



زمین دما فشارسنجی سنگ‌های اسیدی منطقه دهسرد (جنوب غرب استان کرمان)، با تاکید بر کاربرد شیمی کانی آمفیبول در بررسی ویژگی‌های ماگمای مادر

مهدی ابراهیم‌نژاد^{۱*}، محسن آروین^۲، سارا درگاهی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۹/۷/۲، نسخه نهایی: ۹۹/۱۰/۶)

چکیده: توده فلسیک منطقه دهسرد به سن تریاس پسین در جنوب غرب کرمان و جنوبی‌ترین بخش پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. این توده از سنگ‌های اسیدی پلاژیوگرانیست که در تماس با توده نفوذی مافیک و دگرگونی قرار دارند، تشکیل شده است. بافت کلی نمونه‌های مورد بررسی دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار است. بر پایه شیمی کانی آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای سنگ‌های فلسیک مورد بررسی، این آمفیبول‌ها ترکیب مگنزیم‌یوهورنبلند تا ترمولیت دارند و از نوع آمفیبول‌های منطقه فرورانش هستند و در پهنه اکسایشی تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازهای مورد بررسی سدیمی هستند و ترکیب آنها از آلبیت ($Ab_{98.19}An_{1.56}Or_{0.25}$) تا آندزین ($Ab_{63.93}An_{35.84}Or_{0.23}$) متغیر است. بر اساس بررسی‌های زمین دما فشارسنجی بر بلورهای آمفیبول و زوج کانی آمفیبول- پلاژیوکلاز، دمای تقریبی میانگین ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. گستره فشار نیز ۰/۵ تا ۱ کیلوبار است که معادل با شرایط کم عمق و نزدیک به سطح زمین است.

واژه‌های کلیدی: دهسرد؛ پهنه سنندج- سیرجان؛ سنگ‌های اسیدی؛ شیمی کانی؛ آمفیبول.

مقدمه

شرایط تبلور سامانه ماگمایی در سنگ‌های آذرین است [۱۳، ۱۲] که در گستره دمایی ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار در ماگماهای آهکی قلیایی حضور دارد. همچنین، استفاده از کانی آمفیبول- پلاژیوکلاز همزیست نیز روش دیگری برای بررسی شرایط دما و فشار تبلور سنگ‌هاست [۱۴]. از آنجا که تا کنون شرایط دما و فشار تبلور توده فلسیک دهسرد بررسی نشده است، در این پژوهش با استفاده از نتایج صحرایی و داده‌های شیمی کانی، دما و فشار تشکیل توده برآورد شدند.

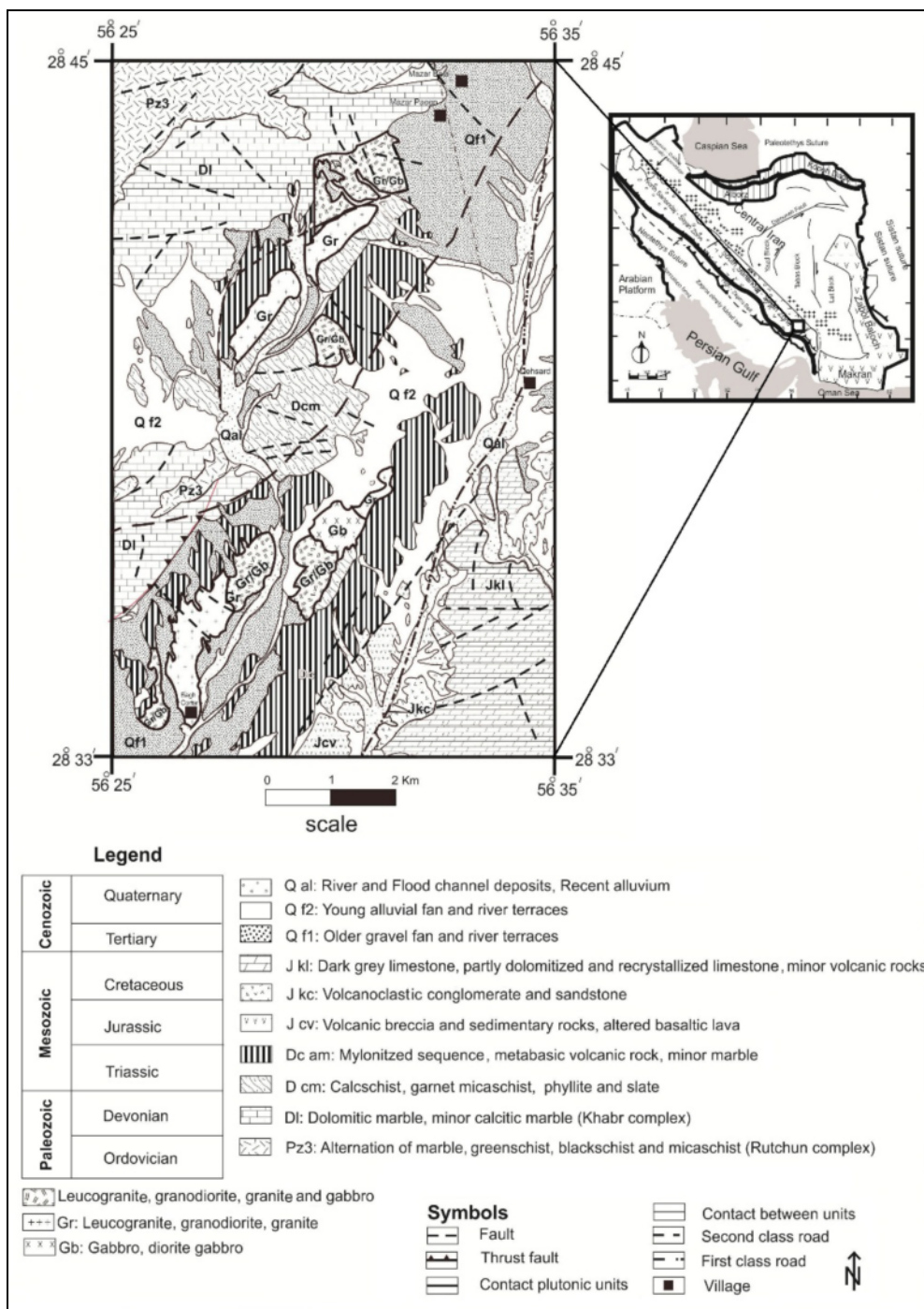
موقعیت زمین‌شناسی

زمین‌شناسی فلات ایران، به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا با باز و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس در ارتباط است [۱، ۱۵]. فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی از تریاس پسین تا الیگوسن، منجر به فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی و تشکیل کمربند

فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی، از اواخر تریاس تا الیگوسن، منجر به فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در دو روند موازی شمال غربی- جنوب شرقی (NW-SE) شده است که این دو روند شامل مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر و سنندج- سیرجان هستند [۱-۴]. توده‌های نفوذی در کرانه فعال قاره‌ای مزوزوئیک در جنوب ایران مرکزی به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان تشکیل شده‌اند [۵-۷]. برآورد فشار- دما و گریزندگی اکسیژن در سامانه‌های ماگمایی از نظر به کارگیری آنها در سازوکارهای پیدایش سامانه‌های ماگمایی اهمیت ویژه- ای دارد [۸-۱۰]. در واقع، با به دست آوردن فشار مخازن ماگمایی می‌توان عمق مخزن ماگمایی را محاسبه کرد و از آن در تفسیر چگونگی تبلور بلورها و پیدایش بافت‌های متفاوت استفاده کرد [۱۱]. آمفیبول از کانی‌های معمول برای شناسایی

تا بالا تشکیل شده است که توده‌های نفوذی فلسیک، مافیک- حدواسط در آنها نفوذ کرده‌اند [۱۹، ۲۰]. سنگ‌های فلسیک تریاس پسین دهمسرد از واحدهای نفوذی در جنوبی‌ترین بخش پهنه سنندج- سیرجان هستند که در غرب روستای دهمسرد و ۲۳۰ کیلومتری جنوب غرب کرمان، قرار دارد (شکل ۱) [۲۱].

کوهزایی زاگرس شده است [۳، ۱]. کمربند کوهزایی زاگرس از سه واحد زمین‌ساختی کمان ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه سنندج- سیرجان و کمربند گسل روواندگی زاگرس با روند NW-SE موازی تشکیل شده است: [۱۵-۱۷]. پهنه سنندج- سیرجان پیچیده‌ترین منطقه ساختاری ایران است [۱۷، ۱۸]. این پهنه از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی دما پایین

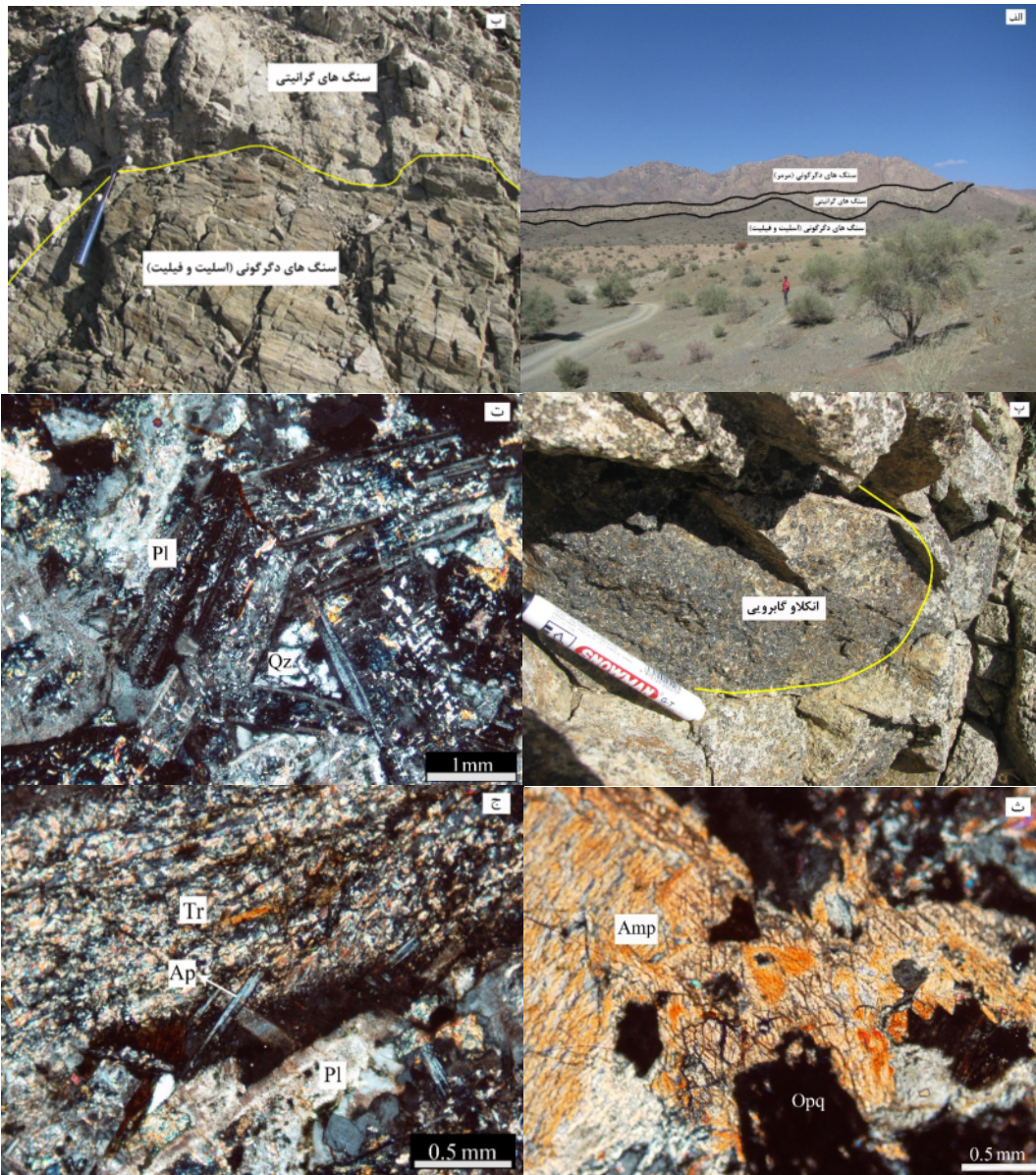


شکل ۱ نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۲۱].

شواهد صحرایی

سنگ‌های فلسیک دهسرد به همراه سایر توده‌های نفوذی در سنگ مرمر، شیست، سبز شیست آهکی و میکاشست مجموعه دگرگونی خیر و روچون رخمون دارند (شکل ۲ الف). تماس سنگ‌های فلسیک دهسرد با سنگ‌های دگرگونی و مافیک در بیشتر قسمت‌ها پوشیده شده، اما در صورت مشاهده، سطح

تماس آشکار است (شکل ۲ ب). سنگ‌های فلسیک، گرانیت‌های روشن تا تمام روشن، توسط دایک‌های مونزیتی و دیوریتی دگرسان شده ریزدانه، که دارای روند و اندازه مختلف (۵-۱ متر عرض و چند متر طول) هستند، قطع شده‌اند. به طور کلی، سنگ‌های فلسیک دهسرد دانه‌متوسط هستند و در بخش‌هایی از آن برونوم‌هایی از جنس گابرو دیده می‌شود (شکل ۲ پ).



شکل ۲ الف) نمای از رخمون سنگ‌های فلسیک دهسرد در مجموعه دگرگونی خیر و روچون، ب) نمایی آشکار از سطح تماس سنگ‌های فلسیک دهسرد با سنگ‌های دگرگونی، پ) حضور برونوم گابرویی در نمونه‌های مورد بررسی، ت) نمایی از بافت نیمه‌شکل‌دار دانه‌ای و پلاژیوکلازهای سرسیتی شده در نمونه‌های مورد بررسی، ث) نمایی از رخ موجود در آمفیبول‌های اولیه موجود در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی، ج) حضور ترمولیت ثانویه و کانی فرعی آپاتیت در پلاژیوگرانیت‌های منطقه دهسرد. Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Tr: ترمولیت، Ap: آپاتیت، Opq: کانی‌های اپک [۲۲].

سنگ‌نگاری

سنگ‌های فلسیک دهمرد دارای بافت دانه‌متوسط و نیمه‌شکل-دار هستند (شکل ۲ ت). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها عبارتند از کوارتز (۳۵-۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۵۰-۴۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۷-۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۲-۰ درصد حجمی) [۲۲]. آپاتیت، تیتانیت و زیرکن از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. دانه‌های کوارتز بی‌شکل هستند و گاهی فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند. پلاژیوکلازها به طور متوسط تا کم دچار دگرسانی سریستی شده‌اند. آمفیبول‌ها بصورت بلورهای منشوری نیمه‌شکل‌دار هستند که رخ در آنها نمایان است (شکل ۲ ث). این کانی به صورت جزئی به کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر دگرسان شده است. آمفیبول‌های موجود در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی به دو صورت اولیه (مگنزیوهورنبلند) و ثانویه (ترمولیت) دیده می‌شوند (۲ ج). کانی‌های ثانویه کلریت و کدر از دگرسانی بیوتیت‌ها نیز شکل گرفته‌اند.

روش پژوهش

به منظور تعیین شیمی کانی پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی، نخست با بازدیدهای صحرایی برای ۱۸ روز و توجه به ارتباط و مرز واحدهای سنگی موجود با هم، نمونه‌برداری صحرایی بصورت اصولی انجام شد. پس از بررسی ۴۰۰ نمونه صحرایی

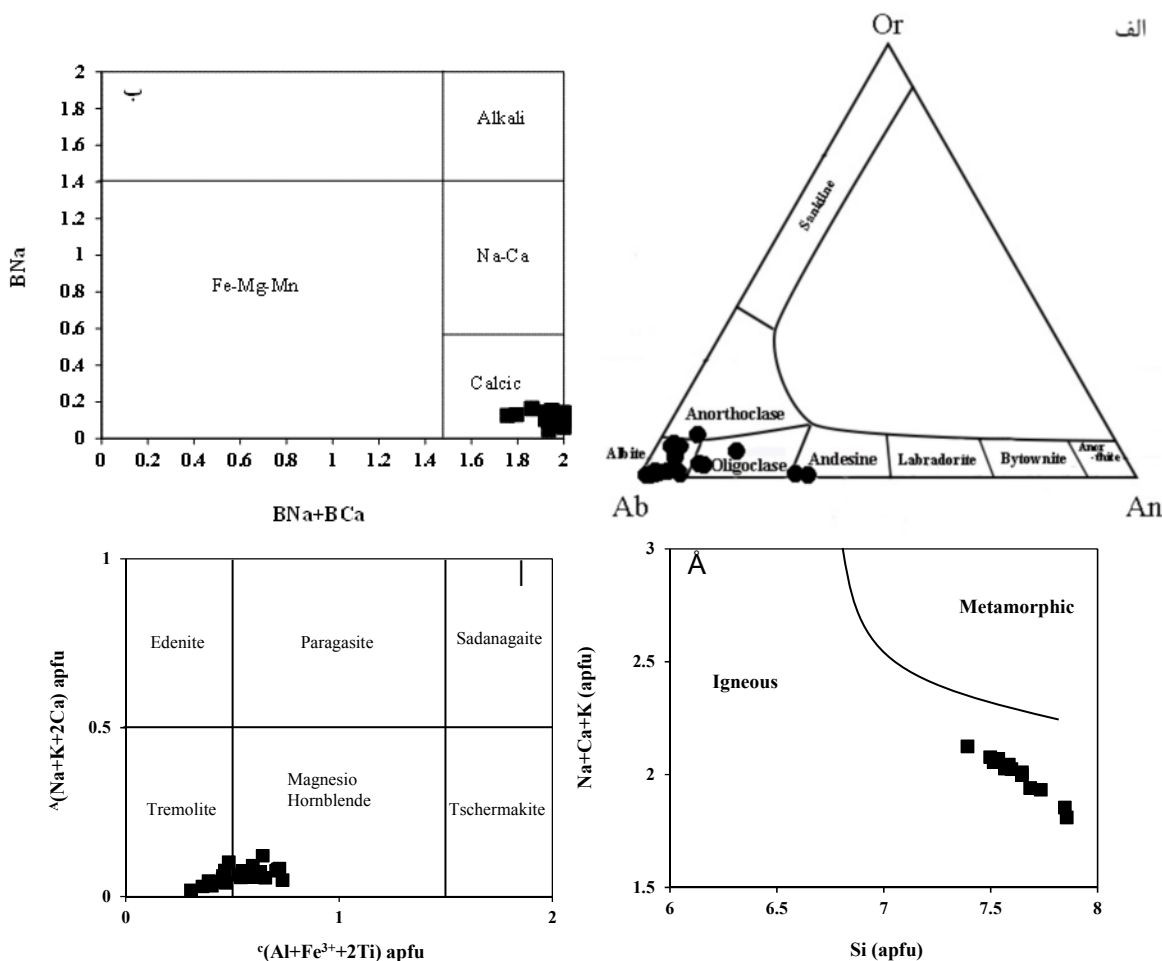
برداشت شده، از ۷۰ نمونه از پلاژیوگرانیت‌های مورد نظر مقطع نازک تهیه گردید. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۴ مقطع نازک صیقلی تهیه و تعداد ۲۴ نقطه از کانی‌اصلی آمفیبول و ۱۹ نقطه از کانی اصلی پلاژیوکلاز برای تجزیه ریزکاو الکترونی انتخاب شدند. به این منظور، نمونه‌ها به آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه یامگاتای ژاپن ارسال و با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL-JX8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان باریکه 2×10^{-8} A تجزیه شدند. قطر پرتو الکترونی ۵ میکرون بود.

بحث و بررسی

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها از کانی‌های اصلی و فراوان موجود در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی هستند. فرمول ساختاری این کانی‌ها براساس ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه می‌شود که نتیجه تجزیه آنها در جدول ۱ ارائه شده‌است. در کل، فلدسپارها با اعضای پایانی Ab، Or، An مشخص می‌شوند. در نمودار مثلثی Ab-Or-An، ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی سدیمی بوده و از آلپیت ($Ab_{63.93}An_{35.84}Or_{0.23}$) تا آندزین ($Ab_{98.19}An_{1.56}Or_{0.25}$) متغیر است (شکل ۳ الف). منطقه‌بندی مشخصی در این کانی‌ها دیده نمی‌شود.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای پلاژیوگرانیت‌های منطقه دهمرد. محاسبه ترکیب‌ها بر پایه ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون انجام شده است.

نمونه	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si(apfu)	Al	Fe	Ca	Na	K	Or	Ab	An
Ds46.1-1	۳۳٫۱۲	۲۱٫۱۸	۰٫۰۵	۲٫۳۶	۸٫۶۷	۰٫۲۸	۶۵٫۶۶	۲٫۰۲	۱٫۷۲	۰٫۰۱	۰٫۲۹	۲٫۱۱	۰٫۰۷	۲٫۷۷	۸۵٫۶۰	۱۱٫۶۴
Ds46.1-2	۶۵٫۸۴	۲۰٫۶۴	۰٫۰۳	۰٫۶۷	۹٫۰۵	۰٫۷۷	۹۷٫۰۰	۲٫۷۲	۱٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۱٫۴۹	۰٫۱۳	۷٫۵۸	۸۹٫۰۹	۳٫۳۲
Ds46.1-3	۶۶٫۵۳	۲۱٫۹۴	۰٫۰۶	۱٫۴۷	۸٫۴۵	۰٫۹۶	۹۹٫۳۹	۲٫۶۸	۱٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۱٫۳۶	۰٫۱۵	۹٫۴۵	۸۳٫۳۳	۷٫۲۳
Ds46.1-4	۶۷٫۷۹	۲۱٫۳۷	۰٫۰۱	۱٫۰۰	۹٫۱۷	۰٫۷۳	۱۰۰٫۰۷	۲٫۷۱	۱٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۱٫۴۷	۰٫۱۲	۷٫۰۵	۸۸٫۱۵	۴٫۸۰
Ds46.3-1	۶۹٫۹۵	۱۹٫۹۷	۰٫۰۵	۰٫۵۶	۱۰٫۲۴	۰٫۱۵	۱۰۰٫۹۲	۲٫۷۷	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۱٫۶۲	۰٫۰۲	۱٫۳۷	۹۵٫۹۸	۲٫۶۴
Ds46.3-2	۶۴٫۹۷	۲۲٫۴۳	۰٫۰۹	۳٫۶۴	۸٫۴۳	۰٫۶۳	۱۰۰٫۱۷	۲٫۵۹	۱٫۱۹	۰٫۰۱	۰٫۲۹	۱٫۳۵	۰٫۱۰	۵٫۷۶	۷۷٫۵۲	۱۶٫۷۲
Ds46.3-3	۷۰٫۰۵	۱۹٫۷۹	۰٫۱۰	۰٫۲۹	۱۰٫۲۰	۰٫۰۴	۱۰۰٫۴۸	۲٫۷۹	۱٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۱٫۶۲	۰٫۰۱	۴٫۲۸	۹۸٫۲۱	۱٫۴۲
Ds46.3-4	۶۹٫۲۲	۱۹٫۴۹	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۱۰٫۱۹	۰٫۰۶	۹۹٫۵۰	۲٫۷۸	۱٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۱٫۶۴	۰٫۰۱	۰٫۶۱	۹۶٫۹۱	۲٫۴۸
Ds46.4-5	۶۹٫۲۴	۱۹٫۸۴	۰٫۰۳	۰٫۶۳	۹٫۸۹	۰٫۰۸	۹۹٫۷۱	۲٫۷۸	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۱٫۵۹	۰٫۰۱	۰٫۸۱	۹۶٫۱۴	۳٫۰۵
Ds46.4-6	۶۸٫۳۴	۲۰٫۲۳	۰٫۰۰	۱٫۱۴	۹٫۸۱	۰٫۱۲	۹۹٫۶۴	۲٫۷۴	۱٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۱٫۵۸	۰٫۰۲	۱٫۱۴	۹۳٫۴۵	۵٫۴۰
Ds46.4-7	۶۷٫۷۴	۲۰٫۵۱	۰٫۰۱	۱٫۶۴	۹٫۲۰	۰٫۰۷	۹۹٫۱۷	۲٫۷۳	۱٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۱٫۴۸	۰٫۰۱	۰٫۶۶	۹۱٫۱۹	۸٫۱۵
Ds46.5-1	۶۸٫۱۴	۱۹٫۸۵	۰٫۰۱	۱٫۴۷	۹٫۹۳	۰٫۱۸	۹۹٫۵۹	۲٫۷۴	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۱٫۶۰	۰٫۰۳	۱٫۶۴	۹۱٫۵۶	۶٫۸۰
Ds46.5-2	۶۹٫۲۱	۱۹٫۸۵	۰٫۰۴	۰٫۷۵	۱۰٫۰۴	۰٫۱۱	۱۰۰٫۰۱	۲٫۷۷	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۱٫۶۱	۰٫۰۲	۱٫۰۵	۹۵٫۳۸	۳٫۵۶
Ds46.5-3	۶۹٫۲۹	۱۹٫۷۰	۰٫۰۳	۰٫۴۷	۹٫۹۸	۰٫۰۵	۹۹٫۵۳	۲٫۷۸	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۱٫۶۰	۰٫۰۱	۰٫۴۸	۹۷٫۲۵	۲٫۲۷
Ds46.5-5	۶۸٫۴۵	۲۰٫۷۰	۰٫۰۹	۰٫۶۹	۹٫۸۴	۰٫۷۶	۱۰۰٫۵۳	۲٫۷۲	۱٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۱٫۵۷	۰٫۱۲	۶٫۹۲	۸۹٫۹۲	۳٫۱۵
Ds46.6-3	۶۷٫۸۰	۲۰٫۵۶	۰٫۰۳	۱٫۰۹	۹٫۶۷	۰٫۴۷	۹۹٫۶۲	۲٫۷۲	۱٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۱٫۵۵	۰٫۰۸	۴٫۴۱	۹۰٫۴۹	۵٫۱۰
Ds46.7-6	۶۱٫۱۸	۲۲٫۹۱	۰٫۴۰	۶٫۶۲	۷٫۲۸	۰٫۰۹	۹۸٫۵۷	۲٫۶۸	۱٫۲۴	۰٫۰۳	۰٫۵۴	۱٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۸۰	۶۸٫۴۸	۳۰٫۷۲
Ds46.8-5	۶۶٫۸۵	۲۰٫۸۷	۰٫۲۸	۲٫۲۲	۹٫۰۴	۰٫۳۱	۹۹٫۵۶	۲٫۶۸	۱٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۱٫۴۵	۰٫۰۵	۳٫۰۰	۸۶٫۴۰	۱۰٫۶۰
Ds46.8-6	۶۱٫۷۳	۲۳٫۶۷	۰٫۳۰	۷٫۵۱	۷٫۴۰	۰٫۰۴	۱۰۰٫۶۵	۲٫۴۵	۱٫۲۵	۰٫۰۲	۰٫۶۰	۱٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۳۷	۶۶٫۱۱	۳۳٫۵۳



شکل ۳ الف) رده‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در پلاژیوگرانیت‌های دهسرد، ب) رده‌بندی آمفیبول‌های پلاژیوگرانیت‌های دهسرد بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها، پ) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار مرجع [۲۳]، ت) جداسازی آمفیبول‌های ناشی از فرایندهای آذرین و آمفیبول‌های برآمده از دگرگونی به‌روش شاری [۲۴].

تشخیص دما- فشار و خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی از آمفیبول‌های مگنزیم‌هورنبلند که برآمده از تبلور مستقیم از ماگما هستند، استفاده شد.

تشخیص آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگون

با توجه به مقدار Si در نمونه‌ها، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع ماگمایی هستند (شکل) به‌عقیده لیک و همکاران [۲۵]، آمفیبول‌ها با سیلیس کمتر از ۷/۳ amu ماگمایی هستند و آمفیبول‌های با سیلیس بیش از این مقدار ۷/۳ برآثر فرایند زیر انجماد شکل گرفته‌اند [۲۷،۲۶] (جدول ۱). در رده‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si که آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی از هم تفکیک می‌شوند [۲۴]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های برآمده از تبلور ماگما قرار دارند (شکل ۳ ت). با کاهش Al^{IV} ، مقدار Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد، که ناشی از افزایش Si در

آمفیبول: آمفیبول‌ها، از مهم‌ترین کانی‌های فرومنیزین موجود در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی هستند. فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جایگاه‌های چار وجهی و هشت‌وجهی در جدول ۲ ارائه شده‌است. مقدار Si آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، ۷/۳۹-۷/۸۵ اتم در واحد فرمولی و مقدار Na_2O آن‌ها ۰/۱۷-۰/۶۱ درصد وزنی است (جدول ۲). با توجه به مقدار کلسیم موجود در جایگاه B ($BCa=1/۶۲-1/۹۳$) و مقدار سدیم در این جایگاه ($BNa=0/۰۴-0/۱۶$)، آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی تشخیص داده شدند، که این امر با نمودار مرجع [۲۵] تایید می‌شود (شکل ۳ ب). کلسیمی بودن آمفیبول‌ها در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی نشان‌دهنده I بودن این سنگ‌هاست [۲۷،۲۶]. آمفیبول‌ها در رده‌بندی مرجع [۲۷] در جایگاه مگنزیم‌هورنبلند و ترمولیت قرار دارند (شکل ۳ پ). در این پژوهش، برای

ساختار بلوری بوده و نشانگر پیشرفت جدایش ماگماست [۲۸]. Ti کمتر از ۰/۵ اتم در فرمول ساختاری آمفیبول هاست. تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} در جدول ۱ نشان دهندهی مقدار

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های پلاژیوگرانیتهای منطقه دهرسد. محاسبه ترکیب بر اساس ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون انجام شده است. Mg#=Mg/(Fe+Mg)

نمونه	SiO ₂ (wt.%)	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Ds46.2-1	۵۴.۵۰	۰.۳۷	۳.۳۸	۹.۹۱	۰.۲۸	۱۶.۳۸	۱۲.۳۹	۰.۲۸	۰.۲۵	۹۷.۷۵
Ds46.2-2	۵۳.۷۵	۰.۵۷	۴.۷۸	۱۰.۳۲	۰.۲۸	۱۵.۹۷	۱۱.۹۱	۰.۵۶	۰.۴۱	۹۸.۵۷
Ds46.2-3	۵۵.۵۲	۰.۲۲	۳.۱۹	۹.۴۴	۰.۳۳	۱۶.۸۲	۱۲.۷۶	۰.۲۵	۰.۱۷	۹۸.۶۸
Ds46.2-4	۵۶.۲۴	۰.۱۳	۲.۳۷	۹.۰۸	۰.۲۵	۱۷.۵۷	۱۲.۶۳	۰.۱۷	۰.۱۰	۹۸.۵۳
Ds46.4-1	۵۳.۰۶	۰.۴۳	۴.۶۷	۱۰.۵۳	۰.۳۱	۱۵.۶۱	۱۲.۴۲	۰.۴۲	۰.۳۵	۹۷.۸۱
Ds46.4-2	۵۳.۰۴	۰.۵۵	۵.۱۰	۱۰.۵۴	۰.۲۷	۱۵.۸۴	۱۲.۱۹	۰.۵۱	۰.۳۷	۹۸.۴۰
Ds46.4-3	۵۳.۵۸	۰.۵۲	۴.۵۹	۱۰.۲۹	۰.۳۰	۱۵.۹۴	۱۲.۲۷	۰.۴۳	۰.۳۶	۹۸.۲۷
Ds46.4-4	۵۳.۳۷	۰.۴۱	۴.۱۰	۹.۹۴	۰.۳۸	۱۶.۰۱	۱۱.۹۷	۰.۴۱	۰.۳۱	۹۶.۹۱
Ds46.6-5	۵۲.۲۴	۰.۵۸	۵.۷۰	۹.۶۹	۰.۲۳	۱۵.۲۹	۱۲.۰۵	۰.۴۸	۰.۵۰	۹۶.۷۵
Ds46.6-6	۵۴.۳۰	۰.۳۱	۳.۸۳	۹.۰۸	۰.۳۰	۱۶.۲۸	۱۲.۰۷	۰.۳۳	۰.۲۸	۹۶.۷۸
Ds46.6-7	۵۳.۶۹	۰.۳۷	۳.۵۲	۹.۲۷	۰.۲۵	۱۶.۰۶	۱۱.۷۵	۰.۳۷	۰.۲۲	۹۵.۵۲
Ds46.7-1	۵۰.۹۷	۰.۵۱	۵.۲۳	۸.۷۳	۰.۳۰	۱۴.۲۵	۱۱.۰۳	۰.۴۹	۰.۴۳	۹۱.۹۴
Ds46.7-2	۵۲.۴۵	۰.۴۸	۵.۲۷	۸.۸۰	۰.۲۸	۱۴.۷۶	۱۰.۸۲	۰.۵۷	۰.۴۳	۹۳.۸۷
Ds46.7-3	۵۴.۴۴	۰.۳۴	۳.۸۶	۸.۷۸	۰.۲۵	۱۵.۸۱	۱۰.۸۰	۰.۴۷	۰.۳۰	۹۵.۰۵
Ds46.7-4	۵۲.۶۱	۰.۳۱	۵.۱۲	۸.۶۵	۰.۲۵	۱۴.۷۲	۱۰.۷۵	۰.۵۷	۰.۴۱	۹۳.۳۸
Ds46.7-5	۵۴.۱۶	۰.۳۶	۳.۹۹	۸.۴۰	۰.۲۶	۱۵.۷۹	۱۰.۵۲	۰.۴۵	۰.۲۶	۹۴.۱۹
Ds46.8-1	۵۳.۴۳	۰.۴۴	۴.۲۶	۱۰.۳۳	۰.۲۹	۱۶.۲۵	۱۲.۰۹	۰.۴۶	۰.۳۲	۹۷.۸۶
Ds46.8-2	۵۳.۲۱	۰.۲۸	۴.۰۵	۹.۴۱	۰.۲۰	۱۶.۰۰	۱۲.۲۹	۰.۳۳	۰.۲۴	۹۶.۰۱
Ds46.8-3	۵۲.۳۱	۰.۵۴	۵.۰۸	۱۰.۵۶	۰.۳۱	۱۵.۱۰	۱۲.۰۲	۰.۵۰	۰.۴۱	۹۶.۸۳
Ds46.8-4	۵۲.۶۳	۰.۵۴	۴.۷۳	۱۰.۲۹	۰.۲۵	۱۵.۴۵	۱۲.۲۴	۰.۵۳	۰.۳۷	۹۷.۰۴
Ds46.9-1	۵۴.۴۳	۰.۱۹	۳.۵۰	۱۰.۱۴	۰.۳۰	۱۵.۸۲	۱۲.۶۶	۰.۲۳	۰.۱۷	۹۷.۴۵
Ds46.9-2	۵۱.۸۶	۰.۷۷	۶.۰۷	۱۰.۹۲	۰.۲۸	۱۵.۰۳	۱۲.۱۹	۰.۶۱	۰.۵۲	۹۸.۲۶
Ds46.9-3	۵۲.۶۳	۰.۳۸	۴.۲۴	۱۰.۵۲	۰.۲۸	۱۵.۱۸	۱۲.۰۴	۰.۳۶	۰.۳۳	۹۵.۹۶
Ds46.9-4	۵۳.۱۴	۰.۵۶	۴.۶۹	۱۰.۴۱	۰.۲۸	۱۵.۸۸	۱۱.۹۶	۰.۵۱	۰.۳۵	۹۷.۷۶

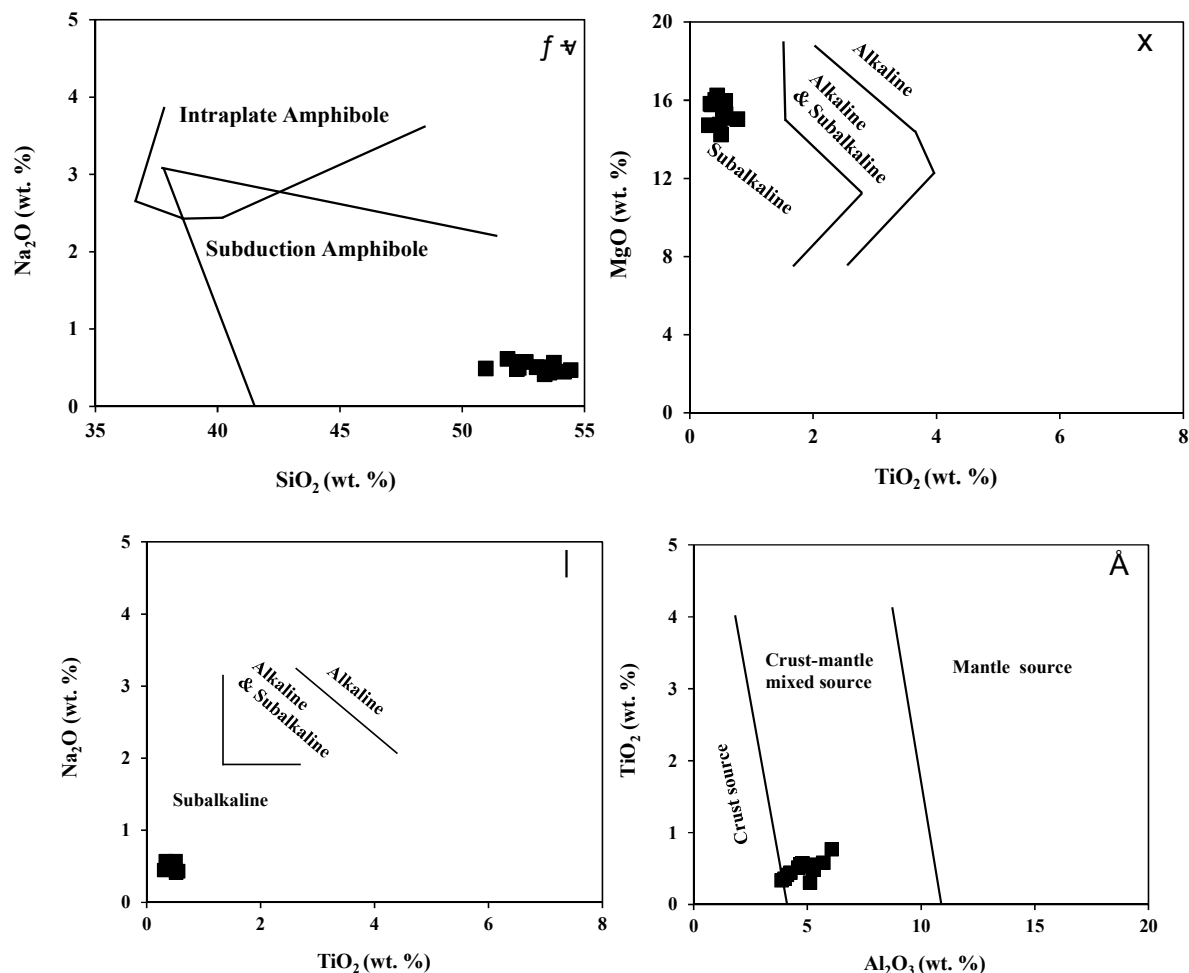
ادامه جدول ۲

نمونه	Si(apfu)	Ti	Al ^I	Al ^(IV)	Al ^(VI)	Fe ^I	mg#	Mn	Mg	Ca	Na	K	B: Ca	B: Na
Ds46.2-1	۷.۷۳	۰.۰۴	۰.۵۶	۰.۲۳	۰.۳۳	۱.۱۷	۲.۱۶	۰.۳۴	۳.۴۶	۱.۸۸	۰.۰۸	۰.۰۵	۱.۸۸	۰.۰۸
Ds46.2-2	۷.۵۸	۰.۰۶	۰.۸۰	۰.۳۶	۰.۴۴	۱.۲۲	۲.۰۵	۰.۳۴	۳.۳۶	۱.۸۰	۰.۱۵	۰.۰۷	۱.۷۹	۰.۱۵
Ds46.2-3	۷.۷۷	۰.۰۲	۰.۵۳	۰.۲۰	۰.۳۲	۱.۱۱	۲.۱۱	۰.۳۹	۳.۵۱	۱.۹۱	۰.۰۷	۰.۰۳	۱.۹۲	۰.۰۷
Ds46.2-4	۷.۸۶	۰.۰۱	۰.۲۹	۰.۱۳	۰.۲۶	۱.۰۶	۲.۰۲	۰.۲۹	۳.۶۶	۱.۸۹	۰.۰۵	۰.۰۲	۱.۸۹	۰.۰۵
Ds46.4-1	۷.۵۷	۰.۰۵	۰.۷۸	۰.۳۹	۰.۴۰	۱.۲۶	۲.۲۳	۰.۳۸	۳.۳۲	۱.۹۰	۰.۱۲	۰.۰۶	۱.۹۰	۰.۱۰
Ds46.4-2	۷.۵۱	۰.۰۶	۰.۸۵	۰.۴۳	۰.۴۲	۱.۲۵	۲.۰۷	۰.۳۲	۳.۳۴	۱.۸۵	۰.۱۴	۰.۰۷	۱.۸۴	۰.۱۴
Ds46.4-3	۷.۵۸	۰.۰۵	۰.۷۷	۰.۳۶	۰.۴۱	۱.۲۲	۲.۱۳	۰.۳۶	۳.۳۶	۱.۸۶	۰.۱۲	۰.۰۶	۱.۸۶	۰.۱۲
Ds46.4-4	۷.۶۵	۰.۰۴	۰.۶۹	۰.۳۱	۰.۳۸	۱.۱۹	۲.۰۵	۰.۴۶	۳.۴۲	۱.۸۴	۰.۱۱	۰.۰۶	۱.۸۳	۰.۱۱
Ds46.6-5	۷.۵۰	۰.۰۶	۰.۹۶	۰.۴۴	۰.۵۲	۱.۱۶	۲.۱۶	۰.۲۷	۳.۲۷	۱.۸۵	۰.۱۳	۰.۰۹	۱.۸۵	۰.۱۳
Ds46.6-6	۷.۷۴	۰.۰۳	۰.۶۴	۰.۲۳	۰.۴۱	۱.۰۸	۲.۰۸	۰.۳۷	۳.۴۶	۱.۸۴	۰.۰۹	۰.۰۵	۱.۸۴	۰.۰۹
Ds46.6-7	۷.۷۶	۰.۰۴	۰.۶۰	۰.۲۰	۰.۴۰	۱.۱۲	۲.۰۸	۰.۳۱	۳.۴۶	۱.۸۲	۰.۱۰	۰.۰۴	۱.۸۲	۰.۱۰
Ds46.7-1	۷.۶۵	۰.۰۶	۰.۹۲	۰.۳۰	۰.۶۳	۱.۱۰	۲.۱۰	۰.۳۹	۳.۱۹	۱.۷۷	۰.۱۴	۰.۰۸	۱.۷۸	۰.۱۴
Ds46.7-2	۷.۶۹	۰.۰۵	۰.۹۱	۰.۲۶	۰.۶۵	۱.۰۸	۲.۰۸	۰.۳۵	۳.۲۲	۱.۷۰	۰.۱۶	۰.۰۸	۱.۷۰	۰.۱۶
Ds46.7-3	۷.۸۵	۰.۰۴	۰.۶۶	۰.۱۲	۰.۵۴	۱.۰۶	۱.۹۶	۰.۳۱	۳.۴۰	۱.۶۷	۰.۱۳	۰.۰۶	۱.۶۶	۰.۱۳
Ds46.7-4	۷.۷۳	۰.۰۳	۰.۸۹	۰.۲۳	۰.۶۵	۱.۰۶	۲.۰۷	۰.۳۱	۳.۲۳	۱.۶۹	۰.۱۶	۰.۰۸	۱.۷۰	۰.۱۶
Ds46.7-5	۷.۸۶	۰.۰۴	۰.۶۸	۰.۱۱	۰.۵۸	۱.۰۲	۱.۸۷	۰.۳۱	۳.۴۱	۱.۶۴	۰.۱۳	۰.۰۵	۱.۶۳	۰.۱۳
Ds46.8-1	۷.۶۰	۰.۰۵	۰.۷۱	۰.۳۶	۰.۳۶	۱.۲۳	۱.۹۹	۰.۳۵	۳.۴۴	۱.۸۴	۰.۱۳	۰.۰۶	۱.۸۳	۰.۱۲
Ds46.8-2	۷.۶۷	۰.۰۳	۰.۶۹	۰.۳۰	۰.۳۹	۱.۱۳	۲.۱۴	۰.۲۴	۳.۴۴	۱.۹۰	۰.۰۹	۰.۰۴	۱.۹۰	۰.۰۹
Ds46.8-3	۷.۵۴	۰.۰۶	۰.۸۶	۰.۴۱	۰.۴۶	۱.۲۷	۲.۲۳	۰.۳۸	۳.۲۴	۱.۸۵	۰.۱۴	۰.۰۸	۱.۸۵	۰.۱۴
Ds46.8-4	۷.۵۶	۰.۰۶	۰.۸۰	۰.۳۸	۰.۴۲	۱.۲۴	۲.۲۴	۰.۳۱	۳.۳۱	۱.۸۸	۰.۱۵	۰.۰۷	۱.۸۸	۰.۱۲
Ds46.9-1	۷.۷۵	۰.۰۲	۰.۵۹	۰.۲۳	۰.۳۵	۱.۲۱	۲.۲۱	۰.۳۷	۳.۳۶	۱.۹۳	۰.۰۶	۰.۰۳	۱.۹۴	۰.۰۶
Ds46.9-2	۷.۳۹	۰.۰۸	۱.۰۲	۰.۵۳	۰.۴۹	۱.۳۰	۰.۸۰	۱.۲۲	۰.۲۹	۲.۲۲	۰.۳۴	۳.۱۹	۱.۸۶	۰.۱۷
Ds46.9-3	۷.۶۴	۰.۰۴	۰.۷۳	۰.۳۲	۰.۴۱	۱.۲۸	۰.۱۰	۱.۲۷	۰.۲۸	۲.۲۷	۰.۳۴	۳.۲۸	۱.۸۷	۰.۱۰
Ds46.9-4	۷.۵۷	۰.۰۶	۰.۷۹	۰.۳۷	۰.۴۱	۱.۲۴	۰.۱۹۴	۱.۰۴	۰.۲۷	۲.۰۴	۰.۳۴	۳.۲۷	۱.۸۲	۰.۱۴

زمین‌ساخت و خاستگاه پلاژیوگرانیت‌های دهرسد برپایه ترکیب آمفیبول

برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای از محیط‌های فرورانش، می‌توان از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که با توجه به بررسی قطعه‌های بیگانه سنگ‌های گوشته‌ای به دست آمده‌اند، استفاده کرد [۲۹]. آمفیبول‌های وابسته به محیط فرورانش مقدار Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به آمفیبول‌های وابسته به محیط‌های درون صفحه‌ای دارند [۳۰]. از این رو، با توجه به مقدار Na_2O آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی (به طور متوسط $0.5\text{wt.}\%$)، ارتباط این کانی با محیط زمین‌ساختی فرورانشی مشخص می‌شود (شکل ۴ الف). در نمودارهای مقدار Na_2O ،

MgO و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۰] ماهیت آمفیبول‌های مورد بررسی از نظر قلیایی یا شبه قلیایی بودن قابل تشخیص است. آمفیبول‌های شبه قلیایی دارای Ti ، K ، Na و Al پایین‌تری نسبت به قلیایی‌ها هستند که با توجه به این امر، آمفیبول‌های پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی سرشت شبه‌قلیایی دارند (شکل‌های ۴ ب و پ). این امر با نتایج پژوهش‌های پیشین پیرامون شیمی سنگ کل این نمونه‌ها که ویژگی آهکی-قلیایی را برای این پلاژیوگرانیت‌ها در نظر گرفته است (در این جا ارائه نشده است)، هم‌خوانی دارد. نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (برحسب درصد اکسید) [۳۱] برای آمفیبول‌های مورد بررسی حضور ماگمای گوشته‌ای و ترکیب‌های پوسته‌ای را در تشکیل آمفیبول‌ها نشان می‌دهد (شکل ۴ ت).



شکل ۴ الف) نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۲۹] که نشان دهنده ارتباط آمفیبول‌های مورد بررسی با محیط زمین‌ساختی فرورانشی است. ب و پ) تعیین ماهیت پلاژیوگرانیت‌های دهرسد با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول‌ها [۳۰]. ت) نمودار TiO_2 - Al_2O_3 که نشان‌دهنده ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلندهاست [۳۱].

چنان که بیان شد، Al^I ارتباط مستقیم با فشار دارد. با توجه به این امر، اشمیت [۱۲] رابطه‌ای برای تشخیص فشار تبلور بر اساس مقدار Al^I برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مطرح کرد:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^I \quad r_2 = 0.99 \quad (1)$$

Al^I مقدار آلومینیم کل ($Al^{IV} + Al^{VI}$) در ترکیب آمفیبول است. بر این اساس میانگین فشار برای تبلور هورنبلند در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۱۱-۱/۸۵ کیلوبار به دست آمد. اندرسن و اسمیت [۱۳] سه رابطه مراجع [۱۲، ۱۴] و رابطه دماسنجی مرجع [۳۹] را با هم ترکیب کرده و به رابطه دست یافتند که نسبت به روش‌های دیگر خطای کمتری دارد. در این رابطه، اثر دما و فشار بر مقدار Al به خوبی مشخص است.

$$P (0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^I \{ (T[C^\circ] - 675)/85 \} \times \{ Al^I 0.53 + 0.005294 \times (T[C^\circ] - 675) \} \quad (2)$$

بر این اساس، فشار تبلور هورنبلندهای مورد بررسی حدود ۰/۵ کیلوبار برآورد شد.

براساس نمودار [۱۲]، آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره فشار بیش از ۰/۵ تا ۱ کیلوبار (میانگین عمق حدود ۲ کیلومتر) متبلور شده‌اند (شکل ۵ الف) که با دماهای به دست آمده از روش‌های بیان شده همخوانی دارد.

برای محاسبه دمای تبلور آمفیبول روش‌های متفاوتی ارائه شده است که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود. افزایش دما رابطه مستقیم با مقدار تیتانیم هورنبلند دارد [۱۳]. از آنجا که مقدار تیتانیم وابسته با مقدار آلومینیم در واحد فرمولی آمفیبول‌هاست [۳۵]، با استفاده از ویژگی می‌توان دمای تشکیل این کانی‌ها را محاسبه کرد (شکل ۵ ب) [۴۰].

دماسنجی بر پایه زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند، از دیگر روش‌های متداول دماسنجی برای توده‌های آهکی-قلیایی است [۳۸، ۱۴]. هلند و همکارش [۴۱] دماسنجی براساس واکنش ادنیت-ریشتریت را پیشنهاد دادند که برای سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزار و بدون کوارتز کاربرد دارد:

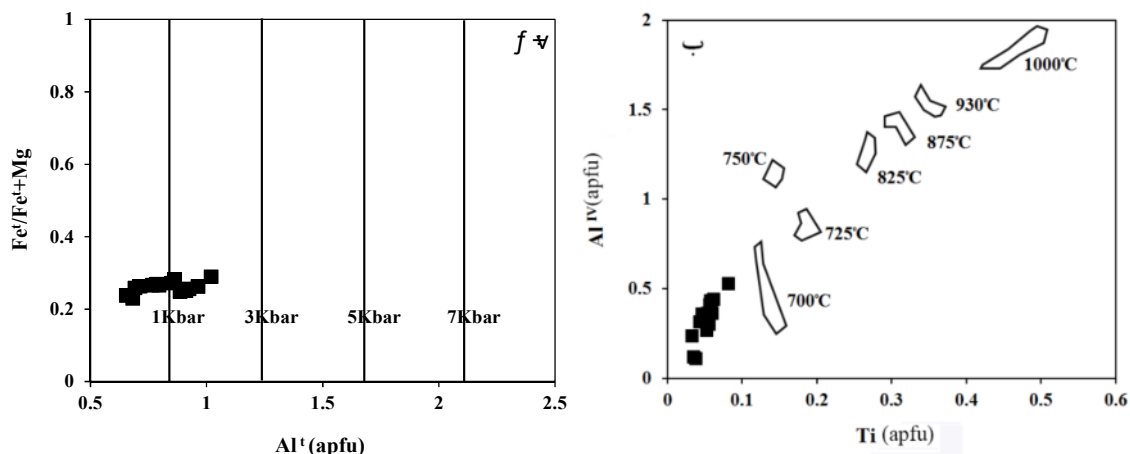
$$T [K] = \{ 78.44 + Y_{ab} - a_n - 33.6 X_{NaM4} - (66.8 - 2.92P[\text{kbar}]) X_{AlM2} + 78.5 X_{AlT1} + Ln 0.0721 - R \{ 9.4 X_{NaA} / [(27 X_{NaM4} X_{SiT1} X_{Anplg}) / (64 X_{CaM4} X_{AlT1} X_A) bplg] \} \} \quad (3)$$

عدد منیزیم ($Mg\#$) هورنبلندها نیز در تشخیص خاستگاه ماگمایی نقش موثری دارد [۳۲، ۳۳]. عدد منیزیم آمفیبول‌های با خاستگاه گوشته‌ای بیش از ۰/۷ و برای آمفیبول‌های با خاستگاه پوسته‌ای کمتر از ۰/۵ است. مقادیر بین ۰/۷ و ۰/۵ نیز بیانگر سهیم بودن هر دو خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل ماگماست [۳۲، ۳۳]. عدد منیزیم هورنبلندهای مورد بررسی ۰/۷۲-۰/۷۹ بوده، که نشان‌دهنده گوشته‌ای بودن خاستگاه آمفیبول‌های مورد بررسی است.

جینگ و همکاران [۳۴] معتقدند که مقدار $Al^{IV} = 1/5$ را می‌توان به عنوان مرز جدایش محیط زمین‌ساختی آمفیبول‌ها در نظر گرفت. به این ترتیب که مقادیر Al^{IV} بیش از ۱/۵ نشان‌دهنده آمفیبول‌های فشار بالا (در حدود ۱۰ کیلوبار) هستند که در محیط‌های جزایر قوسی شکل گرفته‌اند و مقادیر کمتر از ۱/۵ مربوط به آمفیبول‌های کرانه فعال قاره‌ای هستند. با توجه به این موضوع و مقادیر Al^{IV} (جدول ۱)، آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی ($Al^{IV} = 0.1 - 0.52$) در گستره کرانه فعال وابسته به فرورانش قرار دارند.

دما-فشار سنجی با استفاده از کانی آمفیبول

آمفیبول از مفیدترین کانی‌ها برای دما-فشارسنجی سنگ‌های آهکی-قلیایی است که با توجه به تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی، در گستره‌ای از دما و فشار از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۱۴]. یکی از روش‌های محاسبه فشار، استفاده از مقادیر Al^I و Al^{VI} موجود در آمفیبول‌هاست [۱۲، ۳۵]. مقدار Al^I آمفیبول‌ها ارتباط مستقیمی با عمق جایگیری توده‌ها دارد. در واقع، هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد عمق نیز بیشتر است. مقدار Al^{VI} آمفیبول‌ها نیز با دما که وابسته به مقدار آب ماگماست رابطه مستقیم دارد [۳۶]. فشار نیز بر مقدار Al^{VI} اثر می‌گذارد. به عقیده ونز [۳۷]، با اینکه ترکیب شیمیایی سنگ اثری بر مقدار Al^{VI} آمفیبول ندارد، ولی همزیستی کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، فلدسپاریتاسیم، کوارتز، بیوتیت، مگنتیت یا ایلمنیت برای استفاده از ترکیب آمفیبول به عنوان معیاری برای ارزیابی فشار و دما در سنگ مورد بررسی ضروری است [۳۸].



شکل ۵ الف) نمودار $Fe^I/(Fe^I+Mg)$ نسبت به Al^I برای تعیین گستره‌ی فشار تشکیل پلاژیوگرانیت‌های دهسرد [۱۳]. ب) محاسبه‌ی تقریبی دمای تشکیل آمفیبول‌های پلاژیوگرانیت‌های دهسرد [۴۰].

اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی موجب تغییر ترکیب آمفیبول می‌شود، با کاهش گریزندگی اکسیژن به مقدار بیشتر و Fe^{3+} به مقدار کمتر در شبکه هورنبلند جایگزین می‌شوند. از این رو، بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} که نشان‌دهنده شرایط اکسایشی ماگماست، باعث جانمایی بیشتر منیزیم با آلومینیم می‌شود [۳۸]. نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای آمفیبول‌ها (جدول ۱) گویای وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در این سنگ‌هاست، که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها به نسبت اکسایشی بوده است.

استفاده از ترکیب آمفیبول‌هایی با $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^I / (Fe^I + Mg) > 0.3$ از روش‌های مناسب برای سنجش مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی است [۱۳]. اگر این نسبت بین صفر تا ۰.۶ باشد، نشان از گریزندگی بالای اکسیژن دارد، ۰.۶-۰.۸ حدواسط بودن گریزندگی اکسیژن و ۰.۸ تا یک پایین بودن گریزندگی اکسیژن را نشان می‌دهد. آمفیبول‌های بررسی شده با $Fe^{\#} = 0.22-0.28$ ، بالا بودن گریزندگی اکسیژن را بخوبی نشان می‌دهند (شکل ۶).

وزن [۳۷] برای محاسبه گریزندگی اکسیژن، رابطه زیر را ارائه کرد:

$$\log fO_2 \text{ (bars)} = -30930/T(k) + 14.98 + 0.142(P(\text{bars}) - 1)/T(k)$$

بر این اساس، مقدار گریزندگی اکسیژن پلاژیوگرانیت‌های دهسرد ($\log fO_2 = -26.97$) اکسایشی بودن ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد که با نتایج به دست آمده همخوانی دارد.

دمای تعادل آمفیبول پلاژیوکلاز در پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی ۴۴۱-۵۹۳ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

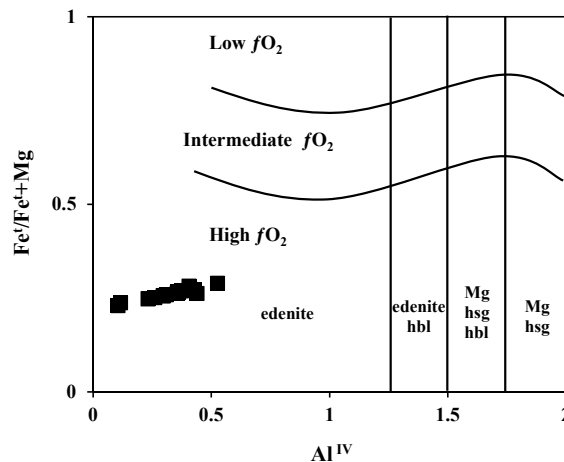
روش دیگری توسط وینهل و همکاران [۳۹] برای تعیین دمای تعادل هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز در فشار ۲۰-۱ کیلو بار و گریزندگی هماتیت، مگنتیت-کوارتز، فورستریت، مگنتیت (HM-QFM) ارائه شد:

$$T [^{\circ}C] = 654.9 + 25.3P$$

بر این اساس، میانگین دمای پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی ۶۷۳ درجه سانتی‌گراد به دست آمد، که به نتایج دماسنجی مرجع [۳۹] نزدیک است.

برآورد گریزندگی اکسیژن

مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به جنس مواد در منبع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی آن بستگی دارد [۴۲]. با استفاده از کانی‌های فرعی چون مگنتیت، ایلمنیت و مجموعه کانی‌های سنگ و شیمی کانی‌ها می‌توان به میزان گریزندگی اکسیژن اولیه ماگماها پی‌برد [۴۲]. ماگماهای گرانیت‌های نوع I به نسبت اکسایشی و ماگماهای گرانیتی نوع S بیشتر کاهش‌ی هستند [۳۷]. ماگماهای با اکسایش بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده‌اند [۴۲] و ماگمای فلسیک برآمده از جدایش ماگمای گوشته‌ای مناطق کافت، احیایی هستند [۴۳]، وجود کانی‌های تیتانیت و مگنتیت خودشکل به‌عنوان فازهای تبلور یافته در سنگ‌های فلسیک نشان‌دهنده اکسایشی بودن ماگماست. همچنین، آمفیبول‌های غنی از منیزیم نیز نشان‌گر ماگماهای به نسبت اکسایشی هستند [۴۲]. از آنجا که تغییر در گریزندگی



شکل ۶ نمودار تعیین‌گرزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۱۳].

[2] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution (1981) 5-32.

[3] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

[4] Sedighian S., Dargahi S., Arvin M., "Petrochemistry of Khunrang intrusive complex, southeast of Kerman, Iran: Implications for magmatic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the Mesozoic time", Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 149-165.

[5] Azizi H., Asahara Y., Tsuboi M., "Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", International Geology Review 56 (2014) 167-186.

[6] Azizi H., Asahara Y., Mehrabi B., "Chung SL. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", Geochemistry 71 (2011) 363-376.

[7] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Abedini, M.V., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-683.

[8] Zamanian H., Sameti M., Pazoki A., Barani N., Ahmadnejad F., "Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet-

برداشت

پلاژیوگرنایت‌های دهسرد از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند که دارای بافت دانه‌ای و نیمه‌شکل-دار هستند. پلاژیوکلازها منطقه‌بندی مشخصی از خود نشان نمی‌دهند و ترکیب سدیمی می‌دارند. بر پایه ترکیب آمفیبول-های مورد بررسی، این کانی‌ها طی فرایندهای آذرین تشکیل شده‌اند و از آمفیبول‌های کلسیمی هستند. هورنبلندها در گستره منیزیهورنبلند و ترمولیت که شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند، قرار دارند. با توجه به مقادیر Al_2O_3 ، TiO_2 و $Mg\#$ ، نقش گوشته در تشکیل ماگمای سازنده آمفیبول‌ها مشخص می‌شود. روش‌های دماسنجی براساس ترکیب زوج کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند دمای تشکیل را در حدود ۵۹۳-۴۴۱ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کنند. زمین‌فشارسنجی برپایه-ی آلومینیم موجود در هورنبلند میانگین فشار ۰/۷۵ کیلو بار را برای این توده به دست می‌دهد که جایگزینی این توده را در اعماق کم و نزدیک به سطح زمین نشان می‌دهد. این نتایج با مشاهدات سنگ‌شناسی، شواهد بافتی و مرز ناگهانی و مشخص سنگ‌های نفوذی با سنگ‌های میزبان همخوانی. مقدار گریزندگی اکسیژن نیز محیط اکسایشی و وابسته به مرزهای ورقه‌های همگرا را برای تشکیل سنگ‌های مورد بررسی پیشنهاد می‌دهد.

مراجع

[1] Berberian M., King G., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-65.

Journal of Crystallography and Mineralogy 9 (2001) 1380. In Persian.

[20] Ghorbani M., Rajabzadeh M., "Petrological, geochemical and K-Ar dating studies on Band-e-Ziarat ophiolitic complex, south of Kahnuj, Kerman Province", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2012). In Persian.

[21] Nazemzadeh M., Rashidi A., "Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran", Sheet. (2006) 7347.

[22] Whitney D.L., Evans B.W. "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American mineralogist 95 (2010) 185-187.

[23] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., "Nomenclature of the amphibole supergroup", American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.

[24] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Cruz M.J.M., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil", Journal of South American Earth Sciences. 11 (5) (1998) 457-471.

[25] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., "Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", Mineralogical Magazine 61 (1997) 295-321.

[26] Agemar T., Wörner G., Heumann A., "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology 136 (1999) 331-344.

[27] Chivas A.R., "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization", Contributions to Mineralogy and Petrology 78 (1982) 389-403.

[28] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth-Science Reviews 39 (1995) 91-106.

[29] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos 99 (2007) 68-84.

pyroxene chemistry and fluid inclusion studies", Arabian Journal of Geosciences 10 (2017) 54.

[9] Esmaily D., Valizadeh M.V., Noorolahi Z., Kananian A., "Mineral chemistry and whole rock geochemistry evidences of the differentiation in the Karaj Dam basement igneous rocks", (2006) 153-176.

[10] Davoudian D.A., "Mineral chemistry and PT conditions of crystallization of the granitoid plutons in the Zayandeh-Rood river area, shear zone of north of Shahrekord with special reference to magmatic epidote", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2010). In Persian.

[11] Simakin A., Zakrevskaya O., Salova T., "Novel amphibole geo-barometer with application to mafic xenoliths", Earth Science Research 1 (2012) 82.

[12] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology. 110 (1992) 304-10.

[13] Anderson J.L., Smith DR., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[14] Blundy J.D., Holland T.J., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.

[15] Berberian M., "Active tectonics and geologic setting of the Iranian plateau", In *Developments in Earth Surface Processes* 17 (2014) 151-171. Elsevier.

[16] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", American Journal of Science 304 (2004) 1-20.

[17] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", AAPG Bulletin. 52 (1968) 1229-58.

[18] Falcon N.L., "Southern Iran: Zagros Mountains", Geological Society of London, Special Publications 4 (1974) 199-211.

[19] Mahdavi N., Arvin M., "The mechanism of the formation of disequilibrium textures in the Deh-Sard lava flows, south of Baft", Iranian

- subduction-related volcanoes*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 160 (2010) 45-66.
- [37] Wones D.R., “Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks”, American Mineralogist 74 (1989) 744-749.
- [38] Stein E., Dietl C., “Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald”, Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.
- [39] Vynhal C., McSween J.r.H., Speer J., “Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability”, American Mineralogist 76 (1991) 176-188.
- [40] Helz R.T., “Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases”, Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.
- [41] Holland T., Blundy J., “Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry”, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.
- [42] Helmy H., Ahmed A., El Mahallawi M., Ali S., “Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications”, Journal of African Earth Sciences 38 (2004) 255-268.
- [43] Loiselle M., “Characteristics and origin of anorogenic granites”, Geol Soc Amer Abst. 11 (1979) 468.
- [30] Molina J.F., Scarrow J.H., 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”, Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.
- [31] Jiang C., An S., “On chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance”, Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-9.
- [32] Xie Y.W., Zhang Y.Q., “Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduanshan region”, Acta Mineral Sin (in Chinese), 10 (1990) 35-45.
- [33] Xue H., Dong S., Jian P., “Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen”, Science in China Series D: Earth Sciences 49(7) (2006) 684-695.
- [34] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z., “Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses”, Lithos 63 (2002) 165-187.
- [35] Helz R.T., “Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb. Part II. Melt compositions”, Journal of Petrology 17 (1976) 139-193.
- [36] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., “Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to