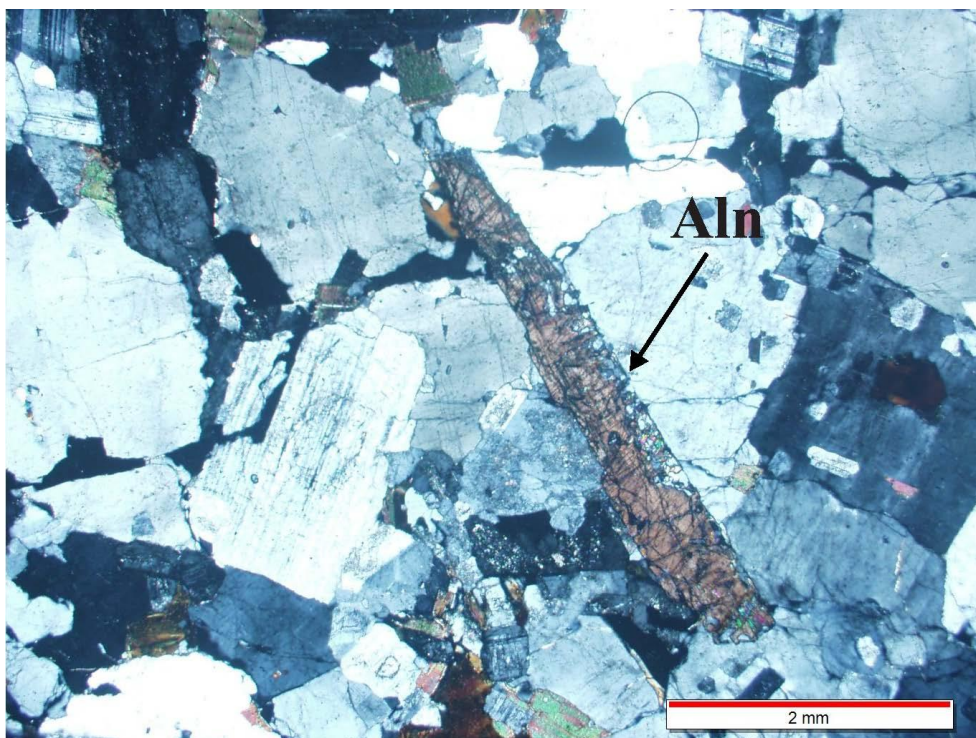
به طور معمول دو نوع آپاتیت در نمونه‌های گرانودیوریتی توده گپدان دیده می‌شود. نوع اول آپاتیت‌های سوزنی هستند که به شکل ادخال‌هایی در بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های پتاسیم فلدسپار دیده می‌شوند. آپاتیت‌های نوع دوم بلورهای تقریباً منشوری هستند و عموماً در بلور بیوتیت دیده می‌شوند. این آپاتیت‌ها دارای فراوانی کمتری نسبت به آپاتیت‌های نوع اول هستند (شکل ۳-۱۸). منشورهای ریز زیرکن با برجستگی بالا، در بسیاری از کانی‌های این سنگ‌ها به صورت ادخال دیده می‌شوند. آلانیت بلور کشیده با چند رنگی قرمز - قهوه‌ای است که به عنوان کانی فرعی در گرانودیوریت‌های توده گپدان مشاهده شده است (شکل ۳-۱۹).



شکل ۳-۱۸: حضور ادخال‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی کوچک در کانی بیوتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney (2010) and Evans اقتباس شده است.

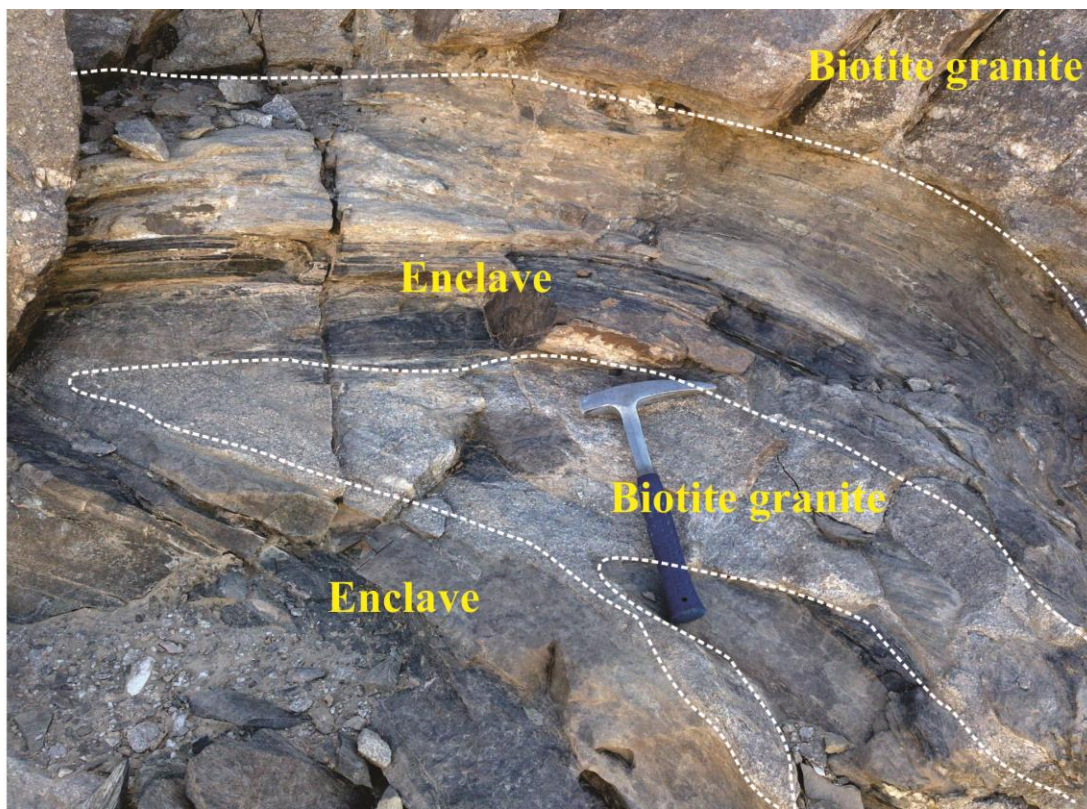
۳-۳- آنکلاوهای موجود در توده گپدان

توده نفوذی گپدان مانند دیگر توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان میزبان آنکلاوهای فراوانی است که این آنکلاوها با منشأ آذرین، رسوبی و دگرگونی در توده گسترده هستند، اما حداکثر تمرکز در بعضی قسمت‌های حاشیه توده (در بیوتیت گرانیت‌ها) اتفاق افتاده است. آن‌ها اغلب زاویه‌دار تا گردشده‌اند و اندازه‌شان

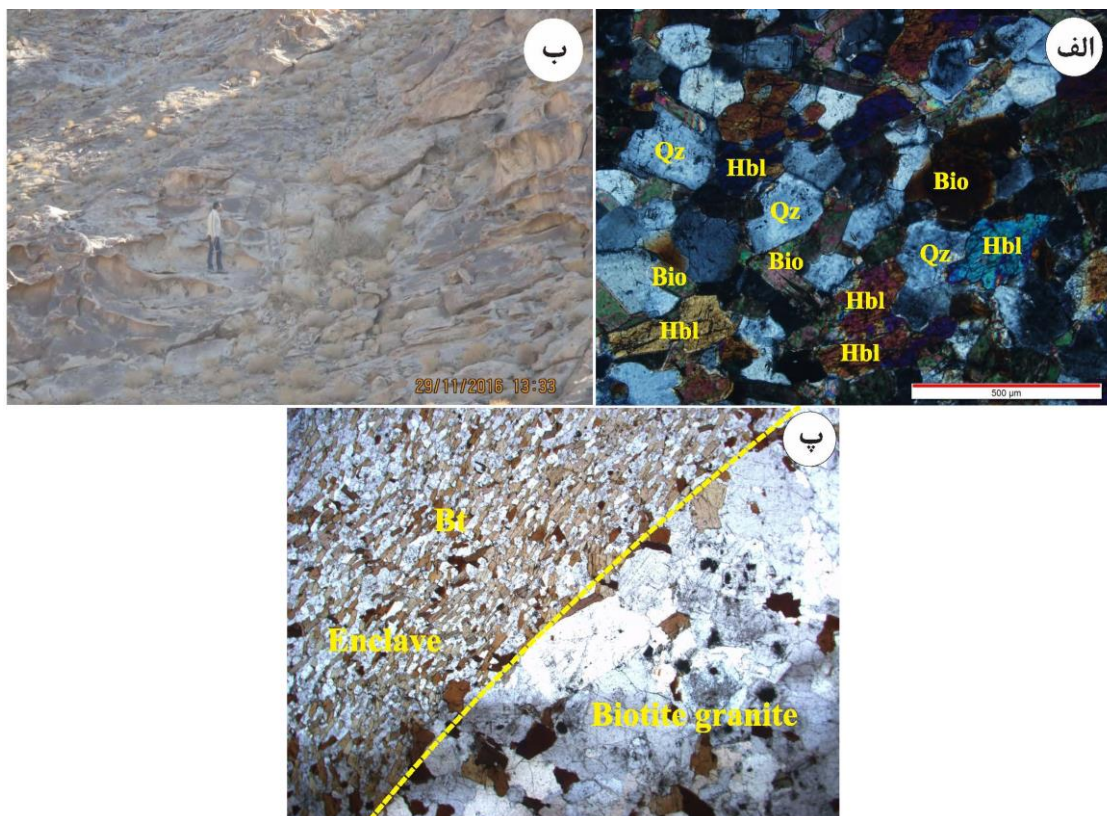


شکل ۳-۱۹. تصویر میکروسکوپی از کانی فرعی آلانیت که به شکل کشیده مشاهده می‌شود. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است.

از سانتی‌متر تا دسی‌متر متغیر می‌باشد و به ندرت به ۴ متر می‌رسد (شکل ۳-۲۰). چهار نوع آنکلاو در توده گیدان وجود دارد که شامل: (۱) متاپلیتی، (۲) متاپسامیتی، (۳) متاکربناته (مرمر) و (۴) سنگ‌های آذرین دگرگون شده هستند. آنکلاوهای متاپلیتی فراوان‌تر از بقیه هستند و اغلب دارای یک لایه غنی از بیوتیت در حاشیه هستند و از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت $\pm$ اپیدوت تشکیل شده‌اند و دارای بافت گرانوبلاستیک و لیپیدوبلاستی هستند (شکل ۳-۲۱ الف). این آنکلاوهای متاپلیتی عموماً از جنس میکاشیست بوده و به علت داشتن بیوتیت فراوان ظاهری درخشان دارند. این‌ها به دلیل دارا بودن یک لایه غنی از بیوتیت در حاشیه سبب گردیده که آنکلاو به راحتی از سنگ میزبان خود جدا شده و در برخی نقاط جای آن به صورت حفراتی در سنگ باقی بماند (شکل ۳-۲۱ ب). بیوتیت به فراوانی در این آنکلاوها یافت می‌شود و به اشکال تقریباً منظم در زیر میکروسکوپ با چندرنگی قهوه‌ای پررنگ تا قرمز قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۲ پ).



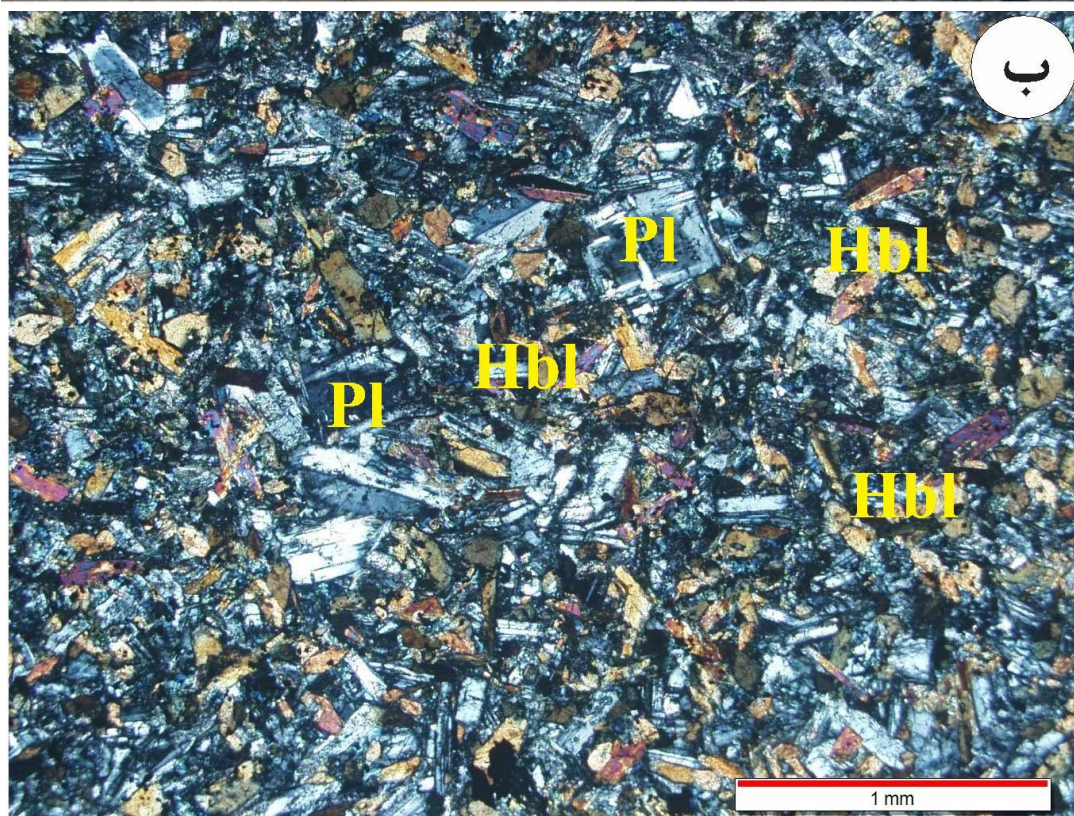
شکل ۳-۲۰: حضور آنکلاو متاپلیتی چین خورده حدود ۴ متر که به خاطر بزرگی و عدم موقعیت مکانی مناسب آن در سطح زمین فقط بخشی از این آنکلاو در هر کدام از تصاویر قابل مشاهده است و امکان تهیه عکس‌های پیوسته نیز ممکن نبود.



شکل ۳-۲۱ الف : تصویر میکروسکوپی کانی‌های موجود در آنکلاوهای توده گپدان. ب: حفرات لانه زنبوری موجود در توده گپدان که به دلیل جدا شدن آنکلاوها از سنگ میزبان، ایجاد شده‌اند. پ: تصویر میکروسکوپی از آنکلاوهای غنی از بیوتیت موجود در حاشیه توده گپدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده‌اند.

۳-۴- دایک‌ها

دایک‌های موجود در توده گرانیتوئیدی گپدان ماهیت حدواسط دارند و دارای ترکیب میکرودیوریتی هستند (شکل ۳-۲۲ الف). این دایک‌ها به رنگ‌های خاکستری تا سبز روشن در صحرا دیده می‌شوند و در مقاطع میکروسکوپی آن‌ها می‌توان کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و مقداری بیوتیت را مشاهده کرد. اغلب دایک‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره دانه ریز هستند. و در آن‌ها به ندرت زینوکریست‌های پیروکسن (تا اندازه ۲ میلی متر) قابل مشاهده است که در حال اورالیتی شدن و تبدیل به اکتینولیت هستند. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از دایک‌ها، زمینه آن‌ها متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند است (شکل ۳-۲۲ ب).

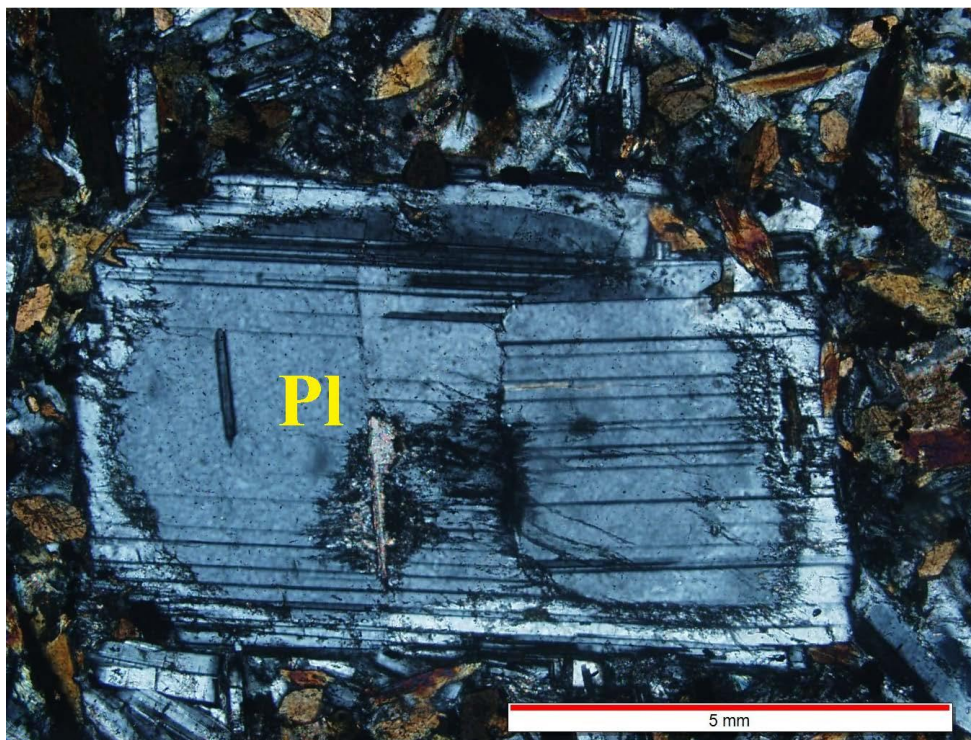


شکل ۳-۲۲. الف: دایک‌های میکرودیوریتی موجود در توده گرانیته‌ی گپدان. ب: کانی‌های موجود در زمینه دایک‌ها اغلب از نوع هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیوکلاز می‌باشد. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده‌اند.

مشخصات میکروسکوپی کانی‌های موجود در دایک‌های توده گپدان به شرح زیر می‌باشد:

پلاژیوکلاز

این کانی به طور متوسط ۵۰ درصد حجمی از کانی‌های این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلاز به دو صورت درشت بلور با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و دانه‌ریز موجود در خمیره با اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل‌های پلی سنتتیک و کارلسباد، منطقه بندی (Zoning) و بافت غربالی مشاهده می‌شوند. این فنوکریست‌ها گاهی بطور جزئی با کلسیت جایگزین شده و یا به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۳- ۲۳).

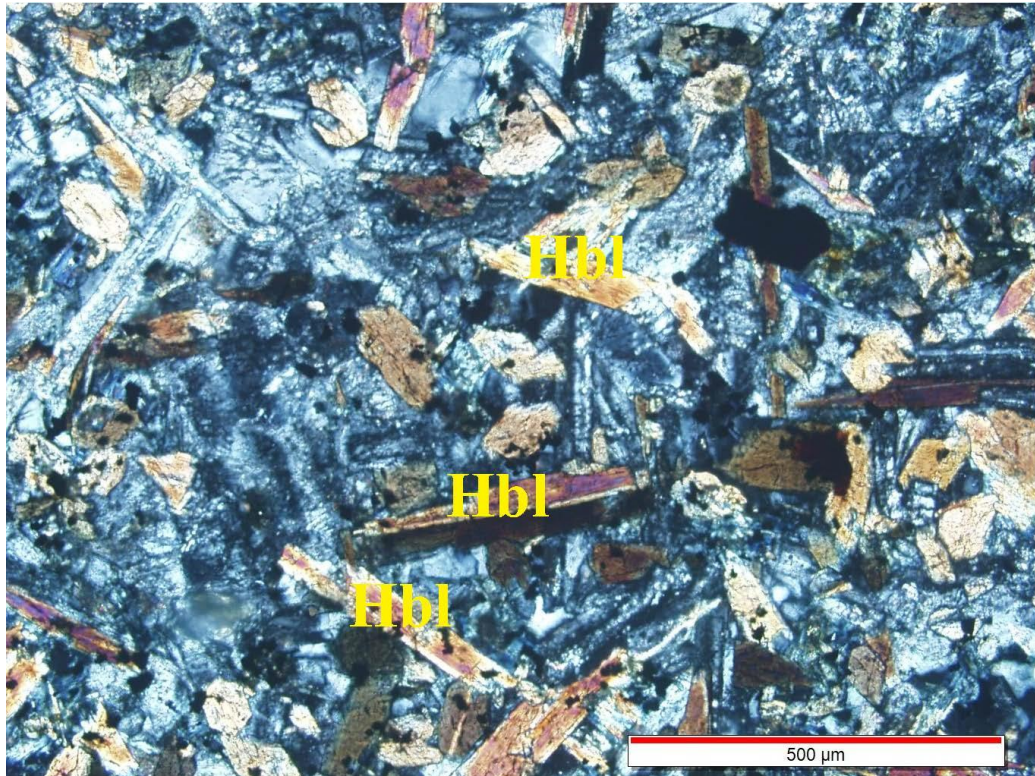


شکل ۳- ۲۳. تصویر میکروسکوپی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز موجود در دایک‌های میکرودیوریتی گپدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده‌اند.

هورنبلند

این کانی به طور متوسط ۵ تا ۱۰ درصد حجمی از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ را به خود

اختصاص داده است. در مقاطع عرضی به صورت شش وجهی با دو دسته لوز وجهی و مقاطع طولی کشیده با یک دسته رخ مشاهده می‌شوند. دارای اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۸ میلی‌متر با چند رنگی سبز و قهوه‌ای هستند (شکل ۳- ۲۴).



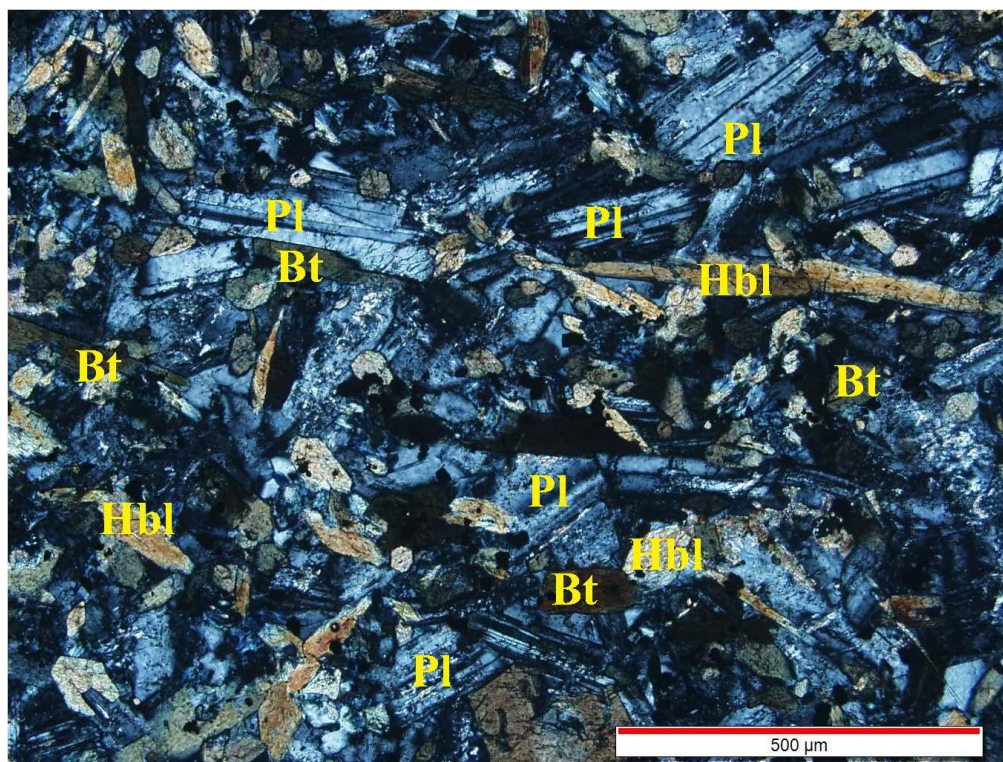
شکل ۳- ۲۴. تصویر میکروسکوپی از هورنبلندهای قهوه‌ای موجود در دایک میکرودیوریتی توده گپدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده‌اند.

بیوتیت

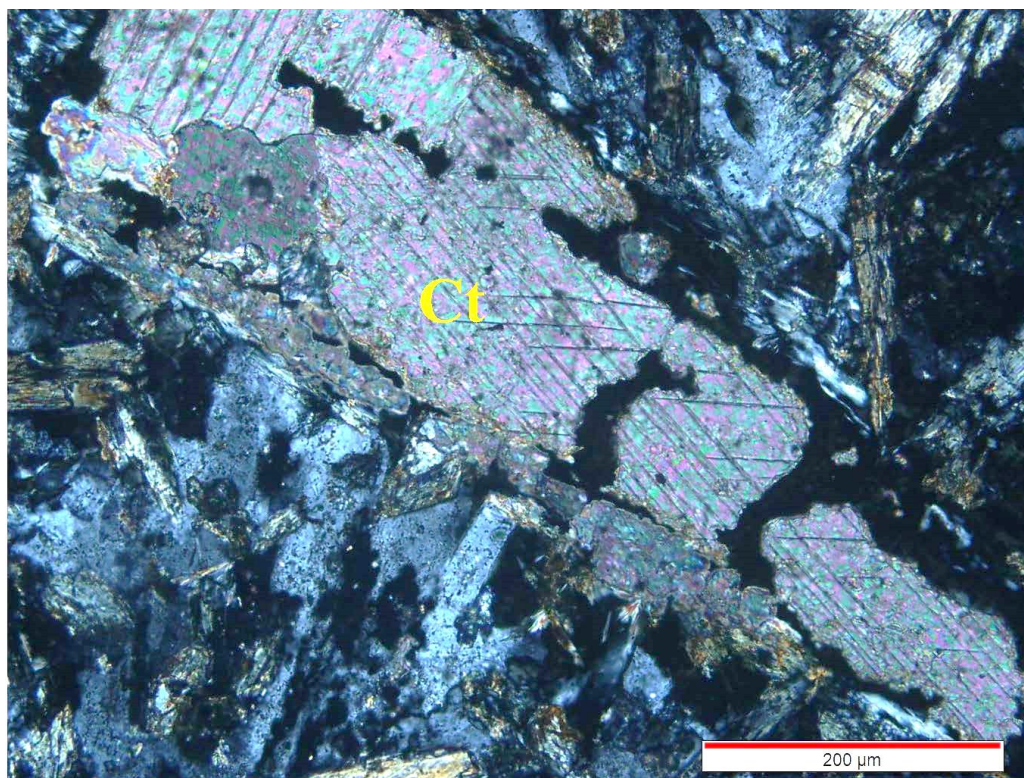
این کانی دارای فراوانی بین ۵ تا ۱۰ درصد حجمی در بعضی از نمونه‌های میکرودیوریتی است و به صورت بلورهای ریز نیمه شکل‌دار با اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۶ میلی‌متر در زمینه سنگ قابل مشاهده است. در بعضی از نمونه‌ها این کانی بطور بخشی به کلریت تجزیه شده است (شکل ۳- ۲۵).

کلسیت

کلسیت از جمله کانی‌های ثانویه موجود در این دایک‌ها می‌باشد که در راستای شکستگی‌های سنگ و بر اثر تراوش سیالات ایجاد شده است (شکل ۳- ۲۶).



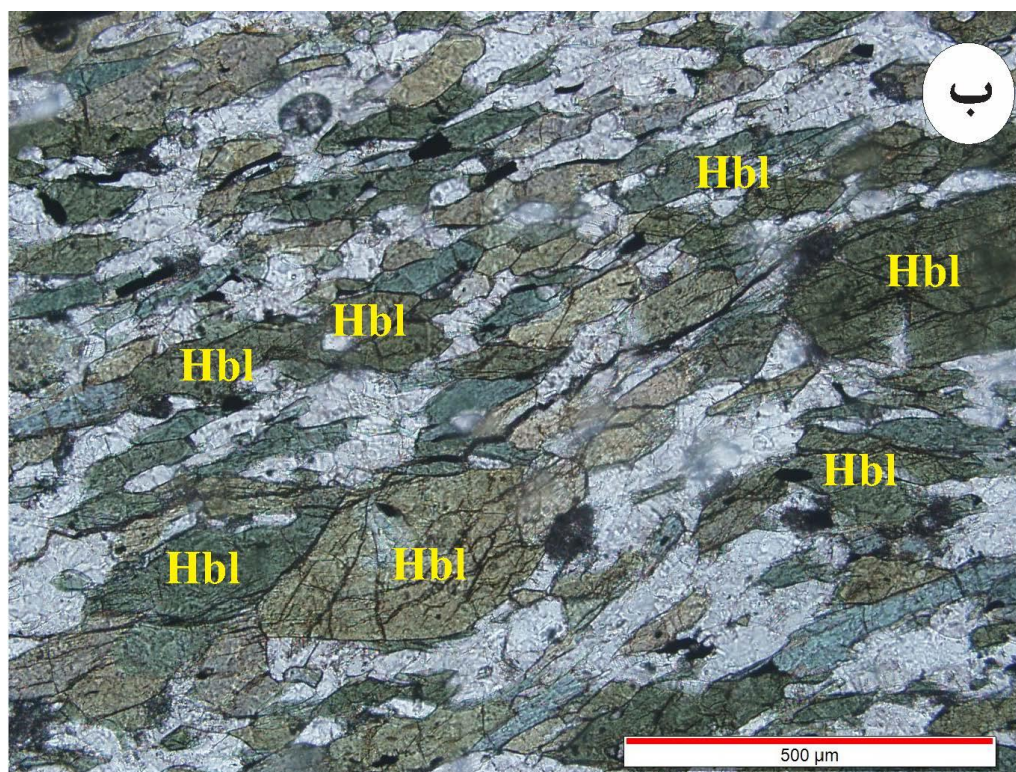
شکل ۳-۲۵. کانی بیوتیت موجود در دایک‌های میکرودیوریتی توده گیدان. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند.



شکل ۳-۲۶. حضور کلسیت که به صورت ثانویه شکستگی‌های موجود در دایک‌ها را پر کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند.

۳-۵- سنگ‌های میزبان

پهنه جوش خورده سیستان متشکل از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین است که به وسیله توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان در زمان ائوسن - الیگوسن دچار دگرگونی مجاورتی در حد رخساره هورنبلند- هورنفلس شده است (Sadeghian, 2005; Camp and Griffis, 1982) لایه‌های آمفیبولیتی عضوی از توالی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای زاهدان هستند. این سنگ‌ها دارای تنوع ترکیبی بوده و محتوای کانی‌شناسی آن‌ها در نقاط مختلف اندکی متغیر است که این تغییرات همراه با تغییر در سنگ‌های دربرگیرنده آمفیبولیت‌ها رخ می‌دهند. اکثر سنگ‌های میزبان توده، بیوتیت شایست می‌باشند (رخساره شسیت سبز). در بین این‌ها لایه‌هایی از سنگ‌های آمفیبولیتی قابل مشاهده است که احتمالاً میان لایه‌های بازالتی بوده‌اند که در زمان رسوبگذاری اولیه بین لایه‌های پلیتی (رس سنگ) قرار گرفته‌اند و بر اثر دگرگونی به آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. آمفیبولیت‌ها در حاشیه جنوبی و جنوب غربی توده گرانیتوئیدی گپدان، رخنمون دارند (شکل ۳-۲۷). با توجه به حضور پورفایروبلست‌های هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در اکثر نمونه‌های برداشت شده، می‌توان اظهار داشت که این سنگ‌ها در دمای متوسط تشکیل شده‌اند. آمفیبولیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی به خاطر ردیف شدن کانی‌های کشیده آمفیبول، بافت نماتوبلاستیک را نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۸).



شکل ۳-۲۷ الف: نمایی از رخنمون سنگ‌های بیوتیت شیستی میزبان توده گرانیتوئیدی گپدان. ب: تصویر میکروسکوپی از آمفیبولیت که به دلیل ردیف شدن کانی‌های آمفیبول، بافت نماتوبلاستیک را نشان می‌دهند.

فصل چهارم

شیمی کانی و زمین دما-فشار سنجی

توده گیدان و دایک‌های آن

زمین را می‌توان به عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی عظیم در نظر گرفت که از گرمای درون خود و گرمای غیرمتمرکزی که از خورشید دریافت می‌کند، نیرو می‌گیرد. بنا بر اعتقاد Mason and Moore (1982)، ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سروکار دارد. بکارگیری فنون جدید تجزیه شیمیایی در دو دهه‌ی گذشته، پیشرفت زیادی را در دانش ژئوشیمی به وجود آورده و به ایجاد زیر شاخه‌های مختلف و تولید حجم بسیار زیادی از داده‌ها ژئوشیمی منجر شده است.

در مطالعات سنگ‌شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود. زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان پذیر نیست (Rollinson, 1993). از سوی دیگر اولین گام در استفاده از علم ژئوشیمی، درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آن‌ها می‌باشد (Henderson, 1984).

به‌کارگیری هنر تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، یکی از عوامل مهم پیشرفت و تحول شگرف در علم پترولوژی بوده است. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها برای تعیین ترکیب شیمیایی، طبقه‌بندی و نام‌گذاری آن‌ها و همچنین در محاسبه دما و فشار تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها کاربرد دارد. مشاهده تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت عناصر حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی‌ها، توسط آنالیز نقطه‌ای امکان پذیر شده است. بر همین اساس، توانایی قابل توجه کانی‌هایی مانند بیوتیت، آمفیبول و فلدسپارها در تعیین ویژگی‌های ماگمایی گرانیتوئیدها، و همچنین برآورد پارامترهای فیزیکوشیمیایی و عمق جایگزینی توده‌های نفوذی می‌تواند اطلاعات مفیدی از فرآیندهای زمین ساختی ایجاد شده در نوارهای کوهزایی فراهم کند (Zang et al., 2006). در این پژوهش برای اولین بار به بررسی شیمی کانی آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار و سپس دما- فشارسنجی توده گرانیتوئیدی گپدان پرداخته می‌شود. لذا با استفاده از نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول و بیوتیت و بهره‌گیری از نمودارها و روابط ریاضی بیان شده توسط

پژوهشگران مختلف می‌توان به بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده پرداخت.

۴-۲- روش کار

در این پژوهش نخست نمونه برداری دقیقی از توده گرانیتوئیدی گپدان صورت گرفت، حدود ۱۲۰ مقطع نازک از این نمونه‌ها تهیه شد و با کمک میکروسکوپ پلاریزان تحقیقاتی Olympus مدل BX51P مورد بررسی قرار گرفتند. پس از آشنایی با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، تعداد ۵ مقطع میکروسکوپی از نمونه‌های سالم و فاقد دگرسانی (سه مقطع از توده نفوذی گپدان، یک مقطع از دایک-های آن و یک مقطع از سنگ‌های میزبان توده) به منظور آنالیز نقطه‌ای انتخاب و به آزمایشگاه میکروپروب و SEM دانشگاه اسلو در کشور نروژ ارسال شد که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول‌های ۱ تا ۴ ارائه شده است. در این پژوهش، ۹۶ نقطه از کانی‌های سازنده توده، دایک‌ها و سنگ‌های میزبان مورد آنالیز قرار گرفت (شکل ۴-۱). شرایط آنالیز شامل ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و دقت آنالیز ۰/۰۱ درصد وزنی بوده است. با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 تعداد کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه شد. سپس تعداد کاتیون-های موجود در ساختار کانی‌ها، بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن در بیوتیت (و در بعضی مواقع ۲۲ اتم اکسیژن بسته به نوع کاربرد)، ۸ اتم اکسیژن در پلاژیوکلاز و ۲۳ اتم اکسیژن در آمفیبول محاسبه شد. مقدار آهن کل در بیوتیت نیز به صورت آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شده و مقدار OH نیز به صورت OH= $(F+Cl) - 4$ محاسبه شده است. سپس با پردازش داده‌های حاصل از آنالیز کانی‌های مذکور، به تعیین ترکیب شیمیایی، تخمین دما و فشار تشکیل کانی‌ها، محیط تکتونیکی و فوگاسیته اکسیژن ماگمای تشکیل‌دهنده توده گرانیتوئیدی گپدان پرداخته خواهد شد. از آنجایی که سنگ‌های توده گپدان فاقد کانی آمفیبول می‌باشند (که یک کانی مناسب جهت محاسبات ژئوبارومتري است)، لذا در این پژوهش از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آمفیبولیتی میزبان توده جهت تخمین عمق نهایی جایگزینی توده گرانیتی گپدان نیز استفاده شده است.

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های موجود در توده گرانیته‌نئیدی گپدان. تعداد کاتیون‌های بیوتیت بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	SZ 10					SZ 44						SZ 5-1			
Location	core	Rim	core	Rim	Rim	core	Rim	core	inclusion	inclusion	inclusion	core	core	core	core
SiO ₂	37.08	36.77	37.04	36.91	37.13	36.65	36.60	36.55	36.78	36.48	36.96	36.18	35.54	36.91	36.63
TiO ₂	3.51	3.16	3.33	3.21	3.40	3.37	3.22	3.29	3.39	3.04	3.41	2.49	2.94	2.79	2.91
Al ₂ O ₃	14.47	15.15	14.81	15.19	14.61	14.20	14.45	14.16	13.80	14.06	14.22	16.37	16.42	15.93	15.98
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.02	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01	0.09	0.07	0.06
FeO	18.33	17.77	18.39	17.24	18.44	18.63	18.40	18.74	18.81	19.25	18.23	17.85	17.12	18.18	17.85
MnO	0.40	0.41	0.49	0.41	0.41	0.48	0.45	0.41	0.36	0.45	0.37	0.36	0.37	0.44	0.39
MgO	11.69	10.90	11.37	11.68	11.67	11.81	11.71	11.75	11.77	11.18	12.20	11.45	10.61	11.76	11.38
CaO	0.00	0.07	0.02	0.06	0.04	0.09	0.02	0.21	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.01
Na ₂ O	0.08	0.04	0.06	0.09	0.12	0.13	0.09	0.12	0.05	0.11	0.07	0.10	0.04	0.10	0.11
K ₂ O	9.52	9.68	9.57	9.79	9.62	9.41	9.86	9.45	9.73	9.58	9.81	9.87	9.89	9.61	9.67
H ₂ O	1.88	1.86	1.88	1.88	1.89	1.87	1.87	1.86	1.86	1.85	1.88	1.87	1.84	1.90	1.88
Total	96.99	95.85	96.97	96.53	97.37	96.67	96.72	96.57	96.65	96.11	97.29	96.59	94.90	97.73	96.87
Si	5.17	5.19	5.17	5.16	5.17	5.15	5.14	5.14	5.18	5.17	5.16	5.06	5.06	5.10	5.10
Al	2.38	2.52	2.43	2.50	2.39	2.35	2.39	2.35	2.29	2.35	2.34	2.70	2.75	2.59	2.62
Ti	0.37	0.34	0.35	0.34	0.36	0.36	0.34	0.35	0.36	0.33	0.36	0.26	0.32	0.29	0.31
Fe ₂	2.14	2.10	2.15	2.01	2.15	2.19	2.16	2.21	2.21	2.28	2.13	2.09	2.04	2.10	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Mg	2.43	2.29	2.37	2.43	2.42	2.47	2.45	2.46	2.47	2.36	2.54	2.39	2.25	2.42	2.36
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03
K	1.69	1.74	1.70	1.75	1.71	1.69	1.77	1.70	1.75	1.73	1.75	1.76	1.80	1.69	1.72
OH	1.75	1.75	1.75	1.75	1.76	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75
Fe/(Mg+Fe)	0.47	0.48	0.48	0.45	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.49	0.46	0.47	0.48	0.46	0.47
T °C	856.91	852.36	853.81	856.83	855.76	855.76	854.22	854.99	856.05	850.06	857.37	846.65	850.42	850.83	850.84
P(kbar)	0.67	1.09	0.85	1.05	0.72	0.58	0.71	0.58	0.40	0.58	0.55	1.64	1.81	1.33	1.41
Depth	2.01	3.28	2.54	3.14	2.17	1.75	2.14	1.74	1.21	1.75	1.64	4.93	5.43	3.98	4.23

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپارهای موجود در توده، دایک‌ها و سنگ میزبان گیدان. تعداد کاتیون‌ها براساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. علائم اختصاری عبارتند از: Pl;

Plagioclase, C; Core, R; Rim, Bt C&R; Between Core and Rim.

Sample	SZ-10 (Granodiorite)											
Location	Pl C	Pl Near C	Pl Bt C&R	Pl Near R	Pl R	Pl C	Pl Near C	Pl Bt C&R	Pl Near R	Pl R	Pl C	large K-F
SiO ₂	60.96	58.65	62.30	57.68	62.43	55.42	61.30	56.80	61.73	62.93	54.15	64.59
TiO ₂	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	
Al ₂ O ₃	24.80	25.68	23.93	26.55	23.27	28.16	24.50	27.10	24.17	22.99	28.65	18.67
FeO	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.05	0.01	0.07	0.02	0.04	0.00	0.01
MnO	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.03
CaO	6.28	7.98	5.42	8.54	5.01	10.46	6.21	9.43	5.80	4.64	11.40	0.06
Na ₂ O	8.26	7.23	8.67	6.78	9.06	5.92	8.41	6.44	8.54	9.14	5.28	0.99
K ₂ O	0.25	0.15	0.32	0.22	0.24	0.19	0.24	0.22	0.28	0.33	0.11	15.60
Total	100.59	99.77	100.70	99.83	100.05	100.20	100.67	100.09	100.58	100.07	99.65	99.96
Si	10.80	10.52	10.99	10.36	11.08	9.98	10.85	10.21	10.92	11.15	9.82	11.94
Al	5.17	5.43	4.97	5.61	4.86	5.97	5.10	5.73	5.03	4.80	6.12	4.07
Fe ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	1.19	1.53	1.03	1.64	0.95	2.02	1.18	1.82	1.10	0.88	2.22	0.01
Na	2.84	2.52	2.97	2.36	3.12	2.07	2.88	2.24	2.93	3.14	1.86	0.36
K	0.06	0.04	0.07	0.05	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.03	3.68
Ab	69.50	61.60	73.00	58.20	75.60	50.10	70.10	54.60	71.60	76.70	45.30	8.80
An	29.10	37.50	25.20	40.50	23.10	48.90	28.60	44.20	26.80	21.50	54.10	0.30
Or	1.40	0.90	1.80	1.30	1.30	1.00	1.30	1.20	1.60	1.80	0.60	91.50
T(°)	566	574	561	577	557	579	564	578	563	555	580	

جدول ۴-۲: ادامه

Sample	SZ-10(Granodiorite)			SZ-44(Granodiorite)						
Location	same K-F	same K-F	Minor K-F	Pl C	Pl Near C	Pl Bt C& R	Pl Near R	Pl R	Pl R	C
SiO ₂	64.57	65.03	65.54	57.35	57.67	55.91	58.66	63.02	61.83	64.19
TiO ₂				0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.42	18.70	18.39	26.70	25.84	27.57	25.77	23.28	24.09	18.45
FeO	0.02	0.03	0.01	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.06	0.03
MnO	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
CaO	0.02	0.01	0.05	9.08	8.41	9.88	8.16	4.70	5.59	0.05
Na ₂ O	0.65	1.09	0.50	6.77	6.99	6.26	7.45	9.20	8.55	1.41
K ₂ O	16.04	15.50	16.62	0.27	0.34	0.24	0.32	0.15	0.25	14.55
Total	99.73	100.37	101.14	100.23	99.33	99.92	100.40	100.38	100.38	98.69
Si	11.96	11.95	12.01	10.29	10.42	10.08	10.48	11.13	10.95	11.97
Al	4.02	4.05	3.97	5.64	5.50	5.86	5.42	4.84	5.02	4.05
Fe ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.01	1.75	1.63	1.91	1.56	0.89	1.06	0.01
Na	0.23	0.39	0.18	2.36	2.45	2.19	2.58	3.15	2.94	0.51
K	3.79	3.63	3.89	0.06	0.08	0.06	0.07	0.04	0.06	3.46
Ab	5.80	9.60	4.40	56.60	59.00	52.70	61.20	77.30	72.50	12.80
An	0.10	0.00	0.20	41.90	39.20	46.00	37.10	21.80	26.20	0.30
Or	94.30	90.40	95.90	1.50	1.90	1.30	1.70	0.90	1.40	87.00
T(°C)				657	654	660	651	633	641	

جدول ۴- ۲: ادامه

<i>Sample</i>	SZ-44(Granodiorite)									
<i>Location</i>	Pl C	Pl Near R	Pl R	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C
<i>SiO₂</i>	59.13	56.59	62.05	57.80	57.00	55.45	58.61	63.86	64.36	64.77
<i>TiO₂</i>	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01			
<i>Al₂O₃</i>	25.16	27.22	23.52	26.35	27.08	27.91	25.78	18.60	18.65	18.63
<i>FeO</i>	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.08	0.02	0.04	0.01
<i>MnO</i>	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02
<i>CaO</i>	7.38	9.68	5.25	8.98	9.28	10.76	7.98	0.01	0.05	0.03
<i>Na₂O</i>	7.73	6.45	8.89	6.82	6.72	6.00	7.38	1.28	1.74	1.55
<i>K₂O</i>	0.20	0.13	0.27	0.19	0.16	0.15	0.27	14.84	14.24	14.51
<i>Total</i>	99.65	100.13	100.06	100.21	100.32	100.33	100.12	98.65	99.10	99.53
<i>Si</i>	10.61	10.17	11.02	10.36	10.22	9.98	10.49	11.90	11.91	11.94
<i>Al</i>	5.32	5.76	4.92	5.56	5.72	5.92	5.44	4.08	4.07	4.04
<i>Fe²⁺</i>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
<i>Ca</i>	1.42	1.86	1.00	1.73	1.78	2.08	1.53	0.00	0.01	0.01
<i>Na</i>	2.69	2.25	3.06	2.37	2.34	2.10	2.56	0.46	0.62	0.55
<i>K</i>	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04	0.03	0.06	3.53	3.36	3.41
<i>Ab</i>	64.80	54.30	74.30	57.30	56.20	49.80	61.70	11.60	15.60	14.00
<i>An</i>	34.20	45.00	24.20	41.70	42.90	49.40	36.80	0.10	0.30	0.20
<i>Or</i>	1.10	0.70	1.50	1.00	0.90	0.80	1.50	88.30	84.10	85.90
<i>T(°C)</i>	650	661	635	658	658	661	653			

جدول ۴-۲- ادامہ

Sample	SZ-44(Granodiorite)			SZ-5-1(Biotite Granite)							
Location	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl R	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C
SiO ₂	64.02	64.12	56.89	56.49	60.47	57.04	54.83	65.01	63.71	64.49	64.12
TiO ₂		0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	18.51	18.54	26.81	26.83	25.17	26.68	27.74	18.62	18.60	18.75	18.22
FeO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01
CaO	0.01	0.01	9.36	9.22	6.85	9.25	10.47	0.04	0.01	0.08	0.09
Na ₂ O	1.15	2.40	6.66	6.50	7.99	6.67	5.88	0.72	0.51	1.21	0.68
K ₂ O	15.12	13.47	0.26	0.28	0.14	0.31	0.26	16.01	16.28	15.35	16.11
Total	98.86	98.57	100.04	99.38	100.67	99.98	99.21	100.48	99.18	99.93	99.26
Si	11.92	11.93	10.24	10.22	10.71	10.27	9.98	11.97	11.91	11.92	11.96
Al	4.06	4.06	5.68	5.72	5.25	5.65	5.95	4.04	4.09	4.08	4.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	1.81	1.79	1.30	1.78	2.04	0.01	0.00	0.02	0.02
Na	0.42	0.87	2.32	2.28	2.74	2.33	2.08	0.26	0.19	0.43	0.25
K	3.59	3.20	0.06	0.06	0.03	0.07	0.06	3.76	3.88	3.62	3.83
Ab	10.40	21.30	55.50	55.20	67.30	55.60	49.70	6.50	4.60	10.70	6.00
An	0.00	0.00	43.10	43.30	31.90	42.70	48.90	0.20	0.00	0.40	0.40
Or	89.60	78.70	1.40	1.50	0.80	1.70	1.40	93.70	95.40	88.90	93.60
T ^{°C}			743	745	733	743	747				

جدول ۴-۲- ادامه

<i>Sample</i>	SZ-3 (Dyke)									
<i>Location</i>	Pl C	bt C& R	Pl R	Pl C	Pl R	Pl C	bt C & R	Pl R	Pl C	Pl R
<i>SiO₂</i>	51.97	58.99	64.33	51.43	63.48	54.27	50.61	61.68	51.07	58.62
<i>TiO₂</i>	0.08	0.03	0.00	0.07	0.02	0.03	0.07	0.01	0.08	0.04
<i>Al₂O₃</i>	29.97	25.37	21.68	29.83	22.11	28.62	29.84	23.59	29.91	25.94
<i>FeO</i>	0.53	0.33	0.22	0.61	0.23	0.20	0.53	0.31	0.51	0.31
<i>MnO</i>	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03
<i>CaO</i>	13.66	7.73	3.35	13.32	3.75	11.25	14.00	5.33	14.35	7.69
<i>Na₂O</i>	3.94	7.29	9.36	4.09	9.13	5.52	3.85	8.56	3.75	7.16
<i>K₂O</i>	0.20	0.54	1.03	0.22	1.11	0.22	0.20	0.69	0.19	0.54
<i>Total</i>	100.36	100.27	99.97	99.59	99.83	100.11	99.09	100.18	99.90	100.32
<i>Si</i>	9.44	10.56	11.41	9.43	11.30	9.82	9.34	10.98	9.35	10.48
<i>Al</i>	6.41	5.35	4.53	6.44	4.63	6.10	6.49	4.94	6.45	5.46
<i>Fe²⁺</i>	0.08	0.05	0.03	0.09	0.04	0.03	0.08	0.05	0.08	0.05
<i>Ca</i>	2.66	1.48	0.64	2.62	0.72	2.18	2.77	1.02	2.82	1.47
<i>Na</i>	1.39	2.53	3.22	1.45	3.15	1.94	1.38	2.95	1.33	2.48
<i>K</i>	0.05	0.12	0.23	0.05	0.25	0.05	0.05	0.16	0.04	0.12
<i>Ab</i>	33.90	61.20	78.70	35.30	76.50	46.50	32.80	71.60	31.80	60.90
<i>An</i>	65.00	35.90	15.60	63.50	17.40	52.30	66.00	24.60	67.20	36.10
<i>Or</i>	1.10	3.00	5.70	1.20	6.10	1.20	1.10	3.80	1.00	3.00

جدول ۴-۲- ادامه

<i>Sample</i>	SZ-3 (Dyke)	SZ-27 (Amphibolite schist)			
<i>Location</i>	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C
<i>SiO₂</i>	50.88	55.98	55.72	57.13	55.66
<i>TiO₂</i>	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00
<i>Al₂O₃</i>	30.01	26.97	27.84	26.86	28.10
<i>FeO</i>	0.55	0.01	0.07	0.03	0.07
<i>MnO</i>	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
<i>CaO</i>	13.70	9.79	10.27	9.14	10.25
<i>Na₂O</i>	3.79	6.39	6.19	6.82	6.00
<i>K₂O</i>	0.19	0.09	0.12	0.13	0.13
<i>Total</i>	99.24	99.24	100.21	100.10	100.22
<i>Si</i>	9.36	10.15	10.03	10.26	10.01
<i>Al</i>	6.50	5.76	5.90	5.68	5.95
<i>Fe²⁺</i>	0.08	0.00	0.01	0.00	0.01
<i>Ca</i>	2.70	1.90	1.98	1.76	1.98
<i>Na</i>	1.35	2.25	2.16	2.38	2.09
<i>K</i>	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03
<i>Ab</i>	33.00	53.90	51.80	57.10	51.10
<i>An</i>	65.90	45.60	47.50	42.20	48.20
<i>Or</i>	1.10	0.50	0.70	0.70	0.70

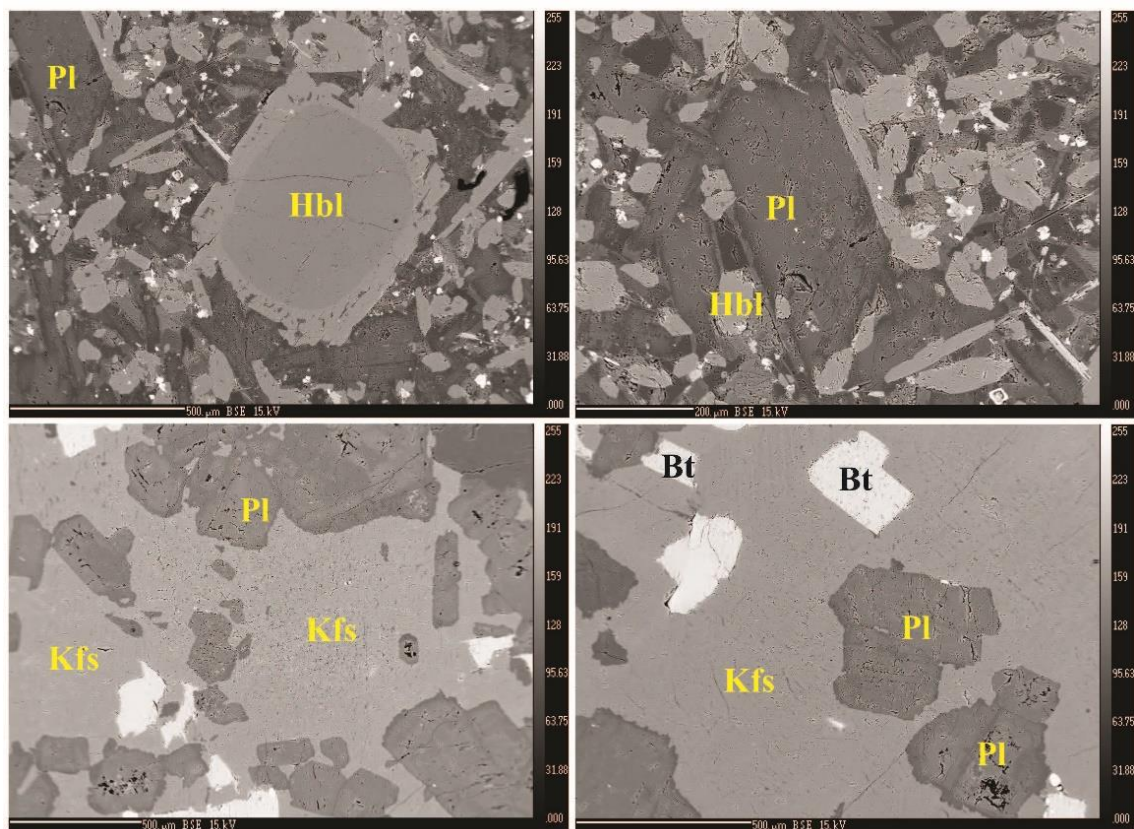
جدول ۴-۳- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها و سنگ‌های میزبان گپدان. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. علائم اختصاری عبارتند از: C; Core, N core; Near core.

<i>Sample</i>	SZ-27 (Amphibolite schist)					SZ-3 (Dyke)						
<i>Location</i>	large core	Large core	Rim	Medium core	core	Core	N core	N Rim	Rim	Small C	Core	Small core
<i>SiO₂</i>	50.77	49.84	52.29	51.97	53.47	41.00	40.85	40.73	39.86	39.77	39.18	39.06
<i>TiO₂</i>	0.70	0.81	0.58	0.61	0.38	3.60	3.53	3.36	4.78	5.27	5.75	5.78
<i>Al₂O₃</i>	6.13	6.47	4.70	4.88	3.83	13.21	13.28	13.37	12.33	12.76	12.45	12.85
<i>FeO</i>	10.65	11.07	10.82	11.25	10.41	9.29	9.75	10.27	11.71	11.50	10.91	11.32
<i>Cr₂O₃</i>	0.04	0.01	0.08	0.00	0.04	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00
<i>MnO</i>	0.27	0.25	0.24	0.25	0.24	0.11	0.17	0.16	0.22	0.17	0.13	0.13
<i>MgO</i>	16.01	15.60	16.63	16.33	17.09	15.08	14.67	14.53	13.02	12.82	13.15	12.93
<i>CaO</i>	11.85	12.09	12.15	12.10	12.06	11.18	11.47	11.09	11.62	11.86	11.81	12.03
<i>Na₂O</i>	0.64	0.70	0.43	0.56	0.41	2.67	2.62	2.56	2.66	2.62	2.69	2.65
<i>K₂O</i>	0.19	0.21	0.14	0.14	0.09	0.93	0.89	0.95	0.76	0.80	0.70	0.84
<i>Total</i>	97.24	97.06	98.05	98.09	98.02	97.08	97.25	97.04	97.01	97.58	96.77	97.60
<i>Si</i>	7.26	7.17	7.40	7.38	7.55	6.00	5.99	5.98	5.96	5.92	5.88	5.83
<i>Al</i>	1.03	1.10	0.78	0.82	0.64	2.28	2.29	2.31	2.17	2.24	2.20	2.26
<i>Fe³⁺</i>	0.29	0.30	0.31	0.30	0.26	0.34	0.29	0.39	0.15	0.06	0.06	0.04
<i>Fe²⁺</i>	0.98	1.03	0.97	1.04	0.97	0.80	0.91	0.87	1.32	1.37	1.31	1.38
<i>Ti</i>	0.08	0.09	0.06	0.07	0.04	0.40	0.39	0.37	0.54	0.59	0.65	0.65
<i>Cr</i>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<i>Mg</i>	3.41	3.35	3.51	3.46	3.60	3.29	3.21	3.18	2.90	2.85	2.94	2.88
<i>Mn</i>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
<i>BCa</i>	1.81	1.86	1.84	1.84	1.83	1.75	1.80	1.74	1.86	1.89	1.90	1.92
<i>K</i>	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.17	0.17	0.18	0.15	0.15	0.13	0.16
<i>Na</i>	0.18	0.19	0.12	0.16	0.11	0.76	0.74	0.73	0.77	0.76	0.78	0.77

<i>T(B&H)</i>	4.6	5.6	1.1	1.6	0.0							
<i>T(H&B)</i>						844	846	848	831	839	834	842
<i>T(Féménias)</i>						873	879	894	797	774	755	754
<i>P(Anderson)</i>						2.6	2.4	1.8	4.7	5.7	6.0	6.2
<i>P(Ridolfi)</i>						5.1	5.2	5.3	4.4	4.8	4.5	4.9

جدول ۴-۳- ادامه

<i>Sample</i>	SZ-3 (Dyke)						
<i>Location</i>	Small core	Core	N core	Rim	Small core	Core	Rim
<i>SiO₂</i>	39.06	39.39	39.48	39.89	39.24	39.64	38.82
<i>TiO₂</i>	5.78	4.84	4.81	5.29	6.04	3.93	5.75
<i>Al₂O₃</i>	12.85	15.07	15.17	12.47	12.96	14.36	12.81
<i>FeO</i>	11.32	10.62	10.69	11.63	11.38	12.75	11.19
<i>Cr₂O₃</i>	0.00	0.05	0.02	0.01	0.03	-0.04	-0.02
<i>MnO</i>	0.13	0.11	0.14	0.15	0.10	0.17	0.13
<i>MgO</i>	12.93	12.92	13.24	13.37	12.95	12.61	12.94
<i>CaO</i>	12.03	10.55	10.76	11.81	11.63	11.46	11.82
<i>Na₂O</i>	2.65	2.83	2.85	2.67	2.62	2.57	2.55
<i>K₂O</i>	0.84	0.88	0.91	0.77	0.77	0.98	0.80
<i>Total</i>	97.60	97.28	98.08	98.05	97.72	98.44	96.78
<i>Si</i>	5.83	5.82	5.78	5.90	5.83	5.83	5.82
<i>Al</i>	2.26	2.62	2.62	2.17	2.27	2.49	2.26
<i>Fe³⁺</i>	0.04	0.29	0.31	0.15	0.11	0.30	0.09
<i>Fe²⁺</i>	1.38	1.02	1.00	1.29	1.30	1.26	1.32
<i>Ti</i>	0.65	0.54	0.53	0.59	0.68	0.43	0.65
<i>Cr</i>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00
<i>Mg</i>	2.88	2.85	2.89	2.95	2.87	2.76	2.89
<i>Mn</i>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
<i>BCa</i>	1.92	1.67	1.69	1.87	1.85	1.81	1.90
<i>K</i>	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15	0.18	0.15
<i>Na</i>	0.77	0.81	0.81	0.77	0.75	0.73	0.74
<i>T(B&H)</i>							
<i>T(H&B)</i>	842	886	885	831	843	869	842
<i>T(Féménias)</i>	754	794	796	773	744	848	755
<i>P(Anderson)</i>	6.2	6.6	6.6	5.4	6.5	4.3	6.2
<i>P(Ridolfi)</i>	4.9	8.3	8.3	4.4	5.0	6.8	5.0



شکل ۴-۱. تصاویر BSE از تعدادی از کانی‌هایی که مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفتند. علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

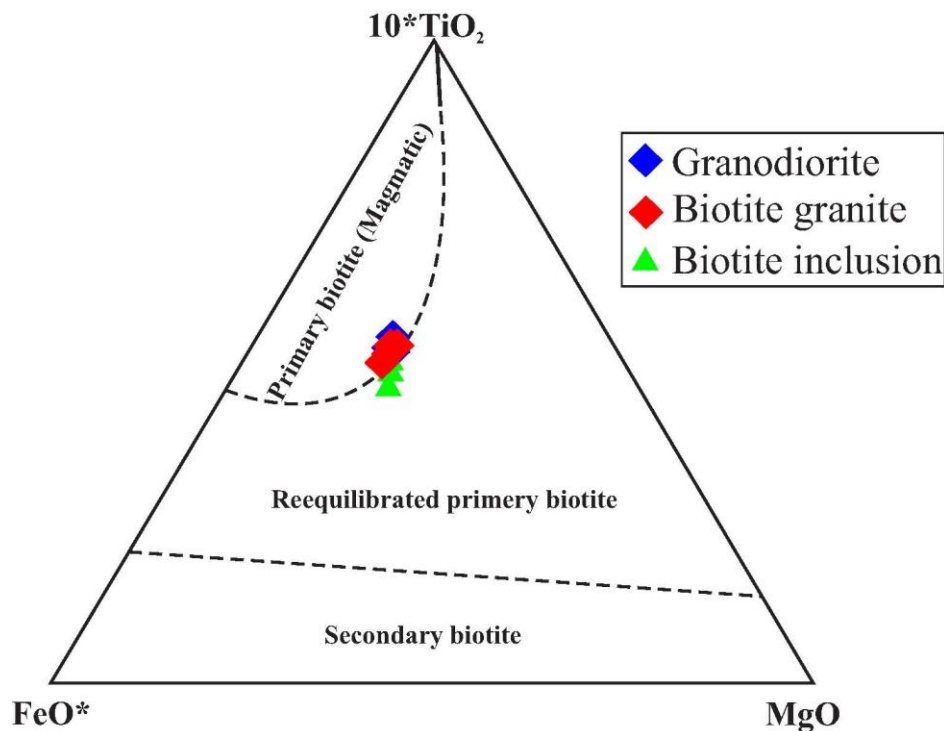
۴-۳- توده گرانیتوئیدی گیدان

۴-۳-۱- شیمی بیوتیت

الف- طبقه بندی

بیوتیت یک کانی شاخص مهم جهت بررسی تحولات ژئوشیمیایی ماگمای والد است. این کانی، فاز فرومنیزین اصلی در سنگ‌های توده گیدان می‌باشد و حضور آن نشان‌دهنده بالا بودن فشار بخار آب در ماگمای والد است؛ بطوریکه آن ماگما حاوی بیش از ۵٪ مواد فرار (OH - F و Cl) بوده است. در این پژوهش ۱۵ نقطه از بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی گیدان مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت و نتایج آن‌ها جهت طبقه بندی و تعیین شرایط تبلور این کانی استفاده گردید (جدول ۴-۱). به منظور شناسایی بیوتیت‌های اولیه از ثانویه از نمودار سه تایی $\text{FeO} + \text{MnO}$ ، 10^*TiO_2 ، MgO (Nachit et al., 2005) استفاده شده است (شکل ۴-۲). این نمودار می‌تواند بیوتیت‌های اولیه یا ماگمایی را از بیوتیت‌های

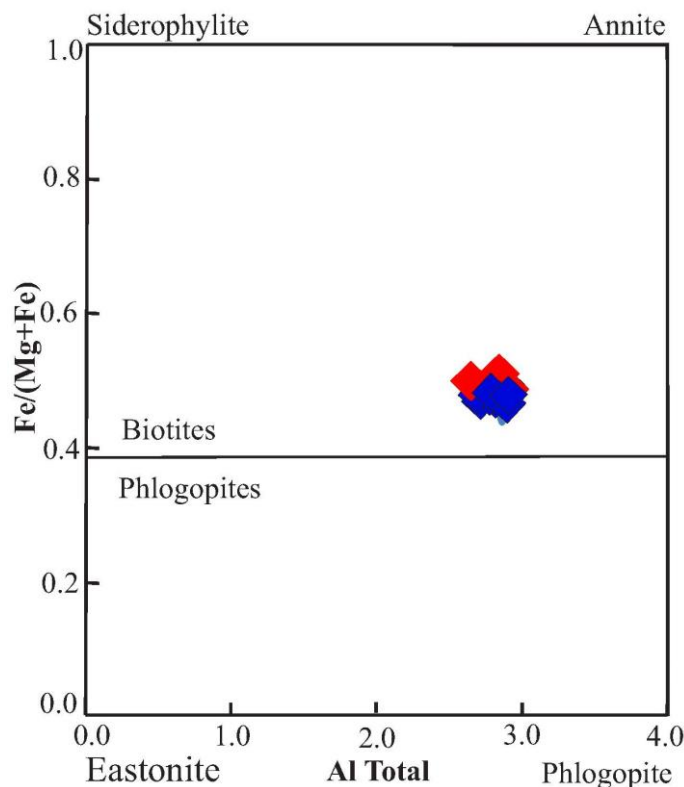
اولیه‌ای که دستخوش تعادل مجدد شده‌اند و نیز بیوتیت‌های ثانویه جدا کند. براساس این نمودار بیوتیت‌های مورد بررسی در توده گرانیتوئیدی گیدان نسبتاً غنی از MgO و TiO_2 بوده و عمدتاً در قلمرو بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲). همه بیوتیت‌های مورد مطالعه در این پژوهش دارای $\text{Al}^{\text{VI}} < 1$ می‌باشند که از مشخصات بیوتیت‌های اولیه ماگمایی است (جدول ۴-۱)؛ البته سه نمونه از بیوتیت‌های مطالعه شده گرانیتوئید گیدان در محدوده بیوتیت‌های اولیه‌ای قرار می‌گیرند که دچار تعادل مجدد شده‌اند (شکل ۴-۲). با توجه به اینکه این سه نمونه به صورت ادخال‌های کوچکی در داخل K-F وجود دارند بنابراین واقع شدن آن‌ها در این محدوده دور از انتظار نیست (جدول ۴-۱ و شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲. موقعیت بیوتیت‌های آنالیز شده از توده نفوذی گیدان در نمودار سه تایی $10*\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$ ، همانطور که مشاهده می‌شود اکثر این بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های اولیه یا تبلور یافته از ماگما قرار گرفته‌اند. (Nacht et al., 2005).

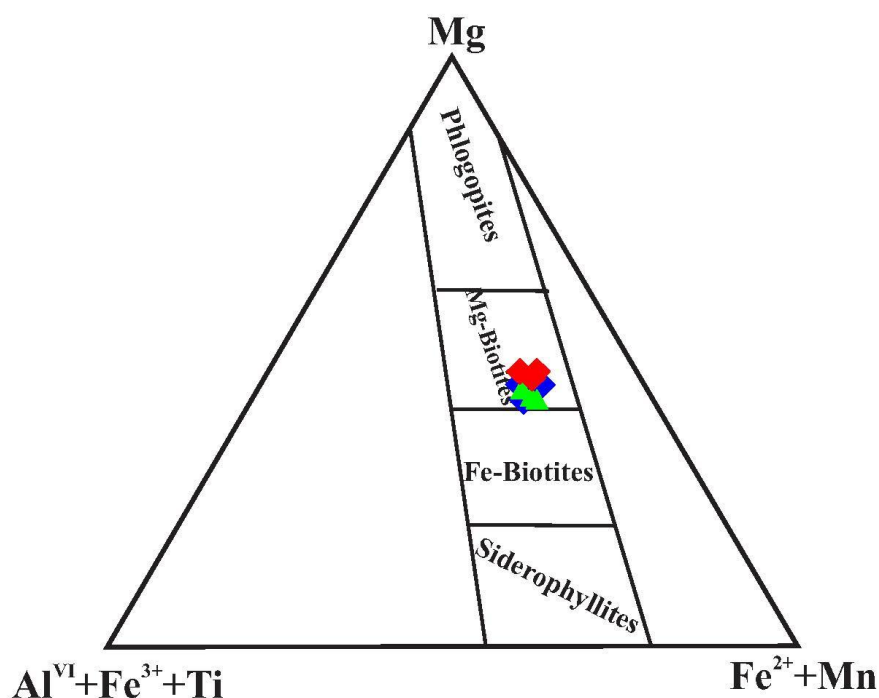
بیوتیت محلول جامد چهار عضوی انتهایی یعنی آنیت $(\text{OH})_2\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$ ، سیدروفیلیت $(\text{KFe}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2)$ ، فلوگوپیت $(\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ و ایستونیت

ASPE (KMg₂Al[Al₂Si₂O₁₀](OH)₂) است که بر پایه این چهار فاز، نموداری تحت عنوان چهار ضلعی ASPE طراحی شد و برای تعیین ترکیب میکاها استفاده می شود (Spear, 1984; Rieder et al., 1998). در این چهارضلعی، دومتغیر Fe/(Fe+Mg) و Al_{total} به کار گرفته شده‌اند که به ترتیب شاخص گریزندگی اکسیژن و مقدار آلومینیم ماگما در زمان تبلور بیوتیت هستند. ترکیب میکاهای آنالیز شده از توده گرانیتوئیدی گپدان چنانکه از شکل ۳-۴ پیداست در قلمرو بیوتیت قرار گرفته است. مطابق جدول ۴-۱ مقدار Al کل بیوتیت‌های موجود در توده نفوذی گپدان بیشتر از ۲/۷ است (۲/۷ تا ۳/۲) و نسبت Fe/(Fe+Mg) در این بیوتیت‌ها متوسط و تقریباً ثابت است (۰/۴۶ تا ۰/۴۸). چنین مقادیری نشان دهنده حضور مواد آلومینوس پوسته بالایی (رسوبات دگرگون شده) در ماگما توسط فرایند هضم می-باشد، که این مطلب توسط حضور آنکلاوهای سورمیکاسه (شیستی) موجود در سنگ‌های توده تایید می‌شود. همچنین نسبت Fe/(Fe+Mg) متوسط و نسبتاً یکنواخت این بیوتیت‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی شرایط اکسیدان ماگما و ماهیت اولیه بیوتیت‌ها باشد (Xianwu et al., 2009).



شکل ۳-۴. رده بندی شیمیایی بیوتیت‌های گپدان در چهارضلعی ASEP (Spear, 1984; Rieder et al., 1998). علائم مشابه شکل ۲-۴ هستند.

کانی بیوتیت در سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی به تغییرات دما، فشار و فعالیت سازنده‌هایی چون H_2O, TiO_2, FeO کاملاً حساس است. بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین اسیدی معمولاً یک روند غنی‌شدگی از آهن را نسبت به انواع فقیر از سیلیس نشان می‌دهند (Wones et al., 1965). بنابر نمودار مثلثی $Mg - (Fe^{2+} + Mn) - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ بیوتیت‌های توده‌گیدان دارای مقادیر بالایی از Mg هستند (Foster et al., 1960) و در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴).

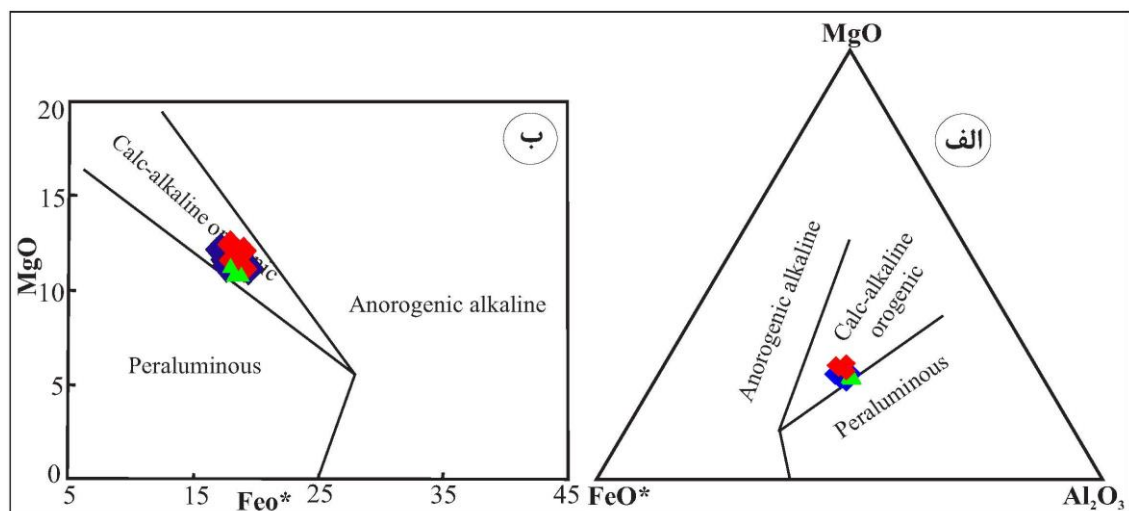


شکل ۴-۴. نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Forster et al., 1989). بر این اساس تمامی بیوتیت‌های مورد مطالعه Mg -Biotite هستند. علائم مشابه شکل ۴-۲ می‌باشند.

ب- تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

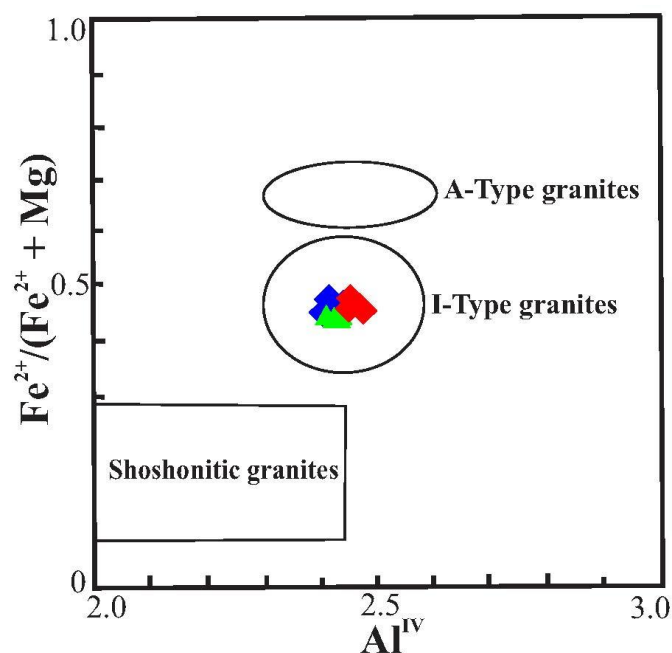
با توجه به این که بیوتیت‌ها ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای والد را نشان می‌دهند و ترکیب بیوتیت در مجموع تابع ترکیب و شرایط تبلور ماگما است، بنابراین می‌توان از آن به عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین ساختی گرانیت‌ها استفاده کرد. عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994) با استفاده از مقدار سه اکسید Al_2O_3 ، MgO و FeO^* در کانی بیوتیت، یک نمودار مثلثی ارائه

داد (شکل ۴-۵ الف) که سنگ‌های گرانیتی را در سه گروه دسته بندی می‌کند. (۱) سنگ‌های آلکالن، (۲) سنگ‌های پر آلومین که بیوتیت‌های آن‌ها از آلومینیم غنی و معمولاً همراه با موسکوویت و یا دیگر کانی‌های آلومینوسیلیکاته مثل گارنت، کلدیریت و یا آندالوزیت هستند و شامل گرانیت‌های برخوردی نوع S-Type می‌شوند و (۳) گرانیت‌های کوهزایی کالک آلکالن نوع I که به طور متوسط غنی از منیزیم بوده و معمولاً همراه با آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار و وابسته به فروران‌ش هستند. در شکل ۴-۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به تصویر درآمده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود تمامی بیوتیت‌های توده گپدان در پهنه کالک آلکالن قرار می‌گیرند که مربوط به بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای نوع I و وابسته به فروران‌ش هستند (شکل ۴-۵ الف و ب). کالک آلکالن و فروران‌ش بودن محیط تشکیل این توده گرانیتی توسط مطالعات سایر محققین نیز تایید می‌شود که محیط تکتونیکی سایر توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان را با استفاده از شیمی کانی و شیمی سنگ کل تعیین کرده بودند و نشان داده‌اند که آن‌ها در یک جایگاه زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Rezaei-Kahkhaei et al., 2010؛ سراوانی فیروز و همکاران، ۱۳۹۵؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Sadeghian et al., 2005).



شکل ۴-۵. تعیین سری ماگمایی توده مورد بررسی براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت در نمودارهای جدا کننده ی محیط زمین ساختی گرانیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994). بیوتیت‌های توده گپدان در محدوده بیوتیت‌های کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۴-۲ هستند.

از طرف دیگر ترکیب شیمی بیوتیت قادر به تقسیم بندی و تعیین نوع سنگ گرانیته میزبان خود بر پایه ی رده بندی الفبایی گرانیته ها است. جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2002) برحسب تغییرات نسبت $Fe/(Mg + Fe)$ نسبت به Al^{IV} در بیوتیت، نموداری را ارائه کردند که جدا کننده انواع گرانیته ها بر پایه منشأ آنها است (شکل ۴-۶). در این نمودار تمام بیوتیت آنالیز شده از توده گرانیته ی گیدان در محدوده ای قرار می گیرند که بیانگر نوع I بودن ماگمای والد این سنگ ها است.

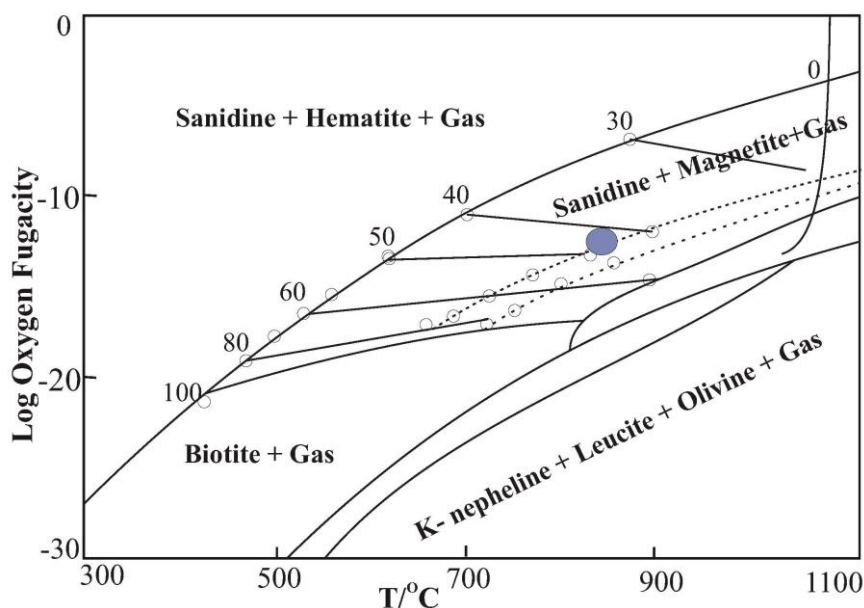


شکل ۴-۶. موقعیت ترکیب بیوتیت های توده گیدان در نمودار تغییرات نسبت $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ در مقابل Al^{IV} . که نشان دهنده نوع I بودن سنگ های این توده گرانیته ی گیدان است. محدوده های گرانیته های نوع I، A و شوشونیتی توسط جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2002) ارائه شده است. علائم مشابه شکل ۴-۲ هستند.

پ- تعیین گریزندگی اکسیژن

مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به ترکیب منشأ و محیط زمین ساختی آن وابسته است، به طوری که ماگماهای گرانیته مشتق شده از پوسته بالایی (نوع S)، معمولاً حالت احیائی دارند در حالی که گرانیته های حاصل از ذوب سنگ های آذرین قبلی (نوع I)، نسبتاً اکسیدان هستند (Johnson et al., 1989). حضور کانی های مگنتیت، اسفن، کوارتز همراه با بیوتیت های منیزیم دار، می تواند بیان گر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده سنگ های گرانیته ی گیدان باشد (Johnson et al., 1989).

Helmy et al., 2004; Wones, (1989; Enami et al., 1993). چنانکه در شکل (۴-۷) دیده می شود، در توده گیدان مقدار $\text{Log } f\text{O}_2$ برای سنگ های این توده برای یک محدوده دمایی ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی گراد در حدود 10^{-13} تا 10^{-14} بار است که نشان دهنده بالا بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل بیوتیت ها است (Wones and Eugster, 1965). بنا به عقیده آندرسون و همکاران (Anderson et al., 1995) توده های نفوذی مرتبط با کمان های آتشفشانی نسبت به توده های غیر کوهزایی در گریزندگی اکسیژن بالاتری متبلور می شوند و دارای مگنتیت بیشتری هستند. بنابراین گریزندگی اکسیژن بالا در ماگمای سازنده بیوتیت گرانیت ها و گرانودیوریت های توده گیدان تایید کننده یک محیط فرورانشی و کوهزایی برای تشکیل آنهاست. همچنین حضور مجموعه کانی های بیوتیت منیزیم دار و مگنتیت در سنگ های توده گیدان دلالت بر گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن در ماگماست (Ishihara, 1977) بیوتیت های گیدان دارای نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ بین ۴۰ تا ۵۰ هستند و در محدوده سانیدین + منیتیت در نمودار $\text{Log } f\text{O}_2$ نسبت به T (دما) قرار می گیرند که بیانگر تشکیل ماگمای والد این توده در فوگاسیته اکسیژن بالا و یک محیط فرورانش است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷. نمودار $\text{Log } f\text{O}_2$ نسبت به T (دما) برای بیوتیت های توده گیدان (Wones et al., 1965). ایزوپلیت ها نشان دهنده ی نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ هستند. گستره آبی رنگ نشان دهنده بیوتیت های توده ی گیدان است.

۴-۳-۲- شیمی فلدسپارها

فلدسپارها از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های توده نفوذی گپدان، دایک‌های درون آن و سنگ میزبان آن می‌باشد. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این کانی‌ها، تعداد ۵۶ نقطه از آنها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت که ۴۰ نقطه از نقاط آنالیز شده مربوط به فلدسپارهای موجود در توده گپدان می‌باشد و نتایج حاصل بر روی نمودار سه‌تایی Or- Ab- An (Elkins and Grove, 1990; Deer et al., 1986) ترسیم شد (شکل ۴-۸). پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌ها عمدتاً از نوع آندزین ($An\%=32-49$) و در گرانودیوریت‌ها عموماً الیگوکلاز تا آندزین ($An\%=22-49$) هستند (جدول ۴-۲ و شکل ۴-۸). ادخال‌های ریز پلاژیوکلاز داخل پتاسیم فلدسپارها نیز از نوع الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت ($An\%=24-54$) می‌باشند (شکل ۴-۸). محتوای Or پتاسیم فلدسپارها در بیوتیت گرانیت‌ها حدود ۸۹ تا ۹۵ درصد و در گرانودیوریت‌ها ۷۹ تا ۹۶ درصد است.

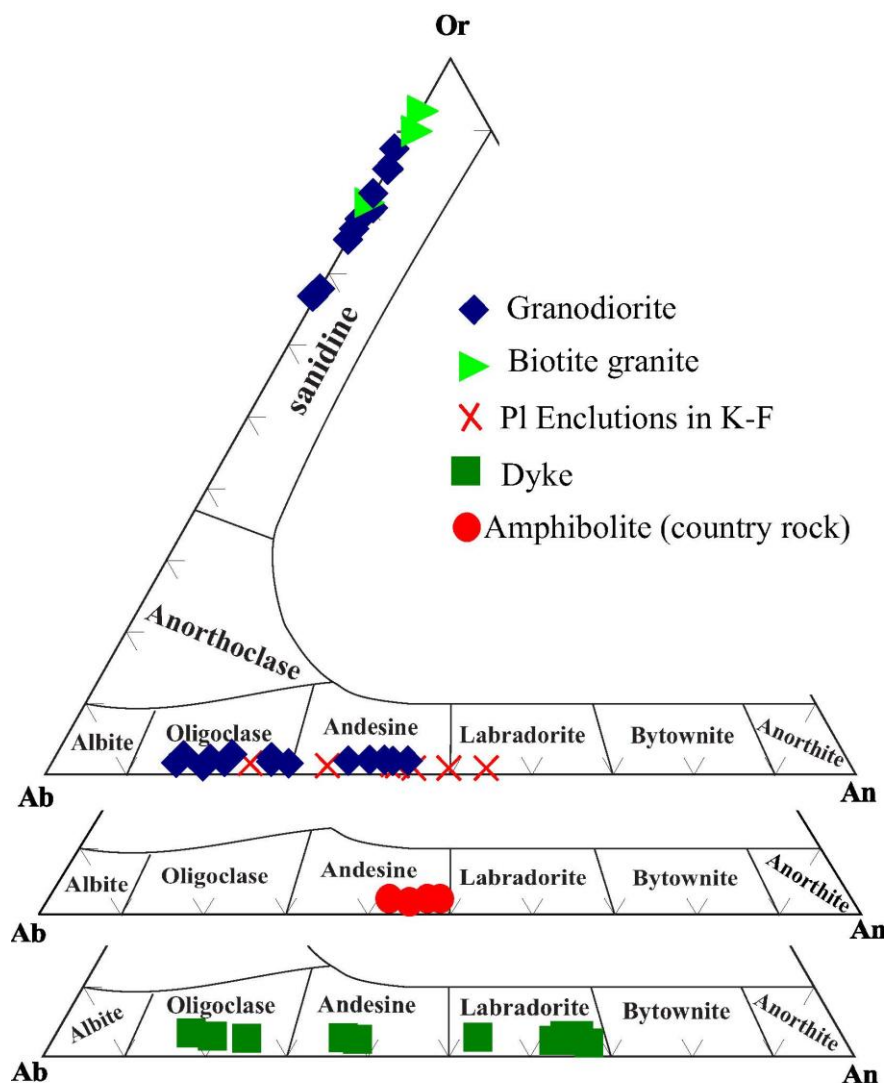
۴-۴- دایک‌های درون توده گپدان

۴-۴-۱- شیمی آمفیبول

الف- طبقه بندی آمفیبول‌ها

آمفیبول‌ها از سازندگان مهم سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شوند (Sial et al., 1998)، و در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما و فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) تشکیل می‌شوند (Stein and Dietl, 2001; Leake et al., 1997; Elkins and Grove, 1990).

برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها، از روش به هنجارسازی $13 e\ CNK$ یا روش ۱۳ کاتیون ($13\ cations = Si+Ti+Al+Fe+Mn+Mg$) استفاده شده که بهترین نتیجه را برای این کانی‌ها ارائه می‌کند (Cosca et al., 1991). مقادیر Si آمفیبول موجود در این دایک‌های تزریق شده در توده گپدان بین ۵/۷۸ تا ۵/۹۹ تغییر می‌کنند که بیان‌گر ماگمایی بودن آن‌ها می‌باشد (Leake et al., 1971). شکل ۴-۹.



شکل ۴-۸. ترکیب فلدسپارهای توده گیدان، سنگ‌های میزبان و دایک‌های درون آن در نمودار (آلبیت)-Ab- (آنورتیت) (Deer et al., 1986) Or (ارتوز) -An. گستره ترکیبی فلدسپارها در این سنگ‌ها، بین الیگوکلاز تا لابرادوریت و ارتوز تغییر می‌کند.

آمفیبول‌ها را می‌توان به چهار گروه طبقه‌بندی کرد (Leake et al., 1997) که شامل:

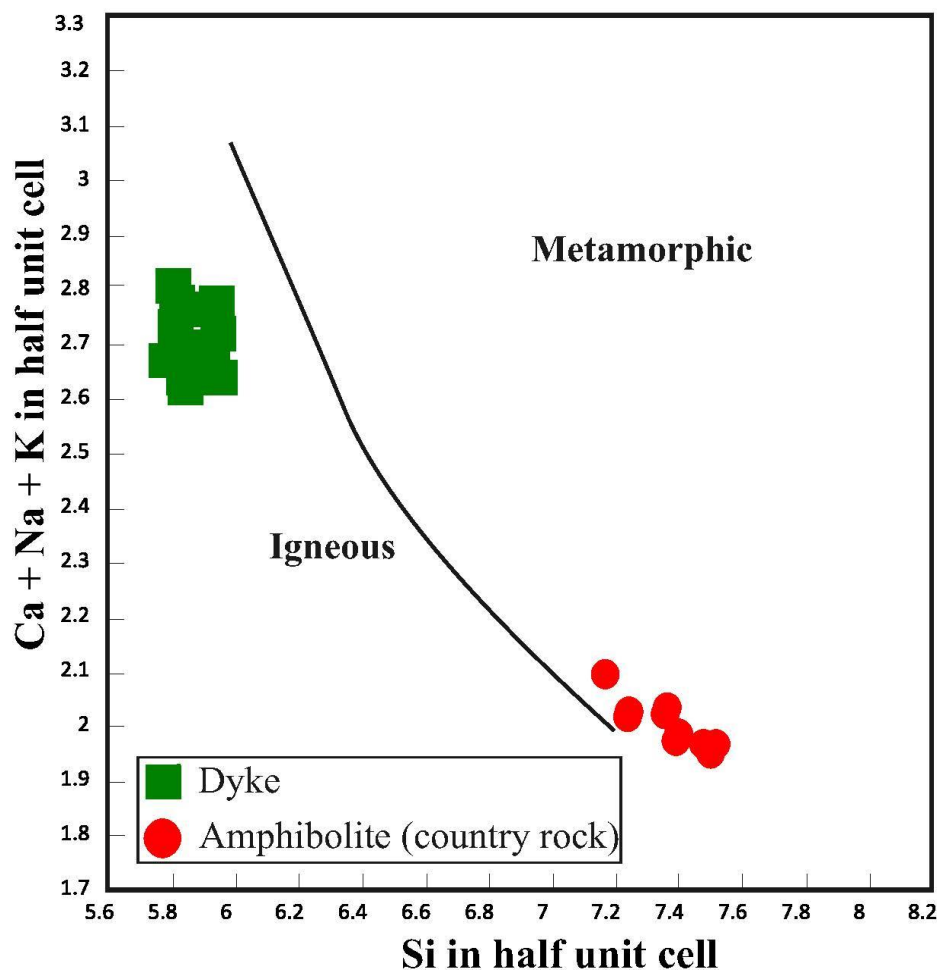
(۱) آمفیبول‌های $Li - Mg - Mn - Fe$ دار که در آنها $(Ca+Na)_B < 1$ و مجموعه یون‌های $(Li + Fe +)$

$(Mn + Mg > 1)$ می‌باشد.

(۲) آمفیبول‌های کلسیک که با داشتن $(Ca+Na)_B \geq 1$ ، $Na_B < 0.05$ و مقدار $Ca_B > 1.50$ مشخص

می‌شوند.

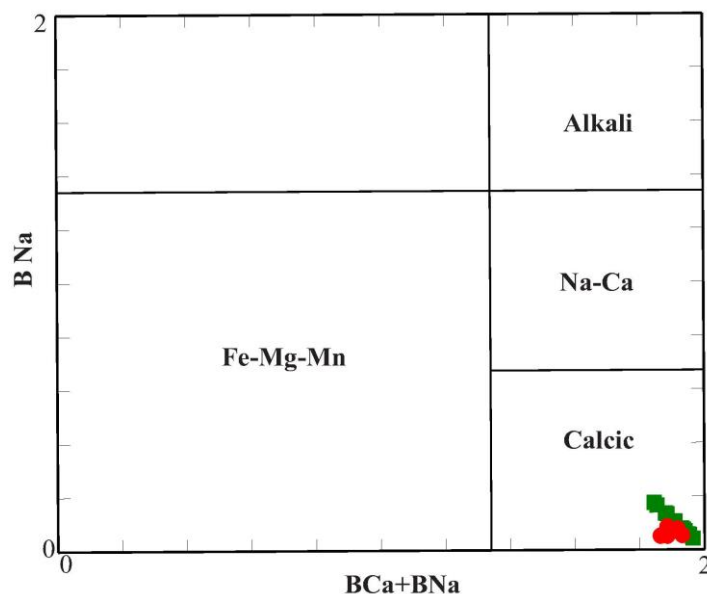
(۳) آمفیبول‌های کلسیک-سدیک که دارای $0.5 < Na_B < 1.50$ و $(Ca+Na)_B \geq 1$ هستند.



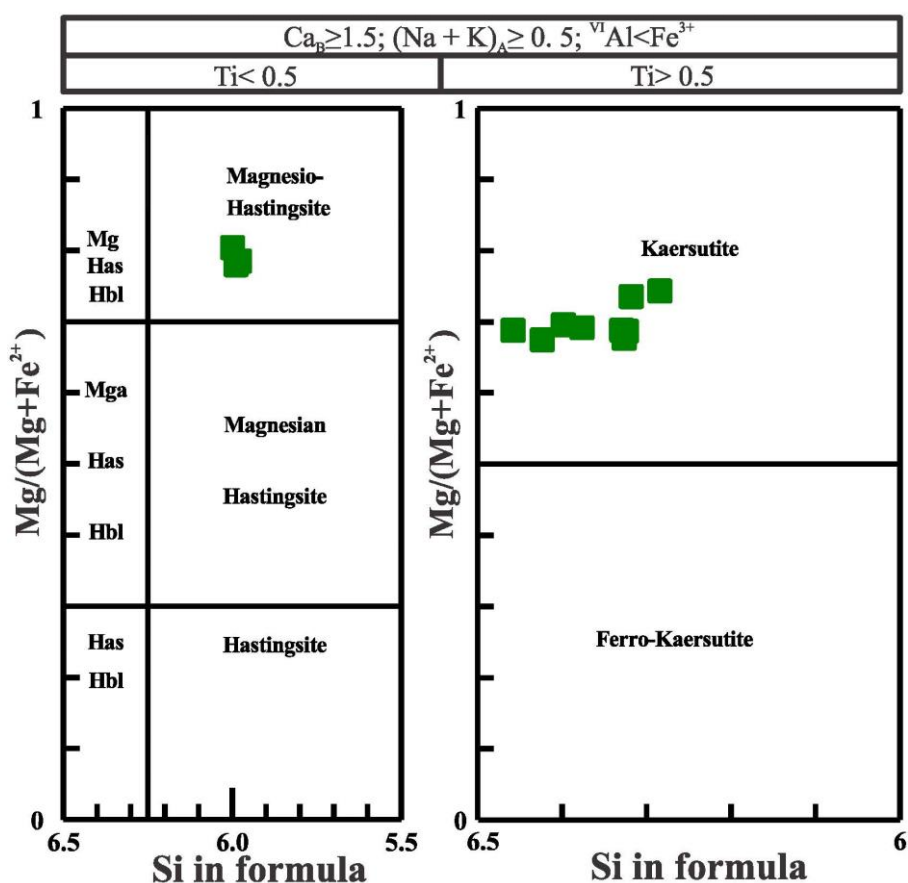
شکل ۴-۹. نمودار تفکیک آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی (Leake, 1971). این نمودار بیانگر ماگمایی بودن تمامی آمفیبول‌های موجود در دایک‌های میکرودیوریتی موجود در توده گپدان است. همچنین آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های میزبان توده (آمفیبولیت‌ها) نیز دارای ماهیت دگرگونی هستند.

۴) آمفیبول‌های سدیک که دارای $Na_B \geq 1.50$ هستند.

آمفیبول‌های آنالیز شده نیز دارای $(Ca+Na)_B$ بین $1/8$ تا $1/9$ بوده و در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰). از نمودار $Mg/Mg+Fe^{2+}$ در مقابل Si برای تقسیم بندی جزئی‌تر آمفیبول‌های کلسیک استفاده می‌شود و می‌توان آن‌ها را به شش گروه تقسیم نمود که در شکل ۴-۱۱ نشان داده شده است. در این نمودار آمفیبول‌های موجود در دایک‌های میکرودیوریتی، در محدوده کرسوتیت و مگنزیوهستینگزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۰. نمودار طبقه‌بندی دوتایی BNa در مقابل BCa+BNa برای آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997, 2003)، که نشان می‌دهد همه آمفیبول‌های مطالعه شده در گروه کلسیک قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۴-۸ می‌باشد.



شکل ۴-۱۱. نمودار Si – Mg/Mg+Fe برای تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997). آمفیبول‌های دایک‌های میکرودیوریتی گپدان در محدوده مگنزیوهستنیگزیت و کرسوتیت قرار می‌گیرند.

طبقه بندی جدید آمفیبول‌ها (Hawthorne et al., 2012):

طبقه بندی جدید ارائه شده در اینجا بر اساس فرمول شیمیایی آمفیبول است که با الکترومیکروپروب یا تکنیک ژئوشیمی حاوی مواد فرار اندازه گیری می‌شود که با اضافه کردن داده‌های آنالیز ساختاری و طیف سنجی تکمیل شده است. این طبقه بندی، جهت نامگذاری آمفیبول‌ها در نمونه دستی یا مقاطع میکروسکوپی مورد استفاده قرار نمی‌گیرد (Hawthorne et al., 2012).

طرح طبقه بندی جدید بر اساس مفاهیم زیر است:

(۱) تمام ترکیبات بنیانی متمایز کننده داخل فرمول آمفیبول، به عنوان ریشه نامگذاری مدنظر قرار گرفته‌اند.

(۲) یون‌های خاص نظیر $[Na^+, Mg^{2+}, Al^{3+}, Si^{4+}, (OH)^-]$ اهمیت جزئی در نامگذاری دارند.

(۳) سایر یون‌ها که در جایگاه‌های خاص در ساختار آمفیبول قرار می‌گیرند و به عنوان پیشوند استفاده می‌شوند تا ترکیب آمفیبول را مشخص کنند (جدول ۴-۴).

در این نامگذاری آمفیبول‌ها را بر اساس مقدار Ti به دو گروه تقسیم بندی می‌کنند:

(۱) آمفیبول‌های دارای کلر، فلوئور و عامل OH یا $^W(OH, F, Cl)$ که در آن‌ها مقدار $Ti < 0.5$ است.

(۲) اکسی آمفیبول‌ها یا WO که در آن‌ها مقدار $Ti > 0.5$ است.

$^W(OH, F, Cl)$ شامل موارد زیر هستند:

(۱) آمفیبول‌های منیزیم-آهن و منگنزدار

(۲) آمفیبول‌های کلسیک

(۳) آمفیبول‌های سدیک-کلسیک

(۴) آمفیبول‌های سدیک

(۵) آمفیبول‌های لیتیم دار

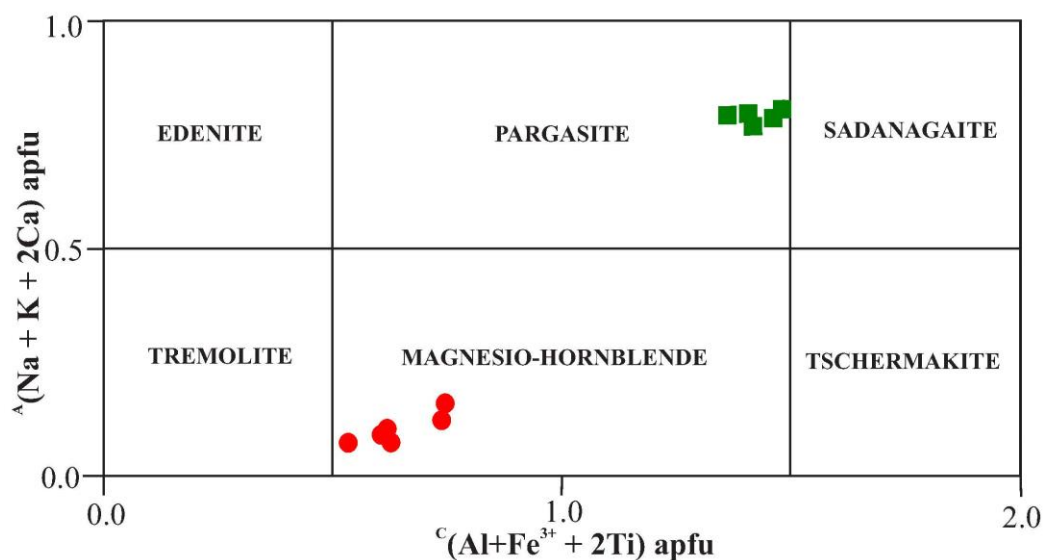
(۶) آمفیبول‌های سدیم (منیزیم-آهن - منگنز)دار

(۷) آمفیبول‌های لیتیم (منیزیم-آهن - منگنز)دار

(۸) آمفیبول‌های لیتیم-کلسیم دار

آمفیبول‌های ^{w}O : در این آمفیبول‌ها کاتیون‌های دارای ظرفیت بالایی ($>3^+$) که در جایگاه M1 و M2 (جایگاه‌های مشخص داخل آمفیبول‌ها) قرار می‌گیرند، به چهار گروه دارای تفاوت‌های اساسی تقسیم بندی می‌شوند. این چهار گروه جزو آمفیبول‌های کلسیم و سدیم دار هستند و می‌توان از پیشوندهای Ferro و Ferri برای نامگذاری دقیق‌تر آن‌ها استفاده کرد.

سه مورد از این آمفیبول‌ها (با نام‌های ریشه ای Obertiite, Ungarettiite و Dellaventuraite) کمیاب هستند و می‌توان با اندازه‌گیری مقادیر OH آن‌ها را از یکدیگر تفکیک کرد. با این وجود، در مورد کرسوتیت بحث متفاوت است چون یک آمفیبول رایج بوده و از لحاظ پتروگرافی مهم می‌باشد. بنابراین برای شناسایی کرسوتیت از بقیه آمفیبول‌ها از مقدار Ti موجود در ترکیب آن استفاده می‌شود، کرسوتیت با داشتن $^{c}Ti > 0.50$ apfu قابل تشخیص است. بر اساس این طبقه بندی، تعدادی از نقاط آنالیز شده آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها دارای $Ti < 0.5$ می‌باشند و از نوع پارگازیت می‌باشند (شکل ۴-۱۲). اما تعدادی از نقاط آنالیز شده از این آمفیبول‌ها دارای $Ti > 0.5$ می‌باشند و جزء گروه آمفیبول‌های ^{w}O می‌باشند. جهت تقسیم بندی دقیق‌تر این آمفیبول‌ها از جدول ۴-۴ استفاده شده است، بر اساس این جدول مشخص می‌شود که این آمفیبول‌ها از نوع کرسوتیت می‌باشند.



شکل ۴-۱۲. نمودار طبقه بندی آمفیبول‌های کلسیم دار (Hawthorne et al., 2012). علائم مشابه شکل ۴-۸ می‌باشد.

جدول ۴-۴. پیشوندهای استفاده شده در نامگذاری آمفیبول‌ها.

Prefix	Meaning (apfu)	Not applicable to
Chloro	Cl > OH, F	Oxo-amphiboles
Chromio	${}^{\text{C}}\text{Cr} > {}^{\text{C}}\text{Al}, {}^{\text{C}}\text{Fe}^{3+}, {}^{\text{C}}\text{Mn}^{3+}$	Amphiboles which do not contain trivalent cations in their root formulae*
Ferri †	${}^{\text{C}}\text{Fe}^{3+} > {}^{\text{C}}\text{Al}, {}^{\text{C}}\text{Cr}, {}^{\text{C}}\text{Mn}^{3+}$	Amphiboles which do not contain trivalent cations in their root formulae*, plus riebeckite, arfvedsonite, hastingsite
Ferro	${}^{\text{C}}\text{Fe}^{2+} > {}^{\text{C}}\text{Mg}, {}^{\text{C}}\text{Mn}^{2+}$	Any amphibole whose ferro-end-member has a trivial name: tremolite, cummingtonite, grunerite, hastingsite, riebeckite, arfvedsonite, rootname 16
Fluoro	F > OH, Cl	Oxo-amphiboles
Magnesio	${}^{\text{C}}\text{Mg} > {}^{\text{C}}\text{Fe}^{2+}, {}^{\text{C}}\text{Mn}^{2+}$	All amphiboles except riebeckite, arfvedsonite, hastingsite, hornblende
Mangano	${}^{\text{C}}\text{Mn}^{2+} > {}^{\text{C}}\text{Mg}, {}^{\text{C}}\text{Fe}^{2+}$	
Mangani	${}^{\text{C}}\text{Mn}^{3+} > {}^{\text{C}}\text{Al}, {}^{\text{C}}\text{Cr}, {}^{\text{C}}\text{Fe}^{3+}$	Amphiboles that do not contain trivalent cations in their root formulae*
Oxo	${}^{\text{W}}\text{O}^{2-} > \text{OH} + \text{F} + \text{Cl}$	Oxo-amphiboles where Ti = 1 <i>apfu</i> in the root formula‡, plus ungarettiite
Potassic	${}^{\text{A}}\text{K} > {}^{\text{A}}\text{Na}, {}^{\text{A}}\text{Ca}, {}^{\text{A}}\square$	Amphiboles that do not contain A-site cations in their root formulae§
Zinco	${}^{\text{C}}\text{Zn} > {}^{\text{C}}\text{Mg}, {}^{\text{C}}\text{Fe}^{2+}$	

* Tremolite, actinolite, edenite, richterite, anthophyllite, rootnames 1 and 3, cummingtonite, grunerite.

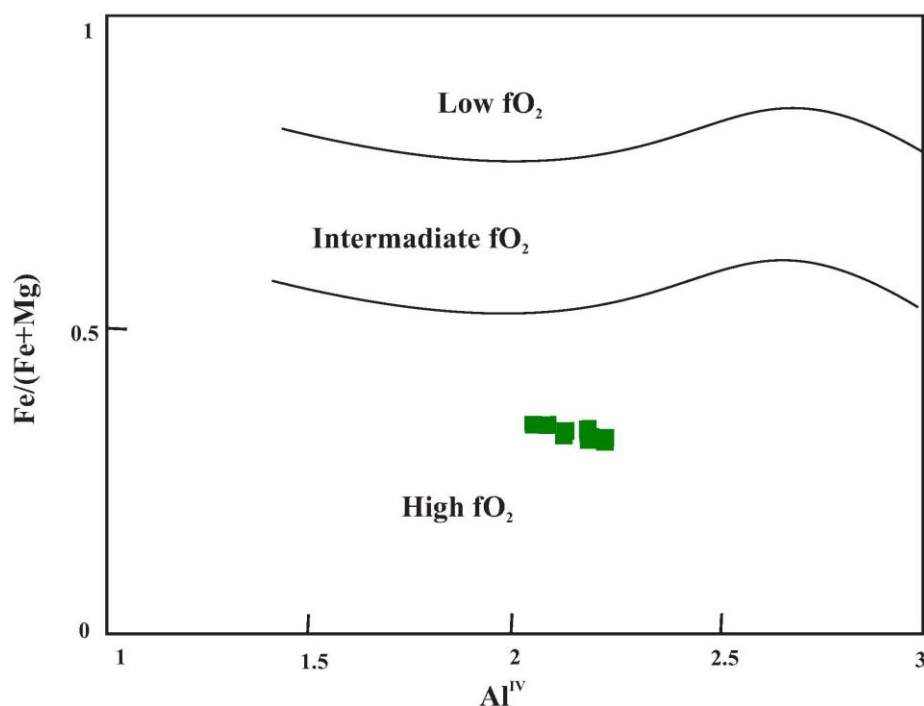
† Where it is known that Fe^{3+} is involved in dehydrogenation via the oxo-component (${}^{\text{W}}\text{O}^{2-}$), the prefix ferri- is assigned on the basis of $[{}^{\text{C}}\text{Fe}^{3+} - {}^{\text{M}(1,2)}\text{Fe}^{3+}]$ if ${}^{\text{M}(1,2)}\text{Fe}^{3+}$ is known. If the oxo-component is not known, *ferri*- is assigned on the basis of ${}^{\text{C}}\text{Fe}^{3+}$.

‡ Obertiite, dellaventuraite, kaersutite.

§ Tremolite, actinolite, magnesio-hornblende, tschermakite, winchite, barrosite, glaucophane, riebeckite, dino-holmquistite, cummingtonite, grunerite, rootname 3, anthophyllite, gedrite, holmquistite.

ب- ارزیابی فوگاسیته اکسیژن

میزان فوگاسیته یک ماگما به محیط زمین ساختی بستگی دارد که ماگما در آن تشکیل می‌شود. ماگمایی که در مرز صفحه‌های همگرا تشکیل می‌شود دارای فوگاسیته اکسیژن بالایی است و Mg و Fe^{3+} بالایی دارد (Ewart, 1979). بر پایه‌ی رده بندی آندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، مقدار Fe^{3+} میان صفر تا ۰/۶ نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن، مقدار ۰/۶ تا ۰/۸ نشان دهنده فوگاسیته متوسط اکسیژن و مقدار ۰/۸ تا ۱ نشان دهنده فوگاسیته کم اکسیژن است. مقدار Fe^{3+} در آمفیبول‌های بررسی شده ۰/۳ تا ۰/۳۰ بوده و نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن است. به عقیده آندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) آمفیبول‌های دارای $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg) > 0.3$ برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن کارآمد هستند. آمفیبول‌های موجود در دایک‌های توده گپدان دارای این شرایط هستند و در نمودار Al^{IV} در برابر $Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg)$ در گستره فوگاسیته بالای اکسیژن جای می‌گیرند (شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۳. نمونه‌های آمفیبول موجود در دایک‌های توده گرانیتوئیدی گپدان در نمودار پیشنهادی آندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995).

۴-۲- شیمی فلدسپار

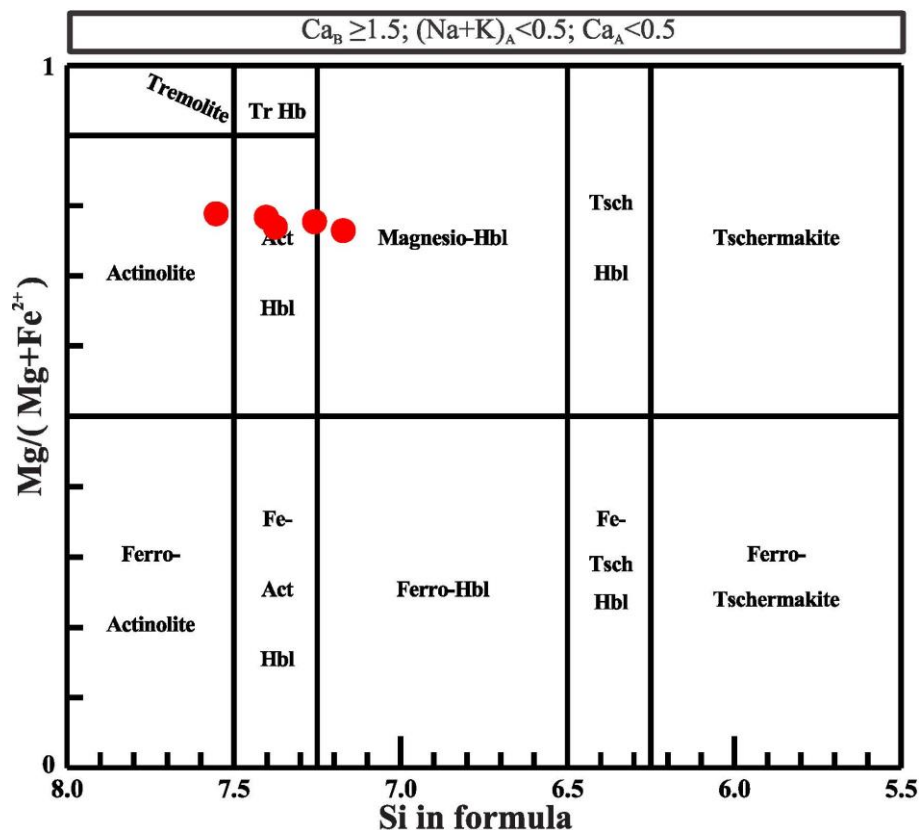
به منظور نامگذاری فلدسپارهای موجود در دایک‌های درون توده گیدان از نمودار آلبیت $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab)، آنورتیت $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An)، اورتوکلاز KAlSi_3O_8 (Or)، استفاده شده است (Deer et al., 1986). بر اساس این نمودار ترکیب فلدسپارهای دایک‌های درون توده در گستره ترکیبی الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت واقع شده است (شکل ۴-۸). تجزیه‌های نقطه ای از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز دایک‌ها منطقه بندی نوسانی دارند و حدکثر مقدار Ca در نزدیک حاشیه (Near Rim) اتفاق افتاده که از حکایت از تزریق پالس ماگمایی جدید در مخزن ماگمایی عمیق و سپس صعود ماگما به مناطق کم عمق تر (محل فعلی جایگزینی دایک) دارد (جدول ۴-۲).

۴-۵- سنگ‌های میزبان توده گیدان

۴-۵-۱- شیمی آمفیبول

آمفیبول موجود در سنگ میزبان توده گرانیتوئیدی گیدان برای طبقه بندی آمفیبول‌ها و نیز سایر محاسبات نظیر فشارسنجی و دماسنجی، تجزیه شده است (جدول ۴-۳). مقادیر Si آمفیبول سنگ میزبان توده بین ۷/۱۷ تا ۷/۵۵ متغیر می‌باشد (Leake et al., 1997، شکل ۴-۹). در بعضی موارد این آمفیبول‌ها دارای حاشیه گرد هستند که این نشان دهنده تشکیل آنها از یک منشأ بازالتی است که تحت شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

بر پایه‌ی طبقه بندی (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های بررسی شده با $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1$ و $\text{Na}_{\text{B}} < 0.05$ و مقدار $\text{Ca}_{\text{B}} > 1.50$ از گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند (شکل ۴-۱۰). در این رده بندی (Leake et al., 1997)، آمفیبول‌های سنگ میزبان این توده اکثراً در زیرگروه منیزیوهورنبلند و یکی از نقاط در محدوده اکتینولیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴. نمودار Si – Mg/Mg+Fe برای تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997). آمفیبول‌های کلسیک سنگ‌های میزبان توده گیدان در محدوده مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت واقع شده‌اند.

طبق طبقه‌بندی جدید (Hawthorne et al., 2012)، تمامی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های میزبان توده دارای $Ti < 0.5$ می‌باشند و در گروه $W(OH, F, Cl)$ قرار می‌گیرند. جهت نامگذاری دقیق‌تر آن‌ها از نمودار $^C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$ در مقابل $^A(Na + K + 2Ca)$ استفاده شد (شکل ۴-۱۲). همانگونه که مشاهده می‌شود این آمفیبول‌ها از نوع منیزیوهورنبلند هستند.

۴-۵-۲- شیمی فلدسپار

برای بررسی ترکیب شیمیایی فلدسپارها در سنگ میزبان توده گیدان این کانی‌ها تجزیه شده‌اند (جدول ۴-۲). نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها در آمفیبولیت از $An=42.2$ تا $An=48.2$ متغیر می‌باشد و این نتایج بر روی نمودار سه تایی ارتوز (Or)، آلبیت (Ab) و آنورتیت

(An) ترسیم شده است (Deer et al., 1986) که نشان می‌دهد پلاژیوکلازهای مورد مطالعه از نوع آندزین هستند (شکل ۴-۸).

۴-۶- شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور توده گیدان، سنگ های میزبان و دایک‌ها

مجموعه کانیاپی و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، ارتباط تنگاتنگی با تحول و تبلور ماگما دارد؛ به نحوی که با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان به ارزیابی پارامترهای فیزیکی (فشار و دما) پرداخت. در زیر، از ترکیبات کانی‌های اصلی توده گیدان و دایک‌های آن برای ارائه اطلاعات مناسب درباره طبیعت، دما و فشار ماگمای والد آن‌ها در طول تبلور استفاده شده است. همچنین از ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و آمفیبول های موجود در سنگ های میزبان این توده برای بررسی و تعیین شرایط دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق توده در این سنگ ها استفاده شده است.

۴-۶-۱- زمین دما- فشارسنجی با استفاده از ترکیب بیوتیت

بیوتیت یک کانی شاخص مهم برای بررسی تحولات ژئوشیمیایی ماگمای والد است. این کانی فاز آهن و منیزیم‌دار اصلی در سنگ‌های توده گیدان است، و نشان‌دهنده تبلور از یک منشأ ماگمای هیدراته حاوی حداقل ۵٪ فاز سیال (OH، F و Cl) می‌باشد.

محتوای Ti در بیوتیت به وسیله دما کنترل می‌شود و می‌تواند به عنوان یک ژئوترمومتر استفاده شود (Henry et al., 2005). بر اساس فرمول تجربی ارائه شده توسط هنری و همکاران (Henry et al., 2005)، دمای تبلور بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های بیوتیت گرانیتی توده گیدان حدود ۸۴۷ تا ۸۵۱°C و برای گرانودیوریت‌ها ۸۵۰ تا ۸۵۷ °C بدست می‌آید (جدول ۴-۱). گاه‌ا‌ ادخال‌هایی از بیوتیت داخل پتاسیم فلدسپار دانه درشت دیده می‌شود که این ادخال‌ها نیز آنالیز شده‌اند. همانطور که در جدول (۴-۱) مشاهده می‌شود هیچ تفاوتی بین دمای تبلور آن‌ها و سایر بیوتیت‌ها تشکیل نمی‌شود و به نظر می‌رسد ادخال‌های بیوتیت آن‌ها در دمای مشابه با سایر بیوتیت‌ها تشکیل یا به تعادل رسیده‌اند (۸۵۰°C).

تا ۸۵۷ درجه سانتی گراد).

$$T = \{(\ln(Ti) 2.3594 + 1.7283 (X_{Mg})^3)/4.6482 * 10^{-9}\}^{0.333} \quad \text{معادله (۴-۱)}$$

یک ارتباط مثبت بین مقدار Al^T بیوتیت با فشار تشکیل این کانی وجود دارد. لذا مقدار Al^T موجود در بیوتیت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌تواند به عنوان یک ژئوبارومتر بکار گرفته شود و از طریق معادله تجربی زیر محاسبه گردد (معادله ۴-۲؛ Uchida et al., 2007).

$$P(kb) = 3.03 \times Al^T - 6.53 (\pm 0.33) \quad \text{معادله (۴-۲)}$$

در اینجا Al^T مقدار کل Al موجود در بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. استفاده از معادله (۴-۲) برای بیوتیت‌های گیدان نشان می‌دهد که بیوتیت گرانیت‌ها، در عمق حدود ۴ تا ۵/۴ کیلومتر (± 1 کیلومتر) و گرانودیوریت‌ها در عمق ۱/۷ تا ۳/۳ کیلومتر (± 1 کیلومتر) متبلور شده‌اند (جدول ۱). ادخال‌های بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی گیدان نیز کمترین اعماق را نشان می‌دهند ($1/8 - 1/2$ کیلومتر).

۴-۶-۲- زمین دما-سنجی با استفاده از ترکیب دو فلدسپار

کسر مولی اعضای انتهایی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی گیدان برای استفاده از دماسنجی دو فلدسپار محاسبه شد (جدول ۴-۲). از آنجایی که پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی هستند، مرکزها و حاشیه‌های آنها به طور جداگانه مدنظر قرار گرفتند. پاتیرکا (Putirka, 2008) یک دماسنج دقیق و قابل ملاحظه‌ای ارائه داد (معادله ۴-۳) که به وسیله این معادله می‌توان دما را با دقت $30^\circ C$

$$T(^{\circ}C) = \frac{-442 - 3.72(kbar)}{-0.11 + 0.11 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{Kfs}}{X_{Ab}^{Pl}} \right) - 3.27(X_{An}^{Kfs}) + 0.098 \ln(X_{An}^{Kfs}) + 0.52(X_{An}^{Pl} X_{Ab}^{Pl})} \quad \pm \text{توسط آن بدست آورد.}$$

معادله (۴-۳)

در اینجا X_{Ab}^{Kfs} و X_{An}^{Kfs} به ترتیب کسرهای مولی آل‌بیت و آنورتیت در پتاسیم فلدسپار هستند. و X_{Ab}^{Pl} و X_{An}^{Pl}

نیز کسرهای مولی آنورتیت و آلبیت در پلاژیوکلاز می باشند.

دماهای بدست آمده از معادله (۳-۴) برای فلدسپارهای موجود در گرانودیوریت‌های گیدان 661°C - ۵۵۵ و برای بیوتیت گرانیت‌ها $734-747^{\circ}\text{C}$ است (جدول ۴-۲). دماهای بدست آمده برای گرانودیوریت‌ها کمتر از دمای تبلور ماگماهای گرانیتی است (تقریباً 720°C)، و قطعاً مربوط به توقف تبادل و تعادل نهایی دوباره فلدسپارها در شرایط ساب سالدوس (حالت جامد) گرانیت‌ها است.

۴-۶-۳- فشارسنجی با استفاده از ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز

کانی آمفیبول بهترین کانی برای دماسنجی و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالک آکالن است. این کانی در بازه دمایی (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشاری (۱ تا ۲۳ کیلوبار) گسترده‌ای پایدار است (Leake et al., 1997; Stein and Dietl, 2001). آمفیبول‌های بررسی شده دارای $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ برابر ۰/۲۵ تا ۰/۳۶ هستند و در بازه صفر تا ۰/۶ قرار می‌گیرند (فوگاسیته اکسیژن بالا). از این رو، برای فشارسنجی کارآمد هستند (Anderson and Smith, 1995). برای محاسبه فشار از روش Schmidt (1992) استفاده شده است (معادله ۴-۴). بر اساس پارامتر Al_{total} در برابر $\text{Fe}_{\text{total}}/(\text{Fe}_{\text{total}}+\text{Mg})$ آمفیبول‌های موجود در دایک‌های درون توده گرانیتوئیدی گیدان در محدوده‌ی فشار ۵ تا ۷ کیلوبار قرار می‌گیرند (عمق تقریبی ۱۵ تا ۲۱ کیلومتر) متبلور شده‌اند (Schmidt, 1992)، شکل ۴-۱۵).

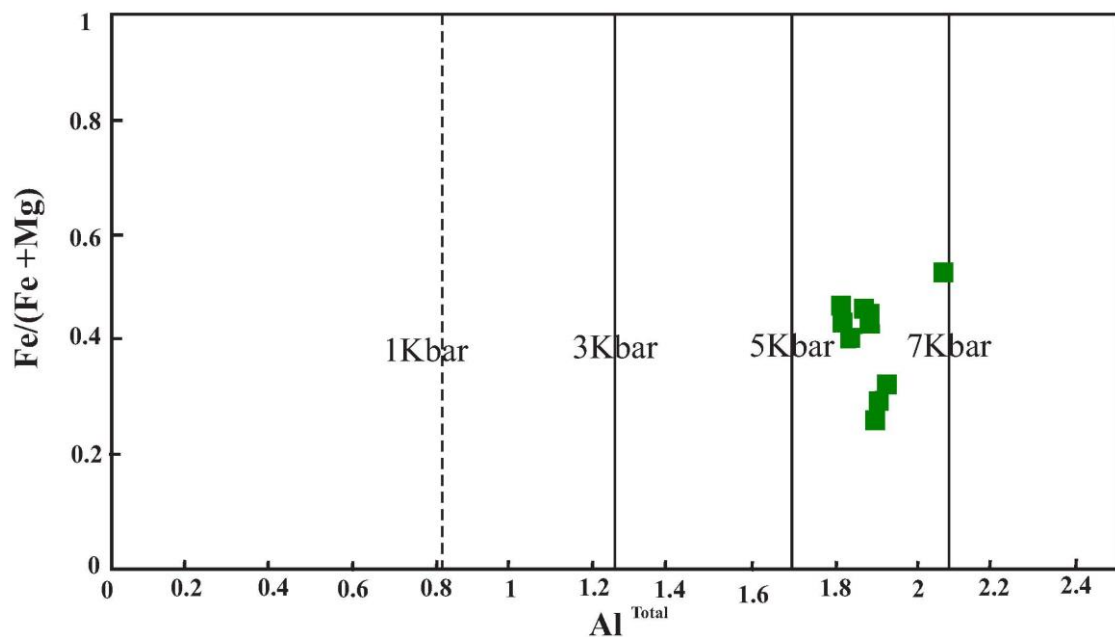
$$P = 4.76 \text{ AlT} - 3.01 \text{ Kbar} \quad \text{معادله (۴-۴)}$$

هولند و بلندی (Holland and Blundy, 1990) و بارومتري را مطرح کردند، که برای نمونه‌های طبیعی سنگ‌های دگرگونی (رخساره‌های شيست سبز و گرانولیت) و همچنین برای انواع مافیک تا اسیدی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی نتایج خوبی را ارائه می‌کند (معادله ۴-۵). این بارومتر برای مجموعه سنگ‌هایی با پلاژیوکلاز حاوی $\text{An} < 92$ و آمفیبول دارای Si کمتر از ۷/۸ مناسب است، و این

شرایط برای سنگ‌های آمفیبولیتی میزبان توده گپدان حاکم است و لذا از آن می‌توان برای تعیین فشار تشکیل این سنگ‌ها استفاده نمود.

$$P = 5.03 \text{ AlT} - 3.53 \text{ kbar} \quad \text{معادله (۴-۵)}$$

همانطور که در جدول ۴-۳ نشان داده شده، مراکز پورفیروبلاست‌های هورنبلندی که دارای اندازه بزرگتر از 2mm هستند، عمق ۴/۶ تا ۵/۶ کیلومتر را نشان می‌دهد، در حالیکه هورنبلند دانه متوسط و حاشیه پورفیروبلاست عمق ۱/۱ تا ۱/۶ کیلومتر را نشان می‌دهند، که دارای سازگاری خوبی به ترتیب با اعماق برآورد شده برای بیوتیت گرانیتهای و گرانودیوریت‌های توده گپدان بر اساس بارومتر بیوتیت است (جدول ۴-۱ و ۴-۳).



شکل ۴-۱۵. نمودار Al^{Total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ که محدوده فشار تشکیل آمفیبول دایک‌های درون توده گپدان را نشان می‌دهد (Schmidt, 1992).

فصل پنجم

نتیجه گیری

نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی گپدان در ۵۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان واقع شده است و به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان محسوب می‌شود. این توده در داخل منشورهای به هم افزوده کمپلکس نه (Neh) جایگیری نموده و دارای سن ائوسن میانی می‌باشد. از نظر ترکیب سنگ‌شناسی این توده را می‌توان به ۲ بخش تقسیم نمود که شامل: (۱) بیوتیت گرانیت‌ها در حاشیه توده، (۲) گرانودیوریت‌ها در مرکز توده. دایک‌های موجود در منطقه دارای ترکیب میکرودیوریتی بوده و با روند شمالی - جنوبی این توده را قطع نموده‌اند. ترکیب میکاهای آنالیز شده از توده گرانیتوئیدی گپدان در قلمرو بیوتیت قرار گرفته است. بیوتیت یک کانی شاخص مهم برای بررسی تحولات ژئوشیمیایی ماگما والد است. بر اساس نمودارهای ترسیم شده بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی گپدان غنی از MgO و TiO_2 بوده و عمدتاً در قلمرو بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) قرار می‌گیرند. بیوتیت‌ها ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای والد را نشان می‌دهند و لذا یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین ساختی گرانیت‌ها محسوب می‌شوند. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده گپدان مشخص نمود که ماگمای والد آن‌ها از نوع I و کالک آلکالن بوده که در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. کالک آلکالن و فرورانشی بودن محیط تشکیل این توده گرانیتوئیدی با تحقیقات سایر پژوهشگران نیز سازگار است و محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان را با استفاده از شیمی کانی و شیمی سنگ کل تعیین کرده و نشان داده بودند که آن‌ها در یک جایگاه زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به ترکیب منشأ و محیط زمین ساختی آن وابسته است. در توده گپدان مقدار $\log fO_2$ برای سنگ‌های این توده برای یک محدوده دمایی ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی گراد در حدود 10^{-13} تا 10^{-14} بار است که نشان دهنده گریزندگی اکسیژن بالا در ماگمای والد این توده بوده است، که این مسئله بیانگر تشکیل ماگمای والد این توده در حاشیه فعال قاره‌ای است.

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای، ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گپدان، دایک و سنگ میزبان مشخص شد که بر این اساس به ترتیب پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌ها عمدتاً از نوع آندزین و در گرانودیوریت‌ها از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند. همچنین پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌ها عمدتاً از نوع الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت و در سنگ‌های میزبان (آمفیبولیت‌ها) از نوع آندزین هستند.

کانی‌های آمفیبول موجود در دایک‌ها از نوع کرسوتیت و منیزیوهستینگزیت و در سنگ میزبان توده گپدان از نوع اکتینولیت و منیزیوهورنبلند می‌باشد. بر طبق طبقه بندی جدید، آمفیبول‌ها را بر اساس مقدار Ti تقسیم بندی می‌کنند، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های میزبان توده به دلیل اینکه $Ti < 0.5$ دارند، در گروه ${}^w(OH, F, Cl)$ قرار می‌گیرند و از نوع منیزیوهورنبلند هستند. در حالی که آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها مربوط به هر دو گروه اصلی آمفیبول (${}^w(OH, F, Cl)$ و wO) هستند و از نوع پارگازیت و کرسوتیت می‌باشند.

فشارسنجی‌ها بیانگر تبلور ماگمای تشکیل دهنده توده در عمق ۴ تا ۵/۴ کیلومتر می‌باشد که سازگاری مناسبی با فشار سنجی سنگ‌های میزبان دارد که بر اساس شیمی آمفیبول و پلاژیوکلاز تخمین زده شده است (عمق ۴/۶ تا ۵/۶ کیلومتر).

نتایج حاصل از دماسنجی با استفاده از ترکیب بیوتیت نیز بیانگر دماهای ۸۴۷ تا ۸۵۱ درجه سانتی‌گراد برای بیوتیت گرانیت‌ها و ۸۵۰ تا ۸۵۷ درجه سانتی‌گراد برای گرانودیوریت‌ها است. دماهای بدست آمده با استفاده از شیمی فلدسپار برای گرانودیوریت‌ها ۵۵۵ تا ۶۶۱ درجه سانتی‌گراد و برای بیوتیت گرانیت‌ها ۷۳۴ تا ۷۴۷ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است. با توجه به اینکه دماهای بدست آمده برای گرانودیوریت‌ها کمتر از دمای تبلور ماگمای گرانیتی است، لذا قطعاً مربوط به توقف تبادل و تعادل نهایی دوباره فلدسپارها در شرایط ساب سالدوس می‌باشد.

منابع

آقاباتى ع، (۱۳۷۰) "نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰". طرح تدوین کتاب زمین-شناسی ایران.

آقاباتى ع، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

تخشای، ن، هوشمند زاده، د، زیادلو، د، سراوانی، م، سراوانی، ن، (۱۳۶۵) "گزارش پی جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان". انتشارات سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان، ۸۱ صفحه.

حسینی م، ر، (۱۳۸۱) "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های جنوب غرب زاهدان". پایان نامه‌ی ارشد، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران.

رضائی کهخائی م، (۱۳۸۵) "پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن (شمال غرب زاهدان)". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۱۰۲ صفحه.

رضائی کهخائی م، رهبر ر، قاسمی ح، (۱۳۹۶) "تعیین سن مجموعه‌ی نفوذی لخشک به روش اورانیوم-سرب روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت، شرق ایران". مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۲۵، صفحات ۱۲۲ - ۱۱۱.

رهبر ر، (۱۳۹۵) "تعیین سن ایزوتوپی اورانیوم - سرب توده‌های گرانیتوئیدی شمال زاهدان، جنوب شرق ایران". پایان نامه ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

سامانی ب، اشتري ش، (۱۳۷۱)، "تکوین زمین شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان". فصلنامه علمی علوم زمین، سال اول، شماره ۴، صفحات ۲۵-۱۴.

سراوانی فیروز م، کنعانیان ع، رضائی کهخائی م، قدسی م، (۱۳۹۶) "بررسی شیمی کانی بیوتیت در گرانیتوئید زرگلی، شمال غرب زاهدان". مجله یافته‌های نوین زمین شناسی کاربردی ۱۱، ۴۷۱-۴۵۷.

صادقیان م.، (۱۳۸۳) "ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان". رساله

دکتری، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران.

علی موسی ز.، (۱۳۹۵) "شیمی کانی سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن". پایان نامه ارشد، دانشکده

علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی ح.، صادقیان م.، کرد م.، خانعلی زاده ع.، (۱۳۸۸) "سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی

جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران". مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران ۱۷، صفحات ۵۷۸-

۵۵۱.

کرد م.، (۱۳۸۴) "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید، جنوب شرق زاهدان". پایان نامه

ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

کشتگر، ش.، (۱۳۸۴) "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت‌های زرگلی". پایان نامه ارشد،

دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۱۶۰ صفحه.

کنعانیان ع.، رضایی کهخایی م.، اسماعیلی د.، (۱۳۸۶) "سنگ شناسی و جایگاه زمین ساختی توده

گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران". مجله علوم زمین ۱۷، صفحات ۱۴۴ - ۱۲۶.

نوری ش.، (۱۳۹۵) "پترولوژی، ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان، شمال غرب

زاهدان". پایان نامه ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

Abdel-Rahman A.M. (1994) "**Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas**", Journal of Petrology, 35, 525-541.

Anderson J.L., Smith D.R. (1995) "**the effects of temperature and fO₂ on the Al – in hornblende barometer**", American Mineralogist, 80, 549-559.

Berberian M. (1983) "**Geological map of Iran at 1/100,000. Sheet 8148 Zahedan**", Geological survey of Iran, Teheran.

Berberian M., King G.C.P. (1981) "**Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran**", Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

Blundy J.D., Holland T.J. (1990) "**Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer**", Contributions to mineralogy and petrology, 104,

208-24.

- Camp V.E., Griffis R.J. (1982) "**Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran**", *Lithos*, 15, 221–239.
- Clemens J.D., Elburg M.A., Harris C. (2017) "**Origins of igneous microgranular enclaves in granites: the example of Central Victoria, Australia**", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172, 88.
- Cosca M.A., Essene E.J., Bowman J.R. (1991) "**Complete chemical analyses of metamorphic constrains on their P–T dependence**", *European Journal of Mineralogy*, 5, 231–291.
- Deer W.A., Howie, A., Zussman J. (1986) "**An interduction to the rock – forming minerals**", 17th ed., Longman Ltd, 528.
- Elkins L.T., Grove T.L. (1990) "**Ternary feldspar experiments and thermodynamic models**", *American Mineralogist*, 75, 544-559.
- Enami M., Suzuki K., Liou J.G. and Bird, D.K. (1993) "**Al–Fe³⁺ and F– OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence**", *European Journal of Mineralogy*, 5, 231–291.
- Ernst W.G., Liu J. (1998) "**Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer**", *American mineralogist*, 83,952-969.
- Ewart A. (1979) "**A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related silica volcanic rocks. In: Trondhjemites, dacite, and related rocks**", (Ed. Fred, B.) 12-101. Springer-Verlag, Berlin.
- Foster M.D., (1960) "**Interpretation of the composition of trioctahedral micas**", United States Geological Survey Professional Paper 354-B 11-46.
- Ghasemi H., Sadeghian M., Kord M., Khanalizadeh A. (2010) "**The evolution mechanism's of Zahedan granitoidic batholith, southeast Iran**", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17, 551-578.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) "**Nomenclature of the amphibole supergroup**", *American Mineralogist*, 97, 2031-2048.
- Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali, S.M. (2004) "**Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. Journal of African**", *Earth*

- Sciences, 38, 255–268.
- Henderson p. (1984) "**Rare earth elements geochemistry**", Elsevier, 510 p.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) "**The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms**", American Mineralogist, 90, 316-328.
- Ishihara S. (1977) "**The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks**", Mining Geology, 27, 293 – 305.
- Jiang y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z. (2002) "**Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis**", Lithos, 63, 165 – 187.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) "**Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks**", Geology, 17, 837-841.
- Leake B.E. (1971) "**On aluminous and edenitic hornblendes**", Mineralogical Magazine, 38, 389-407.
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C. (2003) "**Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations**", The Canadian Mineralogist, 41, 1355-1362.
- Leake B.E., Woolly, A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.h., Rock N.M.S., Schmucher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N, Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) "**Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names**", European Journal of Mineralogy, 9, 623-651.
- Mason C., Moore C. B. (1982) "**Principles of geochemistry**", 4th ed., Wiley, NewYork, 334 p.
- Mc Call G.J.H. (1997) "**The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran**", Asian Earth science, 15/16, 517-531.
- Middlemost E.A. (1994) "**Naming materials in the magma/igneous rock system**",

- Earth Science Reviews, 37, 215-224.
- Nachit H., Ibhi A., Abia H., Ben Ohoud M. (2005) "**Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites**", C.R. Geosciences, 337, 1415-1420.
- Putirka K.D. (2008) "**Thermometers and barometers for volcanic systems**", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, 61-120.
- Rezaei-Kahkhaei M., Kananian A., Esmaily D., Asiabandha A. (2010) "**Geochemistry of the Zargoli Granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran**", Island Arc, 19, 259-276.
- 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., Wones D.R. (1998) "**Nomenclature of the micas**", Canadian Mineralogist, 36, 905-912.
- Rollinson H.R. (1993) "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**", Longman, Edinburgh Gate Publishing, 352 p.
- Sadeghian M., Bouchez, J.L. Nédélec A., Siqueira R., Valizadeh M.V. (2005) "**The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting**", Journal of Asian Earth Sciences, 25, 301-327.
- Schmidt M.W. (1992) "**Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer**", Contributions to mineralogy and petrology, 110, 304-310.
- Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M. (1998) "**Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil**", Journal of South American Earth Science, 11, 457-471.
- Simpson C., Wintsch R.P. (1989) "**Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite**", Journal of Metamorphic Geology, 7, 261–275.
- Spear J.A. (1984) "**Micas in igneous rocks**", In: Micas, Bailey, S.W., (ed): Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy, 13, 299 – 356.
- Stein E., Dietl E. (2001) "**Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald**", Mineralogy and Petrology, 72, 185-207.
- Stocklin J. (1968) "**Structural history and tectonics of Iran: A review**", American

- Association of Petroleum"**, Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.
- Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) "**A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks**", Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 136, 169-206.
- Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. (1983) "**The Sistan suture zone of eastern Iran**", Geological Society America Bulletin, 94, 134–150.
- Uchida E., Endo S., Makino M. (2007) "**Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits**", Resource Geology, 57, 47-56.
- Vernon R.H. (2004) "**A practical guide to rock microstructural**", Cambridge University Press, Cambridge.
- Walker R.T., Talebian M., Sloan R.A., Rasheedi A., Fattahi M., Bryant C. (2010) "**Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran**", Geophysical Journal International, 181, 221-228.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) "**Abbreviations for names of rock-forming minerals**", American mineralogist, 95, 185-187.
- Wilson M. (2007) "**Igneous Petrogenesis**", Chapman & Hall, London, 411.
- Winter J.D. (2001) "**An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology**", Prentice Hall, New Jersey.
- Wones D.R. (1989) "**Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks**", American Mineralogist, 74, 744– 749.
- Wones D.R., Eugster H.P. (1965) "**Stability of biotite: experiment, theory, and application**", American Mineralogist, 50, 1228-1272.
- Xianwu B., Ruizhong H., Hanley J.J., Mungall J.E., Jiantang P., Linbo S., Kaixing W., Yan S., Hongli L., Xiaoyan H. (2009) "**Crystallisation condition (T,P,f_{o2}) from mineral chemistry of Cu – and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan province, china** ", Miner Petrol, 96, 43-58.
- Zhang S.H., Zhao Y., Song B. (2006) "**Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block**", Mineralogy and Petrology, 87, 123-141.

Abstract

The 43 Ma Gapdan pluton located at NW of Zahedan is a part of Sistan Suture zone, Eastern Iran. The pluton is lithologically heterogeneous, and consists of granodiorite at center and biotite granite at margin, which were cut by several microdiorite dykes. The pluton consists of plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite, Fe-Ti oxide, zircon, apatite and alandite. The Gapdan rocks are mainly granular in texture, although they also show poikilitic, perthite and myrmekitic textures. Its country rocks are low to medium grade metamorphic rocks dominantly include biotite schist with subordinate amphibolite. Moreover, the Gapdan pluton hosts lots of enclaves from igneous and sedimentary origins that concentrate mostly in pluton margin. They are often surmicaceous and have an enrich layer of biotite in their margins. The enclaves are fine grain and consist of plagioclase + quartz + biotite $\pm$ epidote. Biotite is the only ferromagnesian mineral in the Gapdan granitoids, crystallized in $\sim 850^{\circ}\text{C}$ and suggests the granitoids are calc-alkaline and I-type, formed in an arc-related tectonic setting. Based on Al^{T} in biotite, the Gapdan biotite granites crystallized in 4-5.4 Km depth and granodiorites in 1.7- 3.3 km, supported by calculated depth for the Gapdan country rocks based on Al-in-hornblende barometer. Plagioclase in the Gapdan biotite granites are mainly andesine, and in granodiorites are from oligoclase to labradorite. Two-feldspar thermometry indicates the temperatures of and $\sim 734\text{-}747^{\circ}\text{C}$ for crystallization of biotite granites and $555\text{-}661^{\circ}\text{C}$ for granodiorites. The obtained temperatures for granodiorites are lower than granite solidus and might be related to feldspar reequilibrium in sub-solidus field. Based on the field and petrography observations and mineral chemistry, it seems that the basaltic magma produced by partial melting of the metasomatised mantle peridotites, intruded in the continental crust and provided a sufficient heat for partial melting of the crustal materials. Mixing of the differentiated basaltic and granitic melts produced hybrid magma(s). The hybrid magma(s) contaminated a lot with crustal sediments during ascending and especially at the emplacement stage, support by lots of metasedimentary enclaves of schist and surmicaceous presented in the pluton. The analyzed amphiboles belong to calcic amphibole, in which they are mostly kaersutite and magnesio-hastingsite in dykes and magnesio-hornblende in amphibolites. Al in amphibole thermo-barometers suggest the initial crystallization temperature and pressure are 894°C at a depth of 23.3km for magnesio-hastingsite in dykes which followed by kaersutite crystallization during the decreasing temperature up to 744°C at 12.3 km depth.

Keywords: Mineral chemistry, Biotite, Amphibole, Thermo-barometry, Gapdan, Sistan suture zone



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Petrology

Mineral chemistry of Gapdan granitoid rocks, NW Zahedan

By: Marziyeh Sheikhy

Supervisor:

Dr. Mahdi Rezaei- Kahkhaei

Advisor:

Dr. Habib Ghasemi

September 2018