

بررسی شیمی کانی آمفیبول در تعیین شرایط تشکیل توده گرانیتوئیدی شمال ساردوئیه (دشت شقین و دشت سرتشتک)

الله حسینی نسب^۱، محمد هاشم‌امامی^{۲*}، منصور وثوقی عابدینی^۱، غلامرضا تاجبخش^۳،
سید جمال شیخ ذکریایی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد اسلام شهر، دانشگاه آزاد اسلامی

۳- گروه زمین‌شناسی دانشگاه بزد، بزد

(دریافت مقاله: ۹۸/۸/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۱۲/۱۷)

چکیده: توده‌های نفوذی الیگومن-میوسن شمال ساردوئیه در پهنه ارومیه-دختر قرار دارد. ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها شامل کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانوفیر است، بررسی شیمی کانی‌ها در این منطقه نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیمی و از نوع اکتینولیت تا منیزیوهرنبلند قرار دارند. براساس همه روش‌های به کار رفته برای دما- فشارسنگی، این توده‌ها در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد با گریزندگی اکسیژن ۱۳/۵۷-۱۵/۷۶ و فشار پایین ۱ تا ۳ کیلوبار در عمق ۲۰ کیلومتری تشکیل شده‌اند، این آمفیبول‌ها وابسته به محیط فرورانش هستند که با ویژگی‌های زمین‌ساختی مانگمایی پیشنهادی برای این توده‌ها، یعنی محیط کرانه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش، همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: ساردوئیه؛ ارومیه دختر؛ گرانیتوئید؛ آمفیبول؛ دماسنگی؛ فشارسنگی.

سنگ‌های آتش‌شانی در این ایالت مانگمایی به طور گستردگی در قسمت شمال، شمال غرب زمین درز زاگرس- بلیتیس رخنمون دارد [۱۸]. در این پژوهش، توده‌های نفوذی یاد شده به صورت هر چند اجمالی ولی از زوایای مختلف زمین‌شناسی به ویژه سنگ‌نگاری و با بهره‌گیری از داده‌های شیمیایی کانی آمفیبول و روش‌های دما- فشارسنگی بررسی شده و شرایط تبلور و تعادل کانی‌ها در سامانه مانگمایی و جایگاه زمین‌ساختی آنها تعیین شده است.

روش بررسی

پس از بازدید و بررسی‌های صحرایی از منطقه شمال ساردوئیه، از سنگ‌های گرانیتوئیدی نمونه‌برداری شد و به منظور بررسی- های سنگ‌نگاری مقاطع نازک سنگی تهیه گردید. پس از

مقدمه

منطقه مورد بررسی در کمربند دهچ- ساردوئیه، در پهنه ارومیه- دختر قرار دارد. چند مدل زمین دینامیکی برای کمربند مانگمایی ارومیه- دختر توسط پژوهشگران مختلف مطرح شده است گروهی از پژوهشگران فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی را دلیلی برای رخداد فعالیت مانگمایی در این کمربند می‌دانند [۱-۶]. گروهی دیگر به فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا اشاره کرده‌اند [۷-۱۰]. پژوهشگرانی دیگر به الگوی کافت درون قاره‌ای برای فعالیت مانگمایی در این کمربند مانگمایی باور دارند [۱۱-۱۳]. برخی نیز دید خود را گسترش داده و کمان مانگمایی ارومیه- دختر را بخشی از یک ایالت مانگمایی وسیع برآمده از همگرایی بین صفحه آفریقا-عربی و اوراسیا دانسته‌اند [۱۴-۱۷] که

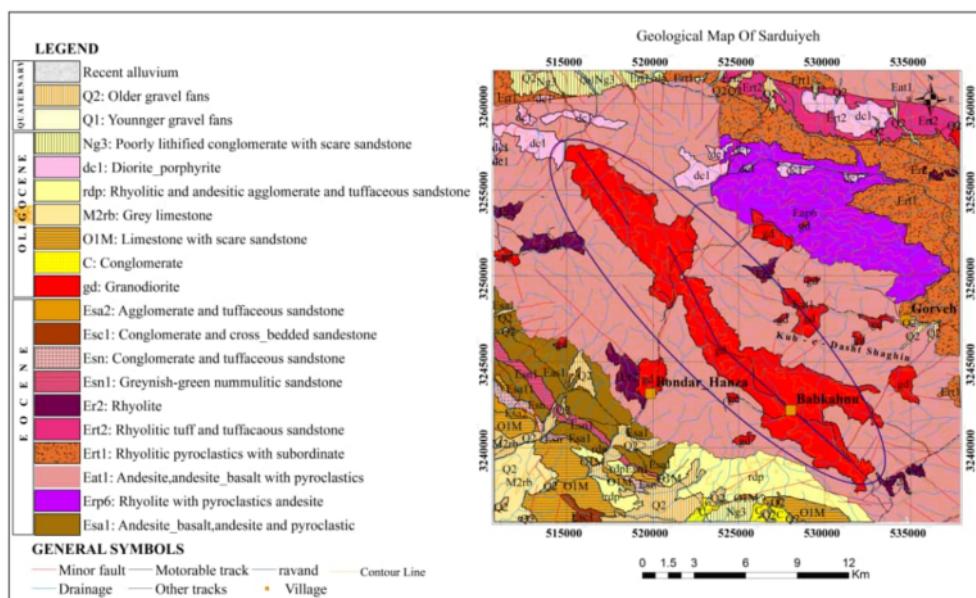
انجام شد.

بحث و بررسی

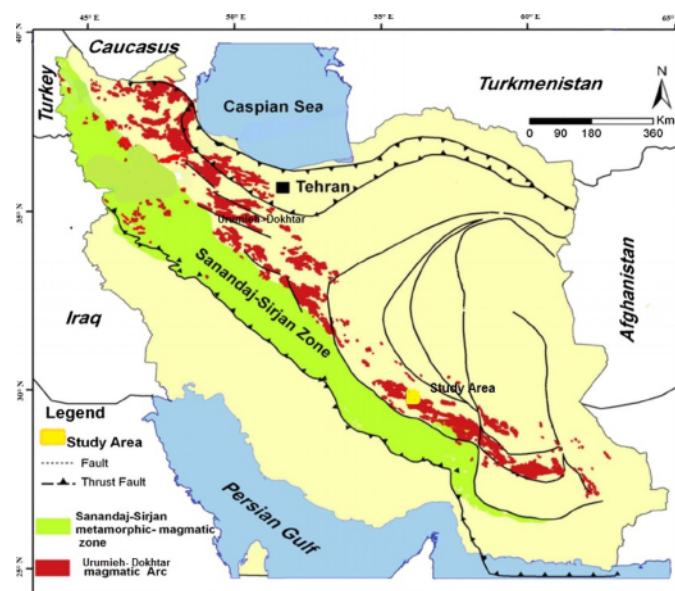
زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب شرق استان کرمان بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰ ساردوئیه است که از جنوب غرب تا جنوب شرق گسترش دارد (شکل ۱). این منطقه بر اساس پهنه‌های ساختاری ایران [۱۹]، در پهنه ارومیه دختر واقع است (شکل ۲).

بررسی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری، برای شناسایی نوع و ترکیب شیمی کانی، تعداد ۱۷ نقطه از آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریت و گرانوپیوریت در آزمایشگاه کانساران بینالود توسط ریزپردازشگر پرتونی X (XPMA) مدل 7200 XGT با شرایط ولتاژ ثابت‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان، ۱۸nA تجزیه شدند، محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و رسم نمودارها با نرم افزارهایی چون Igpet و Corel Draw و Mineral structural formula Spreadsheets Minpet، Mineral structural formula Spreadsheets



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ ساردوئیه.



شکل ۲ موقعیت منطقه مورد بررسی در پهنه ساختاری ارومیه دختر [۲].

و بافت، طیفی از دیوریت پورفیری تا بازالت را تشکیل می‌دهند و اغلب از کوارتز دیوریت پورفیری و آندزیت پورفیری تشکیل شده‌اند. آتشفسان‌ها گنبدهای آتشفسانی و فرآوردهای گدازه‌ای و آذرآواری آنها به پلیوسن-کوارتنر است.

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری، واحدهای سنگی منطقه ترکیبی از سنگ‌های کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانوفیر دارند که ویژگی‌های سنگ نگاری آنها در ادامه بیان می‌شود:

کوارتز دیوریت: بافت اصلی و غالب این سنگ دانه‌ای است. ترکیب کانی‌های اصلی آن شامل ۵۵ درصد بلورهای پلاژیوکلاز و ۲۵ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی نیز شامل ۱ درصد کانی‌های کدر، ۳ درصد فلدسپار قلیایی و ۷ درصد آمفیبول است. با توجه به ترکیب شیمی، آمفیبول‌ها کلسیمی و از نوع هورنبلند هستند.

حضور میانبارهای ریز آپاتیت در پلاژیوکلاز و میانبارهای کدر در بلورهای آمفیبول سبب ایجاد بافت فرعی خال خال شده است (شکل ۲ الف). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و به ندرت با منطقه‌بندی و لبه خورده شده در سنگ پراکنده هستند. گاهی آثار دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و سریسیت نیز دیده می‌شود. بلورهای آمفیبول به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در سنگ پراکنده‌اند و آثار دگرسانی به کلریت نیز در آنها دیده می‌شود. بلورهای کوارتز با اندازه‌های ریز تا متوسط و گاهی درشت در فضای خالی بین بلورها متبلور شده‌اند.

تونالیت: بافت اصلی و غالب این سنگ‌ها دانه‌ای است. ترکیب کانی‌های اصلی این سنگ شامل ۶۰ درصد پلاژیوکلاز و ۲۵ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی آن (۱۲ درصد) اسفن، آپاتیت، آمفیبول، فلدسپار قلیایی، کانی‌های کدر و بیوتیت هستند (شکل ۲ ب). بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اغلب با ماکل چندریخت و به ندرت با منطقه‌بندی دیده می‌شوند. این کانی گاهی به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده است. فلدسپار قلیایی به مقدار بسیار کم به صورت بلورهای بی‌شکل در فضای بین پلاژیوکلازها قرار دارد و گاهی به کانی‌های رسی تبدیل شده است. آمفیبول (۵

براساس بررسی‌های صحرایی، واحدهای سنگ‌شناسی رخمنون یافته در منطقه بیشتر واحدهای آذرین بیرونی و درونی با ترکیب حد واسط تا اسیدی هستند. رخمنون واحدها در سطح منطقه متوسط تا خوب بوده و بخشی از واحدهای سنگ‌شناسی این منطقه توسط خاک سطحی یا پوشش هوازده-واریزه این واحدها پوشیده شده است. سن واحدهای آتشفسانی- آذرآواری در نقشه مشابه سایر بخش‌های پهنه ارومیه- دختر، ائوسن بوده و سن واحدهای نفوذی نیز پس از ائوسن و به احتمال بسیار الیگومیوسن است. ساختارهای این ناحیه همه دارای روند عمومی شمال غربی بوده و شب آنها بسوی شمال شرقی است. رخمنون واحد های سنگی آتشفسانی در منطقه مورد بررسی شامل تناوبی از آندزیت - بازالت، آندزیت و آذرآواری است. رخمنون این واحد در قسمت جنوب-جنوب‌غرب و شمال شرق منطقه مورد بررسی قرار دارد. در بازدیدهای صحرایی، این واحد دارای ریختار صخره‌ای و مرتفع با رنگ تیره است، سنگ‌های نفوذی به صورت یک نوار با روند شمال غرب-جنوب شرق و هم‌رونده با فعالیت آذرین نفوذی عمومی پهنه ارومیه- دختر در سنگ‌های گدازهای- آتشفسان آواری ائوسن تزریق شده است. برونزدهای متعددی از این نفوذی‌ها پیرامون منطقه مورد بررسی رخمنون دارند که از آن جمله می‌توان به بروزد روستای چهل محراب، باب کهنوج، ۵ ویران، بندر هنزا و تخت سرتشتک اشاره نمود. از نظر ترکیبی، سنگ‌های این مجموعه دارای روند تغییر ترکیب از دیوریت تا گرانیت هستند و در گروههای سنگی کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت و گرانوفیر تقسیم شده‌اند. سنگ‌های این مجموعه در کل دارای ساخت دانه‌ای هستند که در بخش‌های کم‌عمق، بافت‌های پورفیری در سنگ‌های این مجموعه گسترش یافته است. توده‌های نیمه عمیق بیشتر در بخش شمال غربی ظاهر شده‌اند که ترکیب آنها متنوع بوده و از نظر جغرافیایی پراکنده هستند. همچنین، رسوب‌های عهد حاضر نیز در قالب پادگانه‌های جدید آبرفتی و رسوب‌های رودخانه‌ای در بخش‌های محدودی از این منطقه و اغلب در راستای مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی و فرعی دیده می‌شوند. سامانه‌های دایک بسیار فراوان و از نظر ترکیبی از بازی تا داسیتی متغیر هستند. این دایک‌ها بسته به عمق سرد شدن

بین بلورها را پر کرده است.

گرانوفیر: بافت اصلی این گروه از سنگ‌ها گرانوفیر تا گرانوفیری است (شکل ۲ ث). کانی‌های اصلی این سنگ فلدسپار قلیایی، کوارتز و پلازیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، آمفیبول، بیوتیت، زیرکن و آپاتیت هستند. فلدسپارهای قلیایی به صورت بلورهای بی شکل و تک با همرشدی کوارتز که بافت نگاشتاری تا گرانوفیری را ساخته است، دیده می‌شوند. در این کانی، گاهی آثار دگرسانی به کانی رسی نیز دیده می‌شود. کوارتز با همرشدی همزمان با فلدسپار قلیایی بافت گرانوفیری تا گرافیکی را تشکیل داده است. پلازیوکلازها به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل آلبیت و در حد الیگوکلاز هستند. برخی از پلازیوکلازها به کانی‌های سریسیتی و رسی تبدیل شده‌اند.

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول‌ها در گستره وسیعی از فشار و دما ظاهر می‌شوند. در مجموعه نفوذی ساردوئیه، آمفیبول مهمترین کانی مافیک در سنگ‌های مورد بررسی است. محاسبات کاتیونی براساس ۲۳ اتم اکسیژن برای آمفیبول سنگ‌های گرانودیوریت و دیوریت انجام شد که نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی برپایه رد-بندي مرجع [۲۰] در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و براساس آن، آمفیبول‌های تجزیه شده در زیر رده‌های مگنزیوهرنبلند و اکتینولیت هورنبلند قرار دارند (شکل ۳ الف). تغییر ترکیب از منیزیوهرنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت آمفیبول در لبه آن می‌تواند نشان دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی مagma در آخرین مراحل تبلور باشد. [۲۱] برای تفکیک آمفیبول‌های تشكیل شده در سنگ‌های آذرین از سنگ‌های دگرگونی از نمودار Si نسبت به Na+Ca+K [۲۲] استفاده شد بر این اساس، آنها که در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۳ ب). ترکیب آمفیبول نشان دهنده ویژگی‌های مagma مادر است. از این رو، براساس رد-بندي‌های مرجع [۲۳]، ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی نشان می‌دهد که مagma مولد ماهیت نیمه قلیایی دارد (شکل ۳ ج).

درصد) شکلدار تا بی شکل به صورت میانبار در بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شود و گاهی در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. کوارتز به صورت بلورهای ریز تا درشت بی-شکل فضای بین بلوری را پرکرده است.

گرانودیوریت: بافت اصلی این سنگ دانه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها، بافت خال خال دیده می‌شود (شکل ۲ پ) کانی‌های اصلی آن شامل ۴۵ درصد پلازیوکلاز، ۲۰ درصد فلدسپار قلیایی و ۲۰ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی (۱۲ درصد) شامل آمفیبول، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. بلورهای پلازیوکلاز اغلب شکل‌دار تا نیمه شکلدار به صورت متوسط تا درشت بلور با ترکیب آندزین-لابرادوریت با ماکل چندریخت و آلبیت، منطقه‌بندی نوسانی، لبه خورده شده و بافت غربالی در نمونه‌ها دیده می‌شود. گاهی آثار دگرسانی به کانی‌های رسی و سریسیت نیز دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول به صورت شکل-دار تا نیمه شکل‌دار، گاهی با آثار دگرسانی به کلریت دیده می‌شود. بلورهای کوارتز با اندازه‌های ریز تا متوسط و گاهی درشت در فضای خالی بین بلورها متبلور شده‌اند.

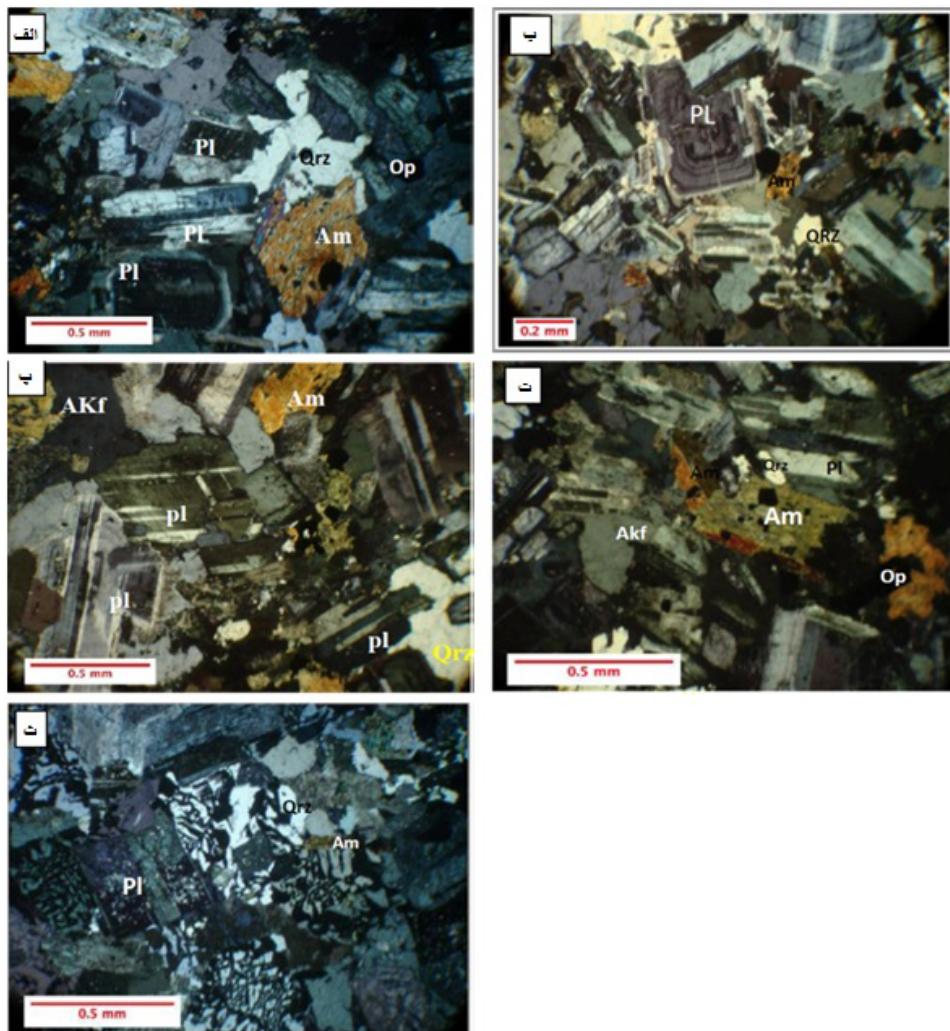
گرانیت‌ها: بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت فرعی خال خال نیز دیده می‌شود (شکل ۲ ت). ترکیب کانی‌های اصلی این سنگ‌ها ۴۰ درصد پلازیوکلاز، ۲۰ درصد فلدسپار قلیایی و ۲۰ درصد کوارتز است و کانی‌های فرعی (۱۵ درصد) نیز شامل آمفیبول، آپاتیت، کانی‌های کدر و بیوتیت هستند. کانی‌های ثانویه آن (۵ درصد) شامل، کلریت، کلسیت و اسفن هستند. پلازیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و اغلب با ماکل آلبیت و به ندرت مشبك دیده می‌شود، پلازیوکلازها گاهی به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده‌اند. فلدسپار-های قلیایی اغلب به صورت بی شکل تا نیمه شکلدار دیده می‌شوند که گاهی آثار تجزیه‌شده‌گی به کانی‌های رسی را نشان می‌دهند. آمفیبول به عنوان کانی اصلی مافیک، به صورت بی-شکل و گاهی شکل‌دار دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، ریز بلورهای آمفیبول به صورت میانبار توسط بلورهای کدر در برگرفته شده‌اند. برخی از بلورهای آمفیبول در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند، کوارتز نیز به صورت بی شکل فضای

جدول ۱ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در دیوریت بر اساس ۲۳ اکسیژن ساختاری

	دیوریت						E9	E6
	E1	E2	E3	E3	E4			
SiO ₂	۵۱.۸۹	۴۹.۹۱	۴۸.۳۶	۴۸.۴۲	۴۸.۲۴	۴۷.۶۶	۴۷.۵۴	
TiO ₂	-۰.۲۵	-۰.۸۸	۱.۲۴	۱.۲۷	۱.۲۹	۱.۶۲	۱.۶۷	
Al ₂ O ₃	۲۷.۲	۴۷.۸	۵.۵۵	۶.۰۷	۶.۰۰	۶.۷۶	۷.۰۳	
FeO	۱۸.۲۱	۱۳.۸۷	۱۳.۹۹	۱۳.۸۴	۱۳.۷۹	۱۳.۸۲	۱۳.۷۶	
MgO	۱۷.۴۴	۱۵.۹۹	۱۵	۱۵.۰۲	۱۵.۹۹	۱۴.۷۲	۱۴.۶۷	
MnO	-۰.۹۳	-۰.۴۲	-۰.۳۴	-۰.۳۹	-۰.۳۸	-۰.۳۲	-۰.۳۲	
CaO	۵۵.۴	۱۰.۸۷	۱۱.۱۱	۱۰.۹۹	۱۰.۹۷	۱۱	۱۱.۰۵	
Na ₂ O	-۰.۴۱	-۰.۸	۱.۱۴	۱.۱۴	۱.۵	۱.۶۵	۱.۶۵	
K ₂ O	-۰.۱۸	-۰.۵۴	-۰.۵۸	-۰.۴۷	-۰.۵۶	-۰.۵۵	-۰.۵۴	
مجموع	۹۷.۶۷	۹۷.۶	۹۷.۲۱	۹۷.۶۱	۹۷.۷۲	۹۶.۱۰	۹۶.۱۳	
Si	۷.۵۳۴	۷.۲۰۶	۷.۰۷۶	۷.۰۲۵	۷.۰۲۷	۶.۹۱۳	۶.۸۸۱	
Al ^{IV}	-۰.۴۶۶	-۰.۷۹۴	-۰.۹۲۴	-۰.۹۷۵	-۰.۹۷۳	۱.۰۸۷	۱.۱۱۹	
Al _{total}	-۰.۴۶۶	-۰.۸۱۴	-۰.۹۰۷	-۰.۹۳۸	-۰.۹۳۰	۱.۱۵۶	۱.۱۲۰	
T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	
Al ^{VI}	-۰.۰۰۰	-۰.۰۲۰	-۰.۰۳۴	-۰.۰۶۳	-۰.۰۵۷	-۰.۰۶۹	-۰.۱۸۰	
Ti	-۰.۰۲۷	-۰.۰۶	-۰.۰۳۶	-۰.۰۱۹	-۰.۰۱۱	-۰.۱۷۷	-۰.۱۸۲	
Fe ^{+۳}	-۰.۲۶۲	-۰.۲۳۳	-۰.۲۱۱	-۰.۴۵۹	-۰.۲۲۳	-۰.۳۹۱	-۰.۴۵۲	
Mg	۳۷.۷۴	۳۴.۴۱	۳۲.۷۱	۳۲.۷	۳۲.۴	۳۱.۸۲	۳۱.۶۴	
Mn	-۰.۱۱۴	-۰.۰۵۱	-۰.۰۴۲	-۰.۰۴۸	-۰.۰۴۷	-۰.۰۳۹	-۰.۰۳۹	
Fe ^{+۲}	-۰.۸۲۳	۱.۰۶۰	۱.۲۰۶	۱.۱۴۴	۱.۱۷۷	۱.۱۴۱	۱.۱۸۳	
Ca	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	
C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
Fe	۱.۱۳۹	-۰.۲۸۲	-۰.۱۹۵	-۰.۱۷۶	-۰.۱۷۹	-۰.۱۴۴	-۰.۱۳۱	
Ca	-۰.۸۶۱	۱.۶۸۲	۱.۷۴۲	۱.۷۰۸	۱.۷۱۲	۱.۷۱۰	۱.۷۱۴	
Na	-۰.۰۰۰	-۰.۰۲۷	-۰.۰۶۳	-۰.۱۱۶	-۰.۱۰۹	-۰.۱۴۶	-۰.۱۵۵	
B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	
Ca	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	
Na	-۰.۱۱۵	-۰.۱۸۷	-۰.۲۶۱	-۰.۲۵	-۰.۳۱۵	-۰.۳۱۸	-۰.۲۸۰	
K	-۰.۰۲۳	-۰.۰۹۹	-۰.۱۰۸	-۰.۱۰۷	-۰.۱۰۴	-۰.۱۰۲	-۰.۱۰۰	
مجموع	-۰.۱۴۹	-۰.۲۸۷	-۰.۳۶۹	-۰.۲۹۲	-۰.۴۱۹	-۰.۴۱۹	-۰.۳۷۹	
مجموع کاتیون‌ها	۱۵.۱۴	۱۵.۲۸	۱۵.۳۶	۱۵.۲۹	۱۵.۴۱	۱۵.۴۱	۱۵.۳۷	

جدول ۲ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در گرانو دیوریت بر اساس ۲۳ اکسیژن ساختاری.

	E1m50	E2m50	E1m53	E2m53	E3m53	E4m53	E1m20	E2m20	E3m20	E3m20
SiO ₂	۴۹.۷۸	۵۰.۰۹	۴۹.۵۶	۴۹.۵۸	۴۹.۸۱	۴۸.۹۸	۵۰.۰۱	۴۹.۱۵	۴۸.۹۱	۴۹.۱۴
TiO ₂	۱.۲۶	-۰.۹۶	۱.۰۷	۱.۲۵	۱.۲۲	۱.۳۶	۱.۰۵	۱.۳	۱.۳۶	۱.۳۴
Al ₂ O ₃	۵۰.۳	۴۷.۷۲	۵۶۱	۵۸۸	۵۲۷	۵۸۹	۵۴۶	۵۴۳	۵۸۳	۵۷۱
FeO	۱۱.۵	۱۲.۲۴	۱۲.۵۶	۱۲.۶۷	۱۲.۰۷	۱۲.۲۵	۱۲.۰۹	۱۱.۸۵	۱۲.۱۴	۱۲.۸۲
MgO	۱۶.۷	۱۵.۲۴	۱۵.۲۷	۱۵.۲۷	۱۵.۷	۱۵.۲۲	۱۵.۸	۱۵.۰۹	۱۵.۵۳	۱۵.۵
MnO	-۰.۳۵	-۰.۴	-۰.۳۶	-۰.۳۵	-۰.۲۲	-۰.۲	-۰.۲۲	-۰.۲۵	-۰.۲	-۰.۲۲
CaO	۱۱.۵۳	۱۱.۳۵	۱۱.۳۵	۱۱.۶	۱۱.۴۵	۱۱.۳۶	۱۱.۴۲	۱۱.۴۴	۱۱.۵	۱۱.۴۳
Na ₂ O	۱.۳۱	۱.۴۴	۱.۲۸	۱.۲۷	۱.۲۹	۱.۴۷	۱.۱۵	۱.۰	۱.۰۳	۱.۰
K ₂ O	-۰.۰۵	-۰.۶۴	-۰.۰۱	-۰.۴۸	-۰.۳۱	-۰.۳۵	-۰.۳۳	-۰.۷۵	-۰.۵۲	-۰.۵۴
مجموع	۹۷.۳۸	۹۶.۱۰	۹۷.۷۷	۹۸.۳۵	۹۷.۴۴	۹۷.۱۸	۹۸.۴۳	۹۶.۸۶	۹۷.۶۲	۹۷.۶۵
Si	۷.۱۹۳	۷.۲۶۷	۷.۱۴۰	۷.۰۹۵	۷.۱۷۶	۷.۰۸۳	۷.۲۲۵	۷.۱۵۹	۷.۰۷۰	۷.۱۸۰
Al ^{IV}	-۰.۰۰۷	-۰.۷۳۳	-۰.۸۰	-۰.۹۰۵	-۰.۸۴۴	-۰.۹۱۷	-۰.۷۷۵	-۰.۸۱	-۰.۹۰	-۰.۹۴۰
Al _{total}	-۰.۰۵۷	-۰.۸۰۷	-۰.۹۵۱	-۰.۹۹۲	-۰.۸۹۵	-۰.۰۰۴	-۰.۹۱۵	-۰.۹۲۲	-۰.۹۴۶	-۰.۹۲۹
T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al ^{VI}	-۰.۰۵۰	-۰.۰۲۴	-۰.۰۹۱	-۰.۰۸۷	-۰.۰۷۱	-۰.۰۸۷	-۰.۱۴۰	-۰.۰۹۱	-۰.۰۸۴	-۰.۰۸۶
Ti	-۰.۰۳۷	-۰.۱۰۵	-۰.۱۱۶	-۰.۱۳۵	-۰.۱۲۲	-۰.۱۴۸	-۰.۱۱۲	-۰.۱۴۲	-۰.۱۴۱	-۰.۱۴۴
Fe ^{+۳}	-۰.۲۸۴	-۰.۳۸۰	-۰.۴۸۰	-۰.۴۷۸	-۰.۴۰۱	-۰.۴۶۸	-۰.۰۲	-۰.۳۲۸	-۰.۳۶۰	-۰.۴۰۴
Mg	۳۴.۶۱	۳۲.۹۵	۳۲.۲۹۴	۳۲.۲۵۷	۳۲.۷۱	۳۲.۲۰	۳۲.۳۸	۳۲.۲۷۶	۳۲.۳۴۶	۳۲.۳۴۵
Mn	-۰.۰۴۳	-۰.۰۴۹	-۰.۰۴۴	-۰.۰۴۲	-۰.۰۳۹	-۰.۰۳۷	-۰.۰۳۹	-۰.۰۴۲	-۰.۰۳۷	-۰.۰۳۶
Fe ^{+۲}	۱.۰۲۶	۱.۰۹۷	-۰.۷۵	۱.۰۰۲	-۰.۹۸۵	-۰.۹۸۰	-۰.۹۶۰	۱.۱۰۵	۱.۰۴۶	-۰.۰۴۹
Ca	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰
C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Fe	-۰.۰۸۰	-۰.۰۰۸	-۰.۰۵۵	-۰.۰۳۷	-۰.۰۶۷	-۰.۰۳۴	-۰.۰۷۶	-۰.۰۰۰	-۰.۰۶۲	-۰.۰۶۴
Ca	۱.۷۸۵	۱.۷۶۴	۱.۷۴۹	۱.۷۷۹	۱.۷۶۸	۱.۷۶۰	۱.۷۴۰	۱.۷۸۲	۱.۷۸۱	۱.۷۴۷
Na	-۰.۱۳۵	-۰.۲۲۷	-۰.۱۹۷	-۰.۱۸۴	-۰.۱۶۵	-۰.۲۰۶	-۰.۱۸۴	-۰.۲۱۸	-۰.۱۵۷	-۰.۱۵۹
B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ca	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰	-۰.۰۰
Na	-۰.۲۲۳	-۰.۱۷۸	-۰.۱۶۰	-۰.۱۶۸	-۰.۱۹۵	-۰.۲۰۶	-۰.۱۲۳	-۰.۲۰۵	-۰.۲۷۲	-۰.۲۰۶
K	-۰.۱۰۱	-۰.۱۱۸	-۰.۰۹۴	-۰.۰۸۸	-۰.۰۵۷	-۰.۰۶۵	-۰.۰۶۰	-۰.۱۳۹	-۰.۰۹۶	-۰.۰۸۷
مجموع	-۰.۲۳۴	-۰.۲۹۶	-۰.۲۵۴	-۰.۲۵۶	-۰.۲۵۲	-۰.۲۷۱	-۰.۱۹۳	-۰.۳۴۵	-۰.۲۶۸	-۰.۳۴۸
مجموع کاتیون‌ها	۱۵.۳۳	۱۵.۲۹	۱۵.۲۵	۱۵.۲۵	۱۵.۲۷	۱۵.۲۷	۱۵.۱۹	۱۵.۲۴	۱۵.۲۶	۱۵.۲۵



شکل ۳ : (الف) بلورهای پلازیوکلاز با ماکل چندریخت و منطقه‌بندی کنار بلور آمفیبول و بلور بی شکل کوارتز در بین بلورها در دیوریت ب بلورهای پلازیوکلاز با ماکل چندریخت و زونینگ در مجاورت با بلور آمفیبول، بلور بی شکل کوارتز در بین بلورها و کانی فرعی کدر در تونالیت، (پ) بلورهای پلازیوکلاز با ماکل چندریخت و پریکلین، بلور آمفیبول، آکالی فلدسپار و کانی کوارتز در گرانودیوریت، (ت) سنگ بافت خال خال، بلور الکالی فلدسپار و کانی کوارتز در گرانیت، (ث) همرشدی الکالی فلدسپار و کوارتز و بلورهای پلازیوکلاز و آمفیبول در گرانوفیر . تصاویر در نور قطبیده مقاطع، XPL، ثبت شده‌اند. (نشانه‌های اختصاری: Epi: اپیدوت، Cl: کلریت، Kfs: فلدسپار قلیایی، Pl: پلازیوکلاز، Am: آمفیبول و Qxz: کوارتز)

آمفیبول‌ها ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماقمایی است. مقدار گریزندگی اکسیژن در زمان تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بر اساس رابطه زیر [۲۷] برابر با $\frac{13/57}{15/76} - 1$ است:

$$\text{Log } f\text{O}_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T \quad (1)$$

آمفیبول‌های گرانیتوئیدها به طور گستره‌ای برای برآورده فشار به کار می‌روند. فشارسنجی آمفیبول‌ها برپایه اندازه‌گیری مقدار آلومینیم موجود در هورنبلند انجام می‌شود. با توجه به رده‌بندی بر اساس مقادیر $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Fe}_{\text{Fe}}+\text{Mg}$ [۲۸]. می‌توان گستره فشاری ۱ تا ۳ کیلوبار را برای آمفیبول‌های

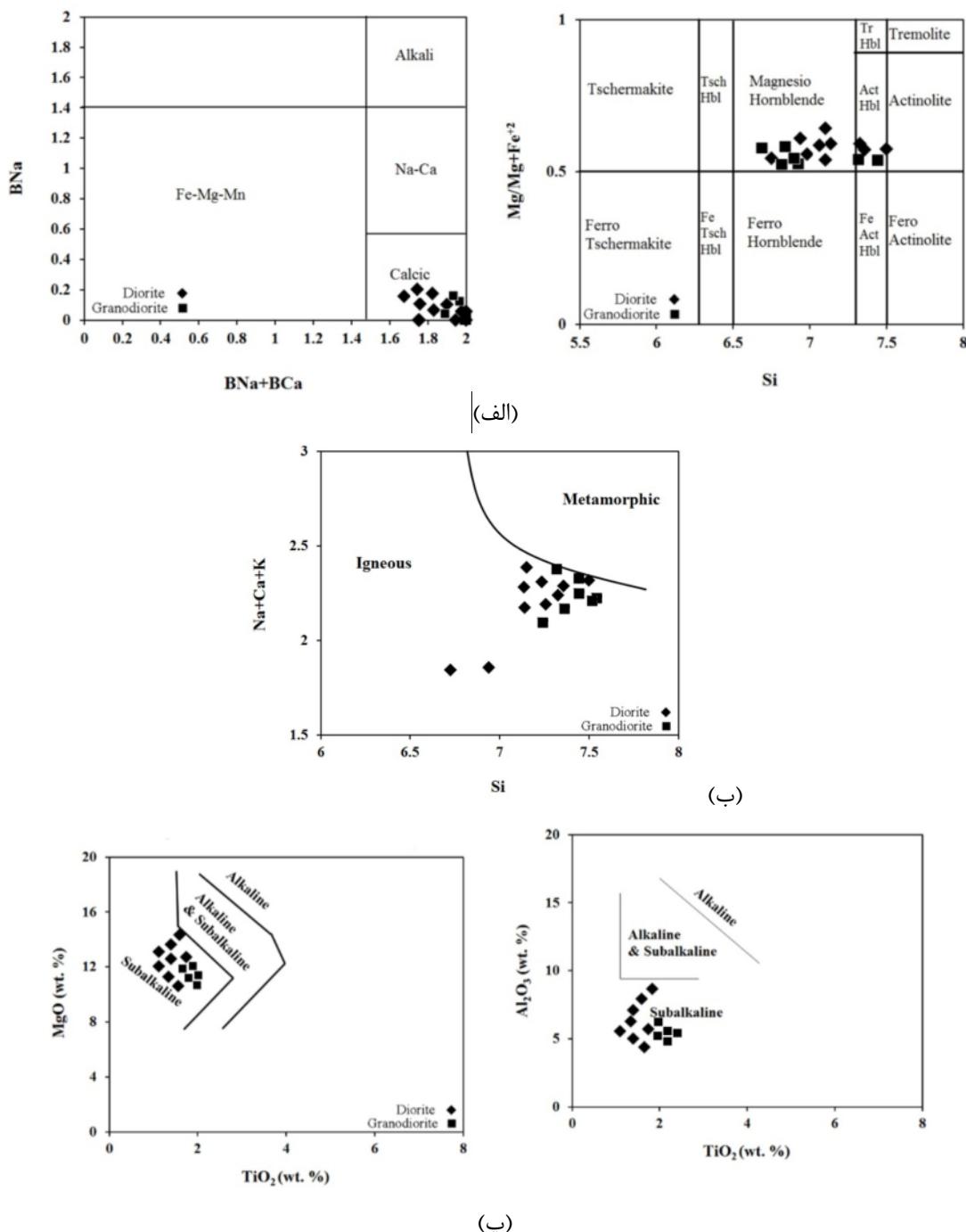
دماسنجی و فشارسنجی

به گزارش اندرسون و اسمیت [۲۴]، مقدار Ti در هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. هلز [۲۵] با استفاده از تغییرات مقدار Al^{IV} نسبت به Ti در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرده است. براین اساس دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای بلور آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی به دست آمد (شکل ۴ الف).

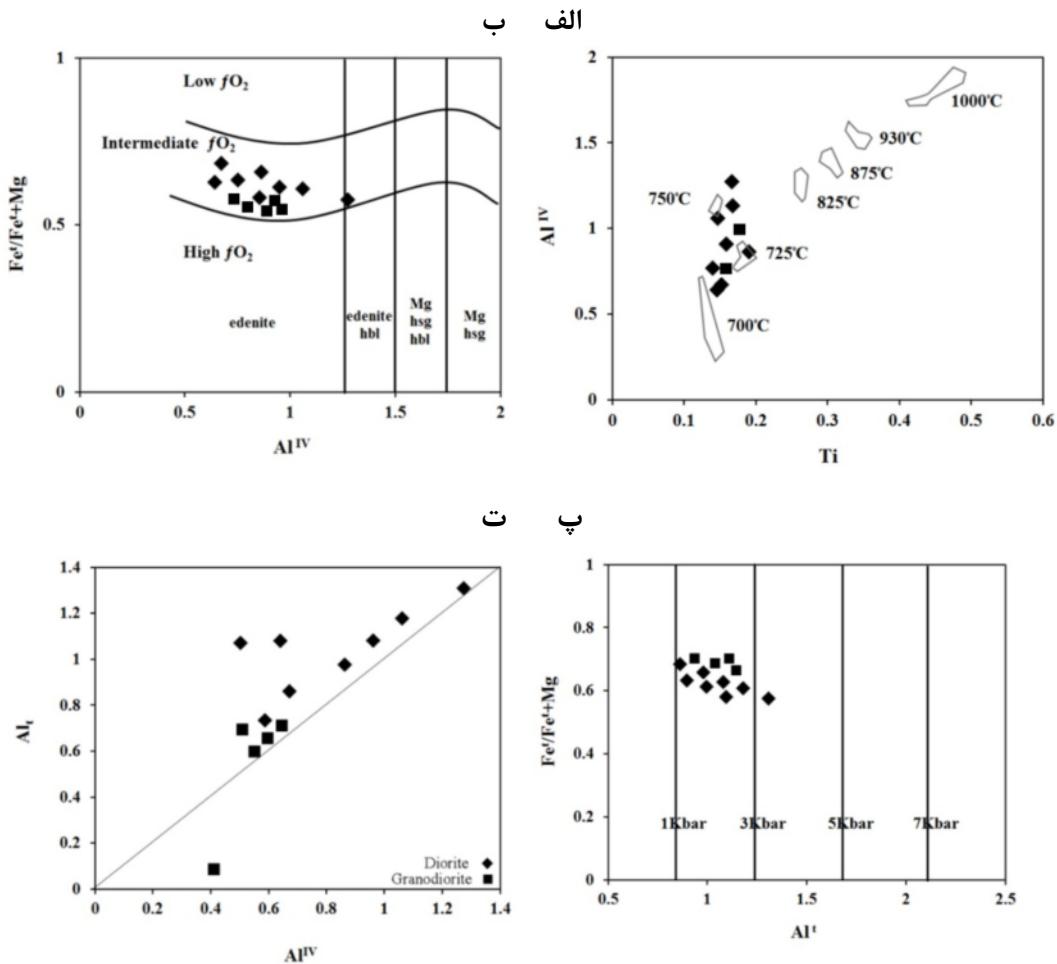
گریزندگی اکسیژن از عوامل اثرگذار بر مجموعه کانی‌های سنگ است. گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول نسبت به متوسط تا بالا بوده است [۲۶] (شکل ۴ ب). تغییر در ترکیب

مرجع [۳۰] برای زمین‌فشارستنجی توده گرانیت‌وئیدی استفاده کرد (شکل ۴ ت). از میان محاسبات انجام شده با واسنجی‌های مختلف، با روش مرجع [۳۱] با کمترین خطا بیشینه فشار ۲۲۱ و کمینه فشار ۱۰۹ کیلوبار به دست آمد.

تشکیل شده در سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی مشخص کرد. (شکل ۵ پ) بررسی‌ها نشان می‌دهد که برای آمفیبول‌های تشکیل شده در سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی، مقدار Al^{IV} با فشار تبلور رابطه خطی دارد [۲۹]. بین Al^{IV} و آمفیبول همبستگی وجود دارد، در نتیجه می‌توان از روش



شکل ۴ (الف) نمودارهای ردی بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها [۲۰]. (ب) جداسازی آمفیبول‌های ناشی از فرایندهای آذرین و آمفیبول‌های برآمده از دگرگونی [۲۲]. (پ) نمودار تعیین ماهیت ماقما با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول‌های دیوریت [۲۲].



شکل ۵ (الف) نمودار رده بندی و محاسبه دمای تقریبی تبلور آمفیبول‌های دیوریت [۲۵]. (ب) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول‌های دیوریت [۲۶]. (پ) نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{T}}$ برای تعیین فشار. (ت) هموارانی خطی $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ در نمودار فشارسنگی [۳۰].

برداشت

منطقه مورد بررسی در استان کرمان در شمال شهرستان ساردوئیه واقع است. از نظر تقسیم‌های ساختاری ایران زمین، این منطقه در کمریند آتشفانی ارومیه – دختر قرار دارد. توده‌های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانوپیوریت، گرانیت و گرانوفیر هستند. بررسی آمفیبول در سنگ‌های نفوذی براساس شیمی کانی از گروه آمفیبول‌های کلسیمی و از نوع اکتنیولیت تا میزیوهورنبلند است. براساس همه روش‌های به کار رفته برای دما – فشارسنگی، این توده‌ها در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد، گریزندگی اکسیژن ۱۱,۵۷ – ۱۵,۷۶ و فشار پایین ۱ تا ۳ کیلوبار در بخش پایینی پوسته زیرین تشکیل شده‌اند.

مراجع

- [1] Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes*, (2000) 23:119-125.
- [2] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, *Tectonophysics*", (1994) 229:211-238.
- [3] Berberian M., King G., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of earth sciences*", (1981) 18:210-265.
- [4] McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev G., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., , "Journal of Geophysical Research" 105: 5695–5719.

- [14] Allen M., Jackson J., Walker R., "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics* Allen M, Jackson J, Walker R Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*", (2004) 23.
- [15] Dilek Y., Altunkaynak S., Öner Z., "Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province", Geological Society, London, Special Publications , (2009) 321:197-223.
- [16] Dewey J., Helman M., Knott S., Turco E., Hutton D., "Kinematics of the western Mediterranean", Geological Society, London, Special Publications , (1989) 45:265-283.
- [17] Lescuyer JL., Riou R., "Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan)", contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. (1976), Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- [18] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region" , collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, (2010) 52:536-578.
- [19] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, *Tectonophysics*" , (1994) 229:211-238.
- [20] 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. and Youzhi, G., "Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy,(1997) 9: 623-651.
- [21] Celic, O.F., Delaloye, M.F., "Characteristics of ophiolite related metamorphic rocks in the Beysehir ophiolitic mélange (central taurides, Turkey)" , Deduced from whole rock and mineral chemistry. J. of Asian Earth Science, (2006) 26: 452-476.
- [22] Sial A., V. Ferreira, A. Fallick and M. J. M. Cruz, "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, [5] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia", Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.
- [6] Sabzehei, M., "Geological Quadrangle Map of Iran", No. 12, Hajiabad, 1:250,000, First compilation by Berberian, M., final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran (1994).
- [7] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, International journal of earth sciences", (2005) 94:401-419.
- [8] Agard P et al., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine, (2011) 148:692-725.
- [9] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region" , collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, (2010) 52:536-578.
- [10] Ghasemi A., Talbot CJ A., "new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)" , Journal of Asian Earth Sciences, (2006) 26:683-693.
- [11] Emami, M.H., "Ge'ologie de la re'gion de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'e'tude dynamique et ge'ochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central, Ph.D. thesis", France, University of Grenoble, France, (1981) 489 p.
- [12] 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. and Youzhi, G., "Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy,(1997) 9: 623-651.
- [13] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., Field observations, "Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East-North East Jiroft)", Journal of Tethys: (2014) Vol 2:178-195.

- Contribution Mineralogy and Petrology,(1992) 110: 304-305.
- [27] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559
- [28] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contribution Mineralogy and Petrology,(1992) 110: 304-305.
- [29] Vyhnał, C.R., McSween, H.Y. and Speer, J.A., "Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist,(1991) 76: 176-188.
- [30] Hammarstrom, J.M., Zen, E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, (1986) 71: 1297-1313.
- [31] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia*, Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.
- northeastern Brazil*", Journal of South American Earth Sciences, (1998) 11: 457-471.
- [23] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia*', Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.
- [24] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559
- [25] Helz, R.T., *Phase relations of basalts in their melting ranges at $P\ H_2O = 5\ kb$. Part II. Melt compositions*", Journal of Petrology, (1976) 17: 139-193.
- [27] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559.
- [26] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer",