

شرایط تبلور و شیمی کانی سنگ‌های آداکیتی شمال دهگلان، شرق کردستان

بهمن رحیم زاده*^۱، پروین شکراللهی^۱، غصون زهیره^۱، فریبرز مسعودی^۱

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

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۴/۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱۲/۲۷

چکیده

منطقه دهگلان در شمال غرب ایران واقع شده است و قسمتی از زون سنندج- سیرجان می‌باشد. در این محدوده چندین واحد آتشفشانی حد واسط تا اسیدی به سن میوسن فوقانی- پلیوسن رخمون دارند. سنگ‌های این منطقه عمدتاً ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت و داسیت دارند. فنوکریست‌های آن‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده است. کلینوپیروکسن با فراوانی بسیار کم در فنوکریست‌ها نیز قابل ملاحظه می‌باشد. در این مطالعه با استفاده از ویژگی‌های کانی‌شناسی به بررسی ترکیب، کینتیک تبلور کانی‌ها و ژنز سنگ‌های شمال دهگلان پرداخته شده است. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در این سنگ‌ها نشان می‌دهند که ترکیب پلاژیوکلازها از آندزین تا الیگوکلاز در تغییر بوده و منطقه‌بندی در آنها دیده می‌شود. آمفیبول‌ها عمدتاً از نوع هورنبلند ادینیتی و مگنزیوهورنبلند، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت و بیوتیت از نوع بیوتیت منیزیم‌دار هستند. بیوتیت‌ها اکثراً از نوع ماگمایی اولیه بوده و بین دو قطب فلوگوپیت و آنیت قرار گرفته‌اند. فوگاسیته اکسیژن ماگما براساس شیمی آمفیبول و کلینوپیروکسن در زمان تبلورشان بالا بوده است. بر مبنای ترکیب کلینوپیروکسن و بیوتیت ماهیت ماگمایی اولیه سازنده و محیط تکتونیکی سنگ‌های میوسن بالای- پلیوسن کالک‌آلکان بوده که در قوس مرتبط با فرورانش در حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به‌طور متوسط در فشار ۵ تا ۶ کیلوبار و دمای حدود ۱۰۰۰ تا ۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد، آمفیبول‌ها در فشار ۴ تا ۶ کیلوبار و دمای بین ۷۲۴ تا ۸۶۲ درجه سانتی‌گراد، پلاژیوکلاز در دمای بین ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت در دمای ۷۱۵ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آداکیت، دما-فشار سنجی، دهگلان، سنندج- سیرجان، شیمی کانی.

مقدمه

در کوهزایی زاگرس که حاصل برخورد صفحه عربی به میکروپلیت ایران می‌باشد، سه ساختار مشخص شامل زون رسوبی زاگرس، زون دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه دختر با روند شمال غرب- جنوب شرق در ایران شکل گرفته‌اند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Mohajjel et al, 2003; Stocklin, 1968). زون ماگمایی ارومیه دختر که حاصل دور دوم فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی است (معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷) در طی ائوسن تا کواترنری به وجود آمده است. هرچند غالب ماگماتیسیم ارومیه دختر در ائوسن و اولیگوسن بوده است (Nouri et al, 2018; Chiu et al, 2013; Ghorbani, 2006). طی میوسن به ویژه در بخش شمالی (Boccaletti et al, 1977) و کواترنری (Allen et al, 2013; Azizi et al, 2013) نیز فعالیت داشته است. علی‌رغم غالب بودن ماگماتیسیم دارای سرشت کالکوالکال و آلکالین در ارومیه دختر، با این وجود ماگماتیسیم با سرشت آداکیتی به ویژه در طی اولیگومیوسن نیز در این زون دیده می‌شود (Azizi et al, 2014; Jahangiri, 2007; Ahmadzadeh, 2010; Ghadami et al, 2008). سنگ‌های با سرشت آداکیتی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی شامل $\text{SiO}_2 \geq 56\text{wt}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\text{wt}\%$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0.5$ ، $\text{Sr} > 400\text{ppm}$ و $\text{Yb} \leq 1/8\text{ppm}$ و $\text{Y} \leq 1\text{ppm}$ (Defant et al, 1990; Drummond et al, 1996) در دوره میوپلیوسن در شرق سنندج و شمال دهگلان یک مجموعه دم آتشفشانی با سرشت آداکیتی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق با ترکیب آندزیت تا داسیت به همراه خاکسترهای گسترده داسیتی به سن

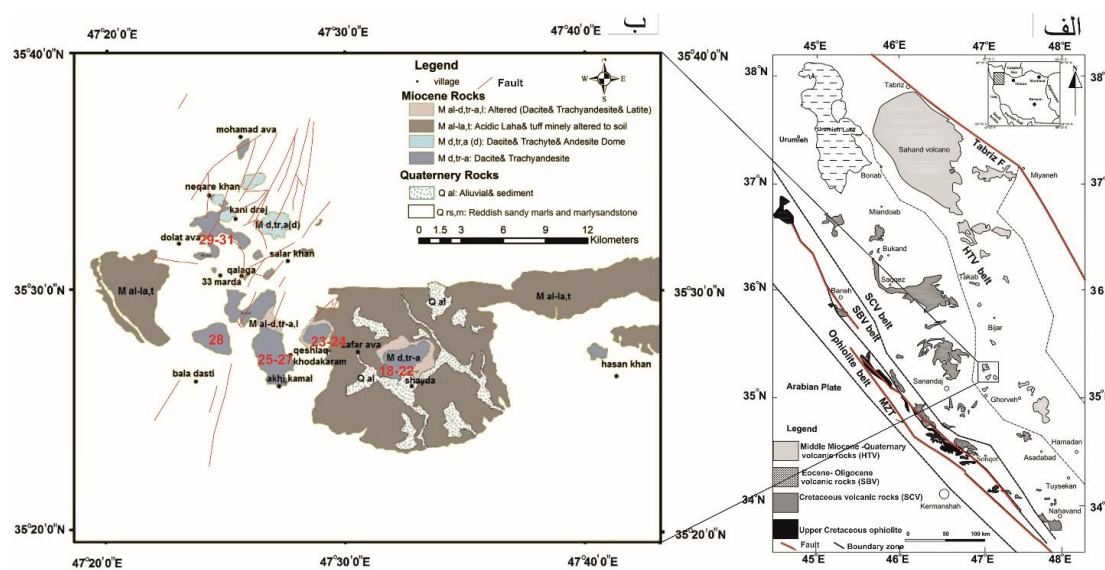
میوپلیوسن برونزد دارند (معین وزیری، ۱۳۷۷). سنگ‌های منطقه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی شامل $\text{SiO}_2 > 60\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ، $\text{MgO} < 2\%$ ، $\text{Sr}/\text{Y} > 30$ و $\text{La}/\text{Yb} > 25\%$ مربوط به سری آداکیت هستند (Azizi et al, 2014) و در تقسیم بندی مارتین و موین (Martin and Moyen, 2002) جزء آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) می‌باشند. سن این سنگ‌ها به روش پتاسیم- آرگون توسط بوکالتی و همکاران (Boccaletti et al, 1977) حدود ۸ تا ۱۱ میلیون سال اندازه‌گیری شده است. به منظور بررسی دقیق‌تر تحولات و شرایط ماگماتیسیم سنگ‌های یاد شده، در این پژوهش با استفاده از بررسی شیمی‌کانی‌ها به روش آنالیز نقطه‌ای (EMPA)، ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود، دما- فشار تشکیل کانی‌ها، تحولات ماگمایی و محیط تکتونیکی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه دهگلان در شرق سنندج، شمال غرب ایران و در تقسیم‌بندی‌های رایج زمین‌شناسی ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳؛ Stocklin and Nabavi, 1973)، در زون سنندج- سیرجان واقع شده است (شکل ۱). در تقسیم‌بندی جدید عزیز و معین وزیری (Azizi and Moinevaziri, 2009) زمان ماگماتیسیم به عنوان یک پارامتر مهم برای تعیین زون زمین‌شناسی در نظر گرفته شده است. آنها یک مدل جدید را برای محیط تکتونیکی ولکانیسم کرتاسه- کواترن بین دو گسل روراندگی بزرگ، گسل تبریز و گسل زاگرس، در شمال غرب ایران پیشنهاد کرده‌اند. در این تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه در کمربند ولکانیک‌های تبریز- همدان (HTV)، بخش شمالی از زون سنندج- سیرجان، قرار دارد. این محققان نشان دادند که

هستند که جوش خوردگی اندکی حاصل کرده و کاربرد پوزولانی دارند (مسعودی و همکاران، ۱۳۹۱). از ویژگی‌های بارز این خاکسترهای داسیتی فراوانی زنولیت در آن‌ها است که به صورت تحلیل رفته و گاهی سالم دیده می‌شوند. این زنولیت‌ها در اندازه‌های میکروسکوپی تا ماکروسکوپی دیده می‌شود و حجم آن‌ها در مواردی تا ۱۵ درصد از کل واحد را تشکیل می‌دهند (مسعودی و رحیم زاده، ۱۳۹۰). سن آتشفشان‌های میوسن توسط (Boccaletti et al, 1977)، ۸/۳ تا ۹/۲ میلیون سال (میوسن فوقانی- پلیوسن) برآورد شده است.

سنگ‌های این کمربند عمدتاً دارای ترکیب اسیدی تا حد واسط (کالک‌آکالن) و به مقدار کمتر آلکالی بازالت هستند و تشکیل آن‌ها مرتبط با بستن شدن نهایی نئوتتیس در زمان میوسن- کواترنر می‌باشد. در شمال دهگلان بین سنندج و قروه چندین آتشفشان اسیدی تا حد واسط رسوبات میوسن را شکافته و به صورت دم و گدازه در سطح زمین ظاهر شده‌اند. آتشفشان‌های شیدا- آخی کمال و کانی دیرژ نمونه‌های این رخداد هستند و شامل گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی، لاتیتی و داسیتی با بافت پورفیریک می‌شوند. سایر رخنمون‌ها غالباً به صورت خاکستر داسیتی سفید و خاکستری رنگ



شکل ۱: الف) نقشه چینه‌بندی آتشفشان‌های شمال غرب ایران (Azizi and Moinevaziri, 2009)، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه، اعداد محل نمونه‌برداری (برگرفته از مطالعات صحرایی این تحقیق و اطلاعات موجود در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سنندج، قروه، بیجار، دیواندره و تکاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

مواد و روش‌ها

پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت در سنگ‌های آتشفشانی دهگلان، تعداد ۱۱ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌ها جهت آنالیز نقطه‌ای EMPA انتخاب و آنالیز حدود ۸۰ نقطه از چهار نوع کانی

در این تحقیق پس از نمونه‌برداری صحرایی و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و پتروگرافی نمونه‌ها، به منظور مطالعه ترکیب شیمی کانی‌های

در این سنگ با حاشیه سوخته (اپاسیته) هستند و به کلریت تجزیه شده‌اند. آن‌ها دارای رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای کم رنگ و ادخال‌هایی از اپاک یا دیگر کانی‌ها می‌باشند. فراوانی هورنبلندها نسبت به بیوتیت‌ها کمتر می‌باشد، به طوری که اغلب داسیت‌ها فاقد فنوکریست هورنبلند هستند. آلکالی فلدسپار و کلینوپیروکسن با فراوانی کمتر از یک درصد دیده می‌شوند. کانی‌های آپاتیت و اپاک از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها است که به صورت ادخال‌ها در فنوکریست‌ها یا پراکنده در زمینه قرار دارند.

آندزیت - تراکی آندزیت

این گروه از سنگ‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی عمدتاً دارای رنگ اندکی تیره‌تر از داسیت‌ها می‌باشد. فنوکریست‌ها در این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند و به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند و در پاره‌ای موارد کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های فرعی قابل ملاحظه می‌باشد. فنوکریست‌ها عموماً به صورت منفرد یا گلومروپورفیری در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. در یک مورد (نمونه QT31) آندزیت حاوی بیگانه‌بلور کوارتز و حاشیه بلور توسط شیشه قهوه‌ای کم رنگ به صورت کرونا احاطه شده است (شکل ۲ب). بافت پورفیری با خمیره ریزبلور تا مخفی‌بلور است و در برخی از نمونه‌های سنگی نیز بافت جریان‌ی مشاهده می‌شود. خمیره عمدتاً از بلورهای ریز پلاژیوکلاز، هورنبلند و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. کانی‌های اپاک و آپاتیت به مقدار بسیار اندک در خمیره و به عنوان ادخال در فنوکریست‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲پ). فراوان-ترین فنوکریست در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز نوع آندزین می‌باشد. اندازه آن‌ها حداکثر به ۴ میلی‌متر می‌رسد و مقدار آن‌ها در مقاطع از ۳ تا ۲۱ درصد

توسط دستگاه الکترون میکروپروپ مدل Camaca SX50 و در شرایط ولتاژ شتاب دهنده 15kV و شدت جریان 10 nA در دانشگاه رم، ایتالیا انجام شد. بعد از جمع‌آوری و تهیه تمام داده‌ها، نمودارهای مورد نیاز توسط نرم افزارهای GCDkit و CoreDRAW، ترسیم و داده‌ها براساس آنها تحلیل شد.

نتایج

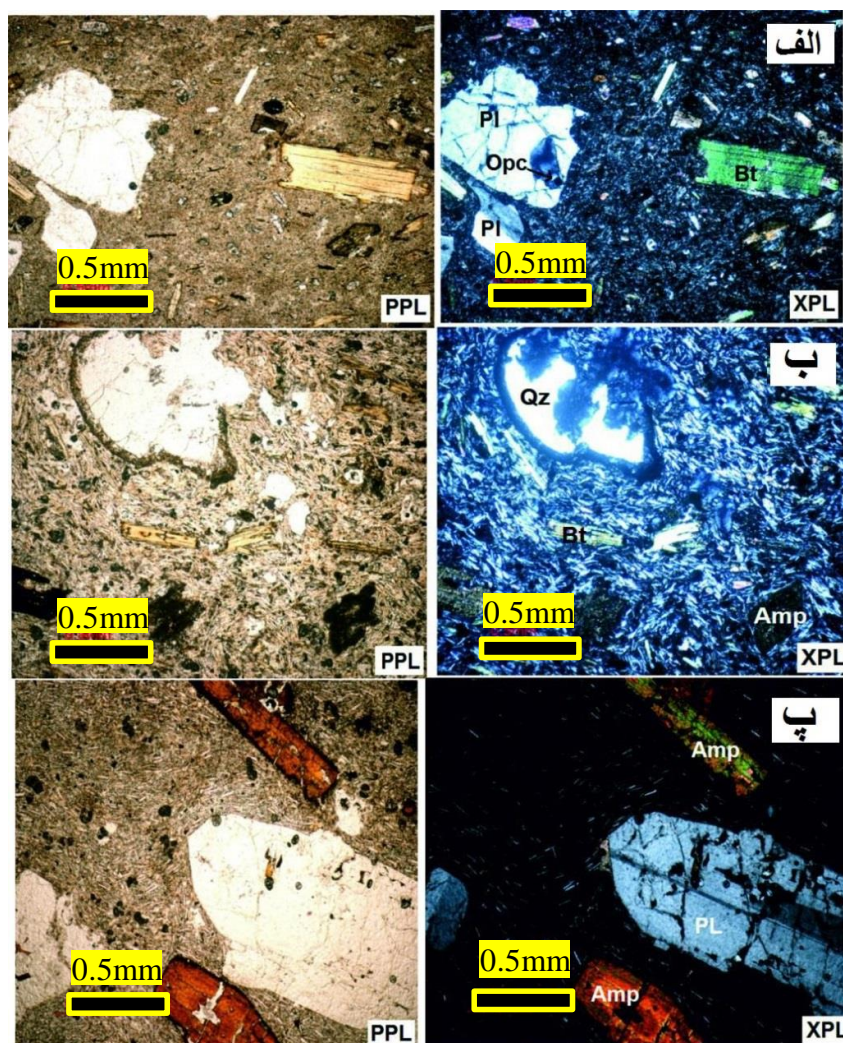
سنگ نگاری

داسیت

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره ریزدانه هوازده است. میکروولیت‌های خمیره عمدتاً از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند که در برخی از موارد حالت جریان‌ی دارند، فلدسپات آلکالن، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های اپاک به مقدار اندک در خمیره سنگ یافت می‌شوند. خمیره حدود ۷۰-۹۰ درصد از مقطع را شامل می‌شود. فنوکریست‌های غالب آن‌ها از پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند و متوسط اندازه آن‌ها از ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر متفاوت می‌باشد و در بعضی از نمونه‌ها، اندازه فنوکریست‌ها بین ۳ تا ۵ میلی‌متر نیز دیده شده است و فراوانی آن‌ها از نمونه‌ای به نمونه دیگر متغیر است (شکل ۲الف). پلاژیوکلازها شواهد شرایط نامتعادل سرد شدن ماگما را نشان می‌دهند. شکستگی محلی، ماکل آلبیتی و کارلسبارد، وجود انکلوزیون‌های متفاوت از کانی‌های اپاک، بیوتیت و غیره می‌تواند از جمله شواهد نامتعادل بودن ماگما باشد. پلاژیوکلازهای زمینه داسیت به‌طور اندکی تا شدیداً به کانی‌های سربسیست، کلسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کوارتز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با خاموش موجی و حاشیه خلیجی در تمام سنگ‌های این گروه به صورت ریزدانه در خمیره دیده می‌شود. هورنبلند و بیوتیت از دیگر فنوکریست‌های موجود

حواشی اکسیده شده دارند که می‌توان گفت اپاسیته شده‌اند. بیوتیت از دیگر فنوکریست‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها می‌باشد. آثاری از دگرسانی کلریتی و ایجاد کانی‌های اپاک در هورنبلند و بیوتیت مشهود است. در صورت وجود فلدسپات آلکالن، آندزیت به سمت تراکی‌آندزیت تغییر می‌یابد که نوع اخیر کم‌ترین فراوانی را در بین سنگ‌های منطقه به خود اختصاص داده است.

تغییر می‌کند. پلاژیوکلازها به‌طور کلی شامل ادخال‌های متنوع بوده و ظاهری اسفنجی (بافت غربالی) را به نمایش می‌گذارند و در بعضی نمونه‌ها دارای ماکل آلبیت-کارلسباد، پلی‌سنتتیک و زونینگ هستند. در این سنگ‌ها هورنبلند فراوان-ترین فنوکریست بعد از پلاژیوکلاز بوده و نسبت به داسیت‌ها دارای فراوانی بیشتری می‌باشند. هورنبلندها دارای رخ‌های لوزی شکل هستند و



شکل ۲: الف) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های داسیتی حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ادخال‌هایی از کانی‌های اپاک (نمونه QT30). ب) نمونه آندزیت حاوی بیگانه‌بلور کوارتز با حاشیه شیشه‌ای قهوه‌ای کم رنگ (نمونه QT31). پ) مقاطع میکروسکوپی آندزیت‌های منطقه حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی با بافت غربالی و ادخال‌های متنوع (نمونه QT19). علائم اختصار کانی‌های برگرفته از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) می‌باشند.

شیمی فلدسپات

نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده‌اند. در سنگ‌های منطقه مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها بین ۱۹/۵ تا ۴۶/۰ متغیر است و ترکیب آنها از نوع آندزین تا الیگوکلاز می‌باشد (شکل ۳ الف). پلاژیوکلازها اکثراً ماکل پلی‌سنیتیک دارند و بعضی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. منطقه‌بندی

آنها عمدتاً عادی و در یک مورد (نمونه QT27) معکوس است. به طوری که میزان کلسیم از مرکز به سمت حاشیه، در انواع عادی کاهش و در نوع معکوس افزایش می‌یابد. اما در نمونه‌های QT24، QT29 نتایج آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهند که تغییرات از مرکز به حاشیه محدود است (جدول ۱).

جدول ۱: نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها.

Sample	Rock type	Description	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Sum
Q-T27	Dacite	fel gm 1-5	۵۷/۳	-/۰.۲	۲۶/۹۸	-/۰.۳	۹/۱۲	-/۰.۱	-/۰.۲۷	-/۰.۵	-/۰.۰	۶/۱۲	-/۰.۳۶	۱۰۰/۲۳
Q-T27	Dacite	fel gm 1-8	۵۶/۶۲	-/۰.۲	۲۷/۲۷	-/۰.۳	۹/۵۵	-/۰.۰	-/۰.۲۲	-/۰.۳	-/۰.۳	۵/۹۴	-/۰.۳۹	۱۰۰/۱
Q-T27	Dacite	same fel pheno clear rim 2-2	۶۰/۲۷	-/۰.۰	۲۶/۳۰	-/۰.۱	۵/۸۴	-/۰.۱	-/۰.۱۲	-/۰.۶	-/۰.۶	۷/۳۳	-/۰.۸۷	۹۹/۱۶
Q-T27	Dacite	same fel pheno clear core 2-3	۵۹/۶۶	-/۰.۲	۲۵/۳۶	-/۰.۱	۶/۷۵	-/۰.۳	-/۰.۱۶	-/۰.۴	-/۰.۶	۷/۳۷	-/۰.۵۲	۹۹/۹۷
Q-T27	Dacite	fel pheno spongy rim 3-6	۶۱/۸۸	-/۰.۰	۲۳/۵۸	-/۰.۰	۵/۱۵	-/۰.۰	-/۰.۳۱	-/۰.۰	-/۰.۵	۷/۶۴	۱/۳۵	۹۹/۸۸
Q-T27	Dacite	same fel pheno clear rim 3-7	۵۹/۶۲	-/۰.۲	۲۵/۱۱	-/۰.۱	۶/۷۶	-/۰.۷	-/۰.۱۳	-/۰.۲	-/۰.۷	۷/۳۶	-/۰.۶۵	۹۹/۹۳
Q-T27	Dacite	same fel pheno clear core 3-8	۶۱/۳۹	-/۰.۱	۲۳/۶۹	-/۰.۰	۵/۲۳	-/۰.۰	-/۰.۱۵	-/۰.۱	-/۰.۱	۸/۰۵	-/۰.۹۵	۹۹/۳۹
Q-T27	Dacite	fel gm 3-9	۵۶/۱۳	-/۰.۲	۲۶/۸۶	-/۰.۴	۸/۹۵	-/۰.۰	-/۰.۳۸	-/۰.۲	-/۰.۵	۶/۱۳	-/۰.۵۴	۹۹/۰۱
Q-T27	Dacite	fel pheno core 4-1	۵۵/۵۶	-/۰.۰	۲۷/۱۶	-/۰.۰	۸/۸۰	-/۰.۰	-/۰.۱۹	-/۰.۱۱	-/۰.۱۲	۶/۰۷	-/۰.۳۶	۹۸/۳۷
Q-T27	Dacite	fel pheno core 4-1bis	۵۵/۶۱	-/۰.۴	۲۷/۱۳	-/۰.۲	۹/۳۰	-/۰.۰	-/۰.۲۵	-/۰.۱۳	-/۰.۴	۶/۲۴	-/۰.۳۰	۹۹/۰۵
Q-T24	Trachyte	pl pheno rim 1-1	۶۰/۱۲	-/۰.۴	۲۶/۳۶	-/۰.۲	۵/۶۶	-/۰.۰	-/۰.۱۹	-/۰.۱۲	-/۰.۱۷	۸/۲۷	-/۰.۷۱	۹۹/۵۵
Q-T24	Trachyte	same pl pheno core 1-2	۶۳/۵۱	-/۰.۲	۲۳/۸۹	-/۰.۰	۴/۱۶	-/۰.۰	-/۰.۱۳	-/۰.۶	-/۰.۱۶	۸/۵۹	۱/۰۱	۱۰۰/۵۴
Q-T24	Trachyte	same pl pheno core 1-3	۶۳/۵۱	-/۰.۰	۲۳/۱۴	-/۰.۱	۶/۳۶	-/۰.۳	-/۰.۱۳	-/۰.۳	-/۰.۷	۸/۷۴	-/۰.۹۲	۹۹/۹۵
Q-T24	Trachyte	fel microphen 2-6	۶۳/۲۷	-/۰.۰	۲۳/۹۶	-/۰.۰	۶/۲۴	-/۰.۰	-/۰.۱۶	-/۰.۳	-/۰.۴	۸/۵۲	۱/۱۶	۱۰۰/۳۸
Q-T24	Trachyte	fel pheno rim 2-7	۶۳/۵۰	-/۰.۴	۲۳/۸۶	-/۰.۱	۶/۱۱	-/۰.۰	-/۰.۳۱	-/۰.۰	-/۰.۳	۸/۶۷	۱/۰۷	۹۹/۴۹
Q-T24	Trachyte	same fel pheno core 2-8	۶۱/۴۲	-/۰.۰	۲۳/۰۶	-/۰.۰	۶/۴۲	-/۰.۴	-/۰.۳۰	-/۰.۳	-/۰.۷	۸/۵۸	-/۰.۹۹	۹۸/۷۱
Q-T24	Trachyte	fel pheno core 3-1	۶۱/۵۵	-/۰.۱	۲۳/۲۳	-/۰.۰	۶/۳۷	-/۰.۰	-/۰.۱۸	-/۰.۷	-/۰.۱۲	۸/۵۵	۱/۰۲	۱۰۰/۰۸
Q-T24	Trachyte	fel micropheno 3-2	۶۳/۵۴	-/۰.۰	۲۳/۹۵	-/۰.۱	۶/۲۳	-/۰.۰	-/۰.۳۱	-/۰.۵	-/۰.۸	۸/۹۳	۱/۱۰	۱۰۰/۱۱
Q-T29	Trachyte	fel pheno rim 1-1	۶۳/۲۵	-/۰.۲	۲۳/۳۸	-/۰.۲	۶/۷۶	-/۰.۰	-/۰.۱۶	-/۰.۰	-/۰.۷	۸/۴۲	۱/۱۶	۱۰۰/۳۳
Q-T29	Trachyte	same fel pheno rim 1-2	۶۳/۰۵	-/۰.۰	۲۳/۳۳	-/۰.۰	۶/۷۳	-/۰.۲	-/۰.۱۵	-/۰.۰	-/۰.۶	۸/۱۹	۱/۰۷	۱۰۰/۵
Q-T29	Trachyte	same fel pheno core 1-3	۶۳/۴۲	-/۰.۱	۲۳/۱۹	-/۰.۱	۴/۷۰	-/۰.۱	-/۰.۱۸	-/۰.۰	-/۰.۵	۸/۲۳	۱/۰۵	۱۰۰/۸۴
Q-T29	Trachyte	same fel pheno core 1-4	۶۳/۰۱	-/۰.۰	۲۶/۳۶	-/۰.۳	۵/۴۶	-/۰.۰	-/۰.۱۰	-/۰.۳	-/۰.۱	۸/۰۰	-/۰.۶۹	۱۰۰/۵۹
Q-T29	Trachyte	fel microphen 4-4	۶۳/۳۲	-/۰.۰	۲۶/۱۷	-/۰.۱	۵/۷۷	-/۰.۵	-/۰.۱۳	-/۰.۰	-/۰.۲	۷/۹۲	-/۰.۸۹	۱۰۰/۳۸
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel pheno rim 1-1	۶۳/۰۸	-/۰.۱	۲۳/۵۹	-/۰.۰	۵/۰۶	-/۰.۳	-/۰.۱۷	-/۰.۰	-/۰.۲	۸/۲۴	۱/۰۳	۱۰۰/۳۳
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel pheno core 1-2	۶۱/۹۰	-/۰.۳	۲۶/۸۶	-/۰.۰	۶/۲۴	-/۰.۰	-/۰.۱۶	-/۰.۰	-/۰.۳	۷/۸۳	-/۰.۴۰	۱۰۰/۴۶
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel micropheno 1-3	۶۱/۹۷	-/۰.۰	۲۶/۶۲	-/۰.۱	۵/۸۷	-/۰.۳	-/۰.۳۱	-/۰.۵	-/۰.۱	۷/۹۲	-/۰.۸۱	۱۰۰/۵۰
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel pheno 1-4	۶۳/۵۱	-/۰.۳	۲۳/۸۸	-/۰.۰	۶/۲۶	-/۰.۰	-/۰.۱۵	-/۰.۰	-/۰.۰	۸/۸۳	۱/۰۸	۱۰۰/۶۵
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel microphen 2-2	۶۴/۴۸	-/۰.۰	۲۳/۰۸	-/۰.۱	۶/۳۷	-/۰.۰	-/۰.۱۰	-/۰.۰	-/۰.۰	۸/۶۶	-/۰.۹۲	۱۰۰/۶۱
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel gm 2-3	۵۹/۳۴	-/۰.۰	۲۶/۰۰	-/۰.۱	۷/۹۹	-/۰.۰	-/۰.۳۳	-/۰.۶	-/۰.۴	۶/۸۸	-/۰.۶۱	۱۰۰/۳۶
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel gm 3-3	۶۳/۲۲	-/۰.۰	۲۳/۲۴	-/۰.۱	۵/۷۴	-/۰.۲	-/۰.۲۶	-/۰.۰	-/۰.۴	۷/۹۱	-/۰.۹۳	۱۰۰/۳۶
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel pheno 3-4	۵۹/۳۰	-/۰.۴	۲۶/۱۷	-/۰.۱	۸/۱۲	-/۰.۰	-/۰.۲۷	-/۰.۱۲	-/۰.۸	۶/۶۸	-/۰.۴۷	۱۰۰/۳۵
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel pheno 4-1	۶۴/۰۸	-/۰.۰	۲۳/۳۰	-/۰.۰	۶/۳۹	-/۰.۱	-/۰.۱۹	-/۰.۰	-/۰.۷	۹/۱۹	-/۰.۵۵	۱۰۰/۵۶
Q-T20	Dacite-Rhyolite	fel gm 4-2	۵۹/۴۸	-/۰.۲	۲۵/۵۱	-/۰.۱	۷/۵۶	-/۰.۱	-/۰.۲۹	-/۰.۱۴	-/۰.۸	۶/۴۰	۱/۱۰	۱۰۰/۵۹

رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al, 1997) آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و با پارامترهای $Na < 0.5$ ، $(Ca + Na)_B \geq 1$ و $Ca_B \geq 1.5$ تفکیک می‌شوند (شکل ۳ب). در نمودار نسبت $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در مقابل سیلیسیم، آمفیبول‌ها اکثراً از نوع هورنبلند ادنیتی و مگنزیوهورنبلند می‌باشند (شکل ۳پ).

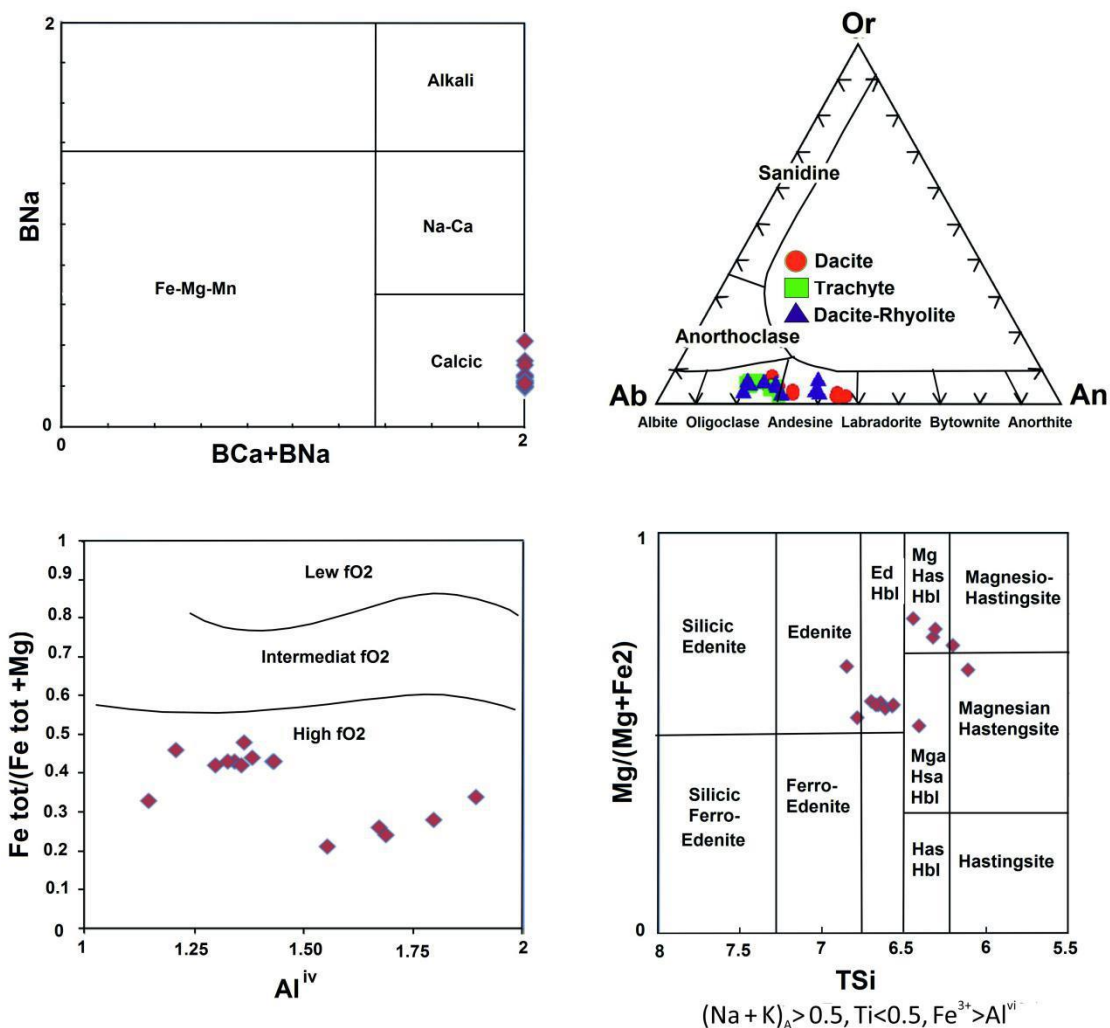
شیمی آمفیبول نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۲ آمده‌اند. آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه از نوع کلسیک (غنی از کلسیم و فقیر از تیتانیم) هستند. مقدار Ca در آنها بین ۱/۵۹ تا ۱/۸۲ و میزان کاتیون Ti کمتر از ۰/۵ (بین ۰/۰۹ تا ۰/۲۴) بوده و می‌توان این کم بودن مقادیر Ti در آمفیبول‌ها را با شروع تبلور ایلمنت توجیه نمود. با توجه به معیار

جدول ۲: نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌ها

Sample	Rock type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	K2O	Sum
Q-T27	Dacite	۴۲/۳۲	۲/۱۴	۱۲/۸۵	۰/۰۴	۱۳/۶۲	۱۱/۲۸	۰/۱۸	۱۲/۵۵	۲/۳۷	۰/۶۵	۹۸
Q-T27	Dacite	۴۴/۰۳	۲/۰۴	۱۱/۲۰	۰/۰۵	۱۵/۷۰	۱۱/۴۴	۰/۱۵	۹/۷۱	۲/۸۳	۰/۶۲	۹۷/۷۷
Q-T27	Dacite	۴۷/۷۲	۰/۸۸	۱۰/۱۲	۰/۰۶	۱۱/۱۱	۱۰/۳۷	۰/۴۶	۱۶/۷۸	۲/۷۰	۰/۹۹	۱۰۰/۱۹
Q-T27	Dacite	۴۳/۴۳	۲/۲۶	۱۱/۹۳	۰/۰۵	۱۵/۳۴	۱۱/۵۹	۰/۱۰	۱۰/۵۲	۲/۳۶	۰/۸۷	۹۸/۴۵
Q-T27	Dacite	۴۴/۰۱	۰/۹۰	۷/۹۴	۰/۰۳	۱۲/۱۰	۱۱/۰۷	۰/۶۱	۱۹/۸۳	۳/۰۴	۰/۹۵	۱۰۰/۴۷
Q-T27	Dacite	۴۵/۵۴	۲/۱۵	۱۰/۷۹	۰/۰۰	۱۶/۸۴	۱۱/۱۶	۰/۰۵	۸/۱۲	۲/۲۲	۰/۷۰	۹۷/۵۶
Q-T27	Dacite	۴۴/۰۵	۲/۱۶	۱۰/۳۸	۰/۰۱	۱۶/۶۸	۱۱/۴۰	۰/۱۹	۹/۲۷	۲/۵۱	۰/۵۹	۹۷/۲۴
Q-T24	Trachyte	۴۵/۹۴	۱/۲۱	۸/۳۹	۰/۰۰	۱۲/۴۷	۱۱/۵۳	۰/۴۳	۱۶/۰۷	۱/۷۶	۱/۰۵	۹۸/۸۴
Q-T24	Trachyte	۴۵/۱۲	۱/۲۲	۸/۶۸	۰/۰۱	۱۲/۰۹	۱۱/۴۱	۰/۴۲	۱۶/۰۵	۱/۷۶	۱/۱۳	۹۷/۹۰
Q-T24	Trachyte	۴۵/۳۵	۱/۳۰	۸/۵۸	۰/۰۳	۱۲/۳۹	۱۱/۲۸	۰/۴۰	۱۶/۱۰	۱/۸۳	۱/۰۳	۹۸/۲۸
Q-T24	Trachyte	۴۵/۴۳	۱/۱۲	۸/۶۸	۰/۰۱	۱۲/۱۳	۱۱/۴۴	۰/۴۹	۱۶/۱۱	۱/۷۴	۱/۰۵	۹۸/۱۷
Q-T24	Trachyte	۴۵/۰۳	۱/۳۷	۸/۹۲	۰/۰۰	۱۱/۹۱	۱۱/۳۳	۰/۴۴	۱۶/۴۳	۱/۹۶	۰/۹۵	۹۸/۳۳
Q-T24	Trachyte	۴۴/۵۵	۱/۴۳	۹/۱۰	۰/۰۴	۱۱/۹۶	۱۱/۲۹	۰/۴۶	۱۶/۱۹	۱/۸۴	۱/۱۲	۹۸/۰۷
Q-T24	Trachyte	۴۴/۴۷	۱/۱۶	۹/۵۹	۰/۰۰	۱۱/۹۱	۱۱/۲۴	۰/۴۴	۱۵/۸۲	۱/۸۴	۱/۱۷	۹۷/۶۳
Q-T29	Trachyte	۴۸/۰۳	۰/۹۶	۸/۲۱	۰/۰۵	۱۴/۴۵	۱۱/۶۹	۰/۴۱	۱۲/۸۴	۱/۹۷	۰/۸۷	۹۹/۴۷

تعیین فوگاسیته اکسیژن (and Smith, 1995) فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول بالا بوده است (شکل ۳ت). مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به مواد منشأ و محیط نکتونیک آن وابسته است، به طوری که ماگما‌های با اکسیداسیون بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند (Ewart, 1979) از سوی دیگر آمفیبول‌های مورد بررسی بیشتر غنی از منیزیم بوده که به فوگاسیته بالای اکسیژن وابسته است (Helmy et al, 2004).

تعیین فوگاسیته اکسیژن برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای حاکم بر تبلور آمفیبول‌ها است. با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان فوگاسیته اکسیژن را به طور تقریبی استنباط کرد. نتایج آنالیز شیمی در بلورهای آمفیبول نشان می‌دهند که $Fe^{total}/Fe^{total} + Mg < 0.6$ و در حدود ۰/۲۱ تا ۰/۴۸ و میزان Al^{IV} برابر ۱/۱۴ تا ۱/۸۹ می‌باشند و طبق اندرسون و اسمیت (Anderson)



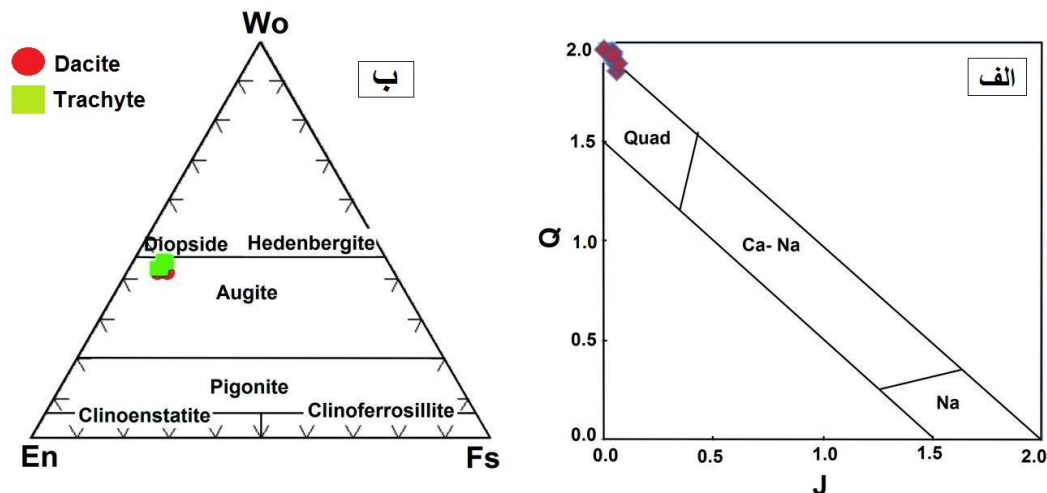
شکل ۳: الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های منطقه (Deer et al, 1991). ب و پ) طبقه‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه (Leake et al, 1997). ت) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما براساس ترکیب آمفیبول‌ها (Anderson and Smith, 1995).

برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق‌تر کلینو پیروکسن‌های مطالعه شده از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Moromito et al, 1988) استفاده شده است. همان‌طور که در شکل (۴ب) ملاحظه می‌شود ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه اوزیت بوده و عدد منیزیمی Mg# از ۰/۸۷ تا ۰/۹۱ دارند.

نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه در جدول ۳ آورده شده‌اند. تمام پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار Q-J در محدوده پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم قرار گرفته‌اند (شکل ۴ الف). در این نمودار شاخص‌های J و Q عبارتند از: $J = 2Na \pm R^{+3}$ ($R^{+3}: Al^{+3}$) و $Q = Ca^{+2} + Mg^{+2} + Fe^{+2}$ و $Fe^{+3}, Cr^{+3}, SC^{+3}$.

جدول ۳: خلاصه‌ای از نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپيروكسن.

Sample	Rock type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	Sum
Q-T27	Dacite	۵۲/۳۶	۰/۴۰	۲/۶۹	۰/۱۰	۱۷/۵۹	۲۰/۴۹	۰/۲۱	۵/۴۲	۰/۴۱	۹۹/۶۷
Q-T27	Dacite	۵۳/۲۴	۰/۲۸	۲/۱۰	۰/۲۳	۱۷/۳۹	۲۱/۲۶	۰/۱۶	۴/۶۰	۰/۳۶	۹۹/۶۲
Q-T27	Dacite	۵۴/۰۳	۰/۲۴	۱/۳۸	۰/۳۷	۱۸/۵۴	۲۰/۷۴	۰/۱۷	۴/۱۱	۰/۴۱	۹۹/۹۹
Q-T27	Dacite	۵۴/۰۷	۰/۲۳	۱/۳۳	۰/۱۱	۱۸/۰۳	۲۱/۰۹	۰/۱۸	۴/۹۴	۰/۲۷	۱۰۰/۲۳
Q-T27	Dacite	۵۴/۴۲	۰/۲۵	۱/۹۸	۰/۲۲	۱۷/۹۰	۲۰/۷۶	۰/۱۸	۴/۴۵	۰/۴۵	۱۰۰/۶۱
Q-T29	Trachyte	۵۴/۹۷	۰/۲۷	۰/۴۷	۰/۱۰	۱۸/۶۴	۲۱/۷۱	۰/۱۶	۳/۹۸	۰/۲۳	۱۰۰/۵۳
Q-T29	Trachyte	۵۴/۷۷	۰/۳۹	۰/۶۰	۰/۰۲	۱۸/۵۰	۲۱/۶۵	۰/۲۳	۴/۴۰	۰/۲۳	۱۰۰/۷۷
Q-T29	Trachyte	۵۴/۷۴	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۰۰	۱۷/۸۰	۲۲/۳۴	۰/۱۱	۴/۲۷	۰/۲۸	۱۰۰/۲۹
Q-T29	Trachyte	۵۵/۱۱	۰/۲۴	۰/۵۴	۰/۰۰	۱۷/۵۰	۲۲/۲۱	۰/۲۳	۴/۵۹	۰/۲۸	۱۰۰/۶۸



شکل ۴: الف و ب) طبقه‌بندی کلینوپيروكسن‌های منطقه (Moromito et al, 1988)

اکثر کلینوپيروكسن‌های منطقه بر روی حوضه قوس‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش تصویر می‌شوند (شکل ۵پ). بررسی نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی TiO_2 -MnO-Na₂O (Nisbet and Pearce, 1977)، بر مبنای داده‌های حاصل از کلینوپيروكسن، برای تأیید موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه در زمان تشکیل آن‌ها، نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو مشترک قوس‌های آتشفشانی (VAB) و سنگ‌های آلکان درون صفحه (WPA) قرار گرفته‌اند (شکل ۵ت)، که فرض قوس‌های آتشفشانی با بررسی‌های صحرايي

تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی براساس شیمی کلینوپيروكسن

با استفاده از نمودار Al_2O_3 در برابر (TiO_2) (Le Base, 1962) ماهیت ماگمای اولیه برای سنگ‌های منطقه کالک‌آلکان است (شکل ۵الف). همچنین در نمودار Ca+Na در برابر Ti (Leterrier et al, 1982) کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های منطقه در محدوده کالک‌آلکان-تولیتی (ساب‌آلکان) واقع شده‌اند (شکل ۵ب). به منظور تعیین موقعیت تکتونوماگمایی نیز از نمودار Ca در مقابل Ti+Cr (Leterrier et al, 1982) استفاده شد.

همکاران (Deer et al, 1986) نیز محدوده کانی بیوتیت را از فلوگوپیت براساس نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ جدا کردند. با توجه به این موارد بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهگلان بین دو قطب فلوگوپیت و آنیت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ب). ناچت و همکاران (Nachit et al, 2005) در دیاگرام سه‌تایی TiO_2 - $FeO + MnO$ - MgO ، بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما، بیوتیت‌های اولیه تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های ثانویه را از هم متمایز کرده‌اند. براساس این نمودار بیوتیت‌های سنگ‌های حد واسط-اسیدی در منطقه اکثراً از نوع ماگمایی اولیه بوده‌اند (شکل ۶ پ)، ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی اولیه مقادیر بالاتری از TiO_2 دارند (جدول ۴).

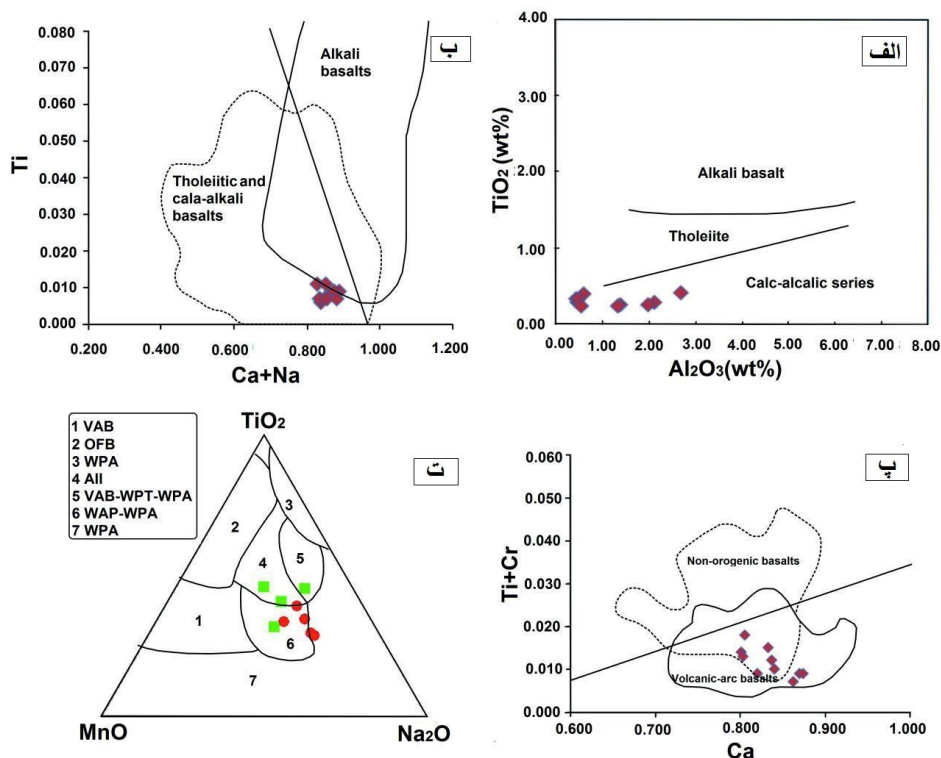
و همچنین پایین بودن میزان TiO_2 آن‌ها انطباق دارد.

تخمین فوگاسیته اکسیژن

با استفاده از نمودار تغییرات $Al^{iv} + 2Ti + Cr$ نسبت به $Al^{iv} + Na$ (Schweitzer et al, 1979) ملاحظه می‌شود که کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی دهگلان دارای فوگاسیته متغیری از اکسیژن بوده و نمونه‌ها در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالایی قرار دارند (شکل ۶ الف).

شیمی بیوتیت

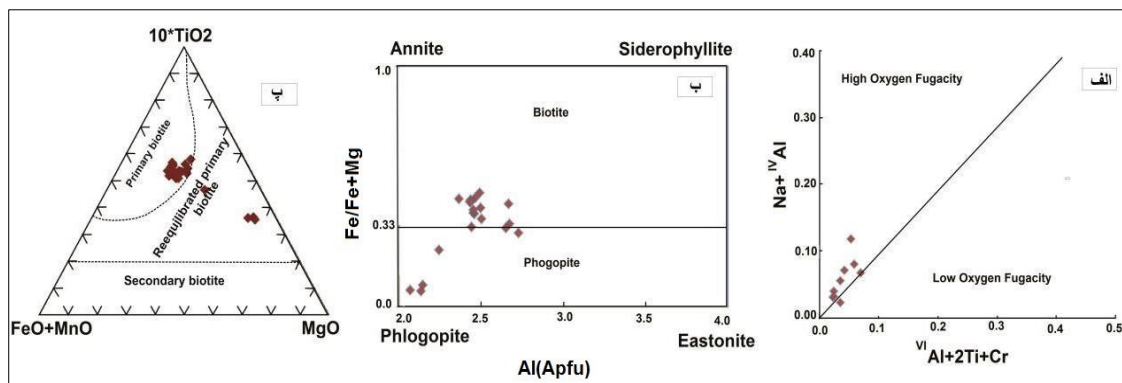
نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای بیوتیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۴ آورده شده‌اند. فاستر (Forster, 1960) و اسپیر (Speer, 1984) با توجه خاص به تغییرات Al و $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ ، میکاها را به چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم نمودند. دیر و



شکل ۵: تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی منطقه براساس شیمی کلینوپیروکسن با استفاده از نمودارهای الف) (Le Base, 1962)، ب و پ) (Leterrier et al, 1982) و ت) (Nisbet and Pearce, 1977).

جدول ۴: خلاصه‌ای از نتایج آنالیز نقطه‌ای بیوتیت.

Sample	Rock type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Sum
Q-T27	Dacite	۳۶/۲۲	۳/۷۴	۱۳/۸۱	-/۰۲	۱۲/۲۰	-/۰۳	-/۳۵	۱۹/۷۷	-/۴۱	-/۵۸	۸/۷۴	-/۳۳	-/۰۸	۹۵/۸۸
Q-T27	Dacite	۳۷/۱۰	۳/۳۷	۱۴/۰۸	-/۰۲	۱۴/۰۱	-/۰۶	-/۲۲	۱۷/۶۰	-/۳۵	-/۷۰	۸/۷۲	-/۵۱	-/۰۶	۹۶/۲۳
Q-T27	Dacite	۳۷/۴۰	۳/۵۳	۱۴/۲۴	-/۰۲	۱۵/۰۶	-/۰۲	-/۲۷	۱۵/۷۰	-/۵۵	-/۸۵	۸/۵۸	-/۵۲	-/۰۸	۹۶/۲۲
Q-T27	Dacite	۳۷/۱۲	۳/۶۲	۱۳/۸۷	-/۰۵	۱۴/۶۰	-/۰۸	-/۱۸	۱۶/۵۱	-/۰۸	-/۸۲	۸/۵۶	-/۳۴	-/۰۶	۹۵/۵۰
Q-T27	Dacite	۳۶/۹۰	۳/۴۶	۱۳/۷۸	-/۰۱	۱۲/۷۶	-/۰۱	-/۳۳	۱۹/۰۴	-/۱۸	-/۵۶	۹/۳۰	-/۷۴	-/۰۷	۹۶/۲۲
Q-T24	Trachyte	۳۷/۲۴	۴/۰۲	۱۳/۶۹	-/۰۷	۱۳/۰۳	-/۰۳	-/۲۴	۱۸/۳۲	-/۳۲	-/۴۰	۸/۹۷	-/۸۴	-/۱۵	۹۶/۴۲
Q-T24	Trachyte	۳۷/۱۶	۴/۰۵	۱۳/۵۸	-/۰۶	۱۲/۶۰	-/۲۲	-/۲۰	۱۸/۲۷	-/۲۸	-/۳۹	۸/۱۶	-/۵۵	-/۱۶	۹۴/۹۷
Q-T24	Trachyte	۳۷/۶۲	۳/۷۲	۱۲/۹۱	-/۰۵	۱۱/۹۴	-/۴۱	-/۲۴	۱۷/۴۷	-/۲۰	-/۲۳	۷/۲۴	-/۴۱	-/۱۴	۹۲/۰۰
Q-T24	Trachyte	۳۶/۹۵	۳/۸۱	۱۳/۳۷	-/۰۴	۱۲/۶۱	-/۱۵	-/۲۰	۱۷/۶۶	-/۰۶	-/۲۸	۷/۵۵	-/۴۹	-/۱۵	۹۲/۶۷
Q-T29	Trachyte	۴۲/۳۳	۱/۶۴	۱۲/۴۸	-/۴۳	۲۴/۹۸	-/۰۰	-/۰۱	۳/۴۷	-/۱۱	-/۶۴	۹/۶۳	۲/۴۷	-/۰۳	۹۴/۷۲
Q-T29	Trachyte	۴۰/۷۲	۱/۵۰	۱۲/۴۸	۱/۰۱	۲۳/۹۶	-/۰۱	-/۰۲	۳/۱۵	-/۱۷	-/۳۹	۹/۸۵	۱/۳۰	-/۰۵	۹۳/۲۴
Q-T29	Trachyte	۳۷/۹۴	۳/۲۸	۱۴/۰۱	-/۰۳	۱۴/۵۷	-/۰۳	-/۲۰	۱۶/۷۶	-/۵۳	-/۶۵	۸/۹۹	۱/۳۴	-/۰۴	۹۶/۹۹
Q-T29	Trachyte	۳۷/۶۲	۳/۴۳	۱۳/۸۹	-/۰۶	۱۶/۰۹	-/۰۳	-/۲۱	۱۴/۴۰	-/۶۹	-/۶۷	۸/۷۶	۱/۶۳	-/۰۹	۹۴/۸۴
Q-T29	Trachyte	۳۷/۹۱	۳/۳۲	۱۳/۹۷	-/۰۰	۱۴/۲۹	-/۰۱	-/۲۴	۱۷/۳۷	-/۳۹	-/۵۸	۹/۰۵	۱/۵۵	-/۰۷	۹۷/۱۲
Q-T29	Trachyte	۴۱/۶۸	۱/۶۲	۱۲/۸۳	-/۴۲	۲۴/۱۷	-/۰۰	-/۰۰	۴/۴۲	-/۱۷	-/۴۵	۹/۷۳	۲/۵۳	-/۰۳	۹۵/۴۹
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۳۷/۸۳	۳/۷۵	۱۵/۴۲	-/۰۰	۱۵/۱۳	-/۰۳	-/۰۷	۱۴/۲۲	-/۶۷	-/۶۷	۹/۰۱	۳/۱۴	-/۱۵	۹۶/۸۱
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۳۷/۱۲	۳/۶۰	۱۵/۱۹	-/۰۱	۱۳/۲۴	-/۰۱	-/۱۸	۱۷/۷۶	-/۹۷	-/۷۲	۸/۷۸	۱/۲۷	-/۱۰	۹۷/۵۷
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۴۰/۲۱	۲/۶۶	۱۳/۲۰	-/۰۴	۱۹/۵۵	-/۰۸	-/۱۰	۱۱/۰۶	-/۲۴	-/۶۳	۸/۹۲	۲/۵۱	-/۰۵	۹۶/۶۶
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۳۷/۶۳	۳/۵۶	۱۵/۲۵	-/۰۰	۱۵/۶۲	-/۰۲	-/۰۴	۱۳/۸۰	-/۸۳	-/۶۹	۹/۰۵	۳/۹۰	-/۱۴	۹۶/۴۸
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۳۸/۰۴	۳/۹۰	۱۵/۸۲	-/۰۰	۱۵/۷۲	-/۰۸	-/۱۷	۱۲/۴۴	-/۸۳	-/۷۰	۸/۶۷	۳/۷۲	-/۰۹	۹۶/۳۹



شکل ۶: الف) نمودار (Schweitzer et al, 1979) برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه. ب) طبقه‌بندی شیمیایی میکاها در سنگ‌های آتشفشانی قروه-بیجار (Speer, 1984) و خط جدا کننده محدوده‌های فلوگوپیت و بیوتیت توسط دیبر و همکاران (Deer et al, 1986) اضافه شده است. پ) نمودار ناچت و همکاران (Nacht et al, 2005) جهت تمایز بیوتیت اولیه و بیوتیت‌های اولیه دوباره تعادل مجدد یافته از بیوتیت‌های ثانویه در سنگ‌های مورد مطالعه.

استفاده شده است. با توجه به محاسبات انجام شده متوسط فشار حاکم در زمان تبلور آمفیبول‌های تراکیت و داسیت منطقه، به ترتیب، ۳/۴۸ تا ۴/۴۵، ۴/۸۶ تا ۶/۵۲ کیلو بار بوده است. به‌طور کلی میانگین فشارهای ارزیابی شده در سنگ‌های حد واسط و اسیدی متعلق به سن میوسن بالا- پلیوسن مابین ۳/۹۷ تا ۵/۶۹ کیلو بار با کمترین مقدار در تراکیت {Q-T24} به دست آمد. آنالیز شیمی که در برخی دانه‌های آمفیبول انجام شد، نشان می‌دهد که درصد وزنی Al_2O_3 از مرکز به سمت حاشیه، کاهش می‌یابد و این کاهش با نتایج فشار رابطه مثبت دارد. لذا می‌توان استدلال نمود این کاهش در ارتباط با کاهش فشار می‌باشد. دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز همزیست (Holland and Blundy, 1994) یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای ارزیابی دما در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان به شمار می‌رود (Ernst, 2002). این روش در دمای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد (با خطای $\pm 40^\circ C$) و فشار ۱ تا ۱۵ کیلو بار کاربرد دارد. با توجه به روش‌های ذکر شده در جدول ۶ متوسط دمای تعادل آمفیبول- پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی از ۷۲۶/۶۵ تا ۷۸۸/۲۳ سانتی‌گراد تغییر می‌کند و در ترمومتر اتن (Otten, 1984) میانگین حرارت بین ۷۲۰/۸۳ تا ۸۲۹/۱۷ سانتی‌گراد برآورد شده است. محاسبات انجام شده برای تخمین دمای تبلور آمفیبول‌ها با این روش‌ها تفاوت اندک دارند و متوسط دمای تبلور حاصل از این دو روش بین ۷۲۳/۷ تا ۸۰۸/۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

تعیین پترورنز سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از شیمی بیوتیت

عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994) برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سازنده گرانیتوئیدها از اکسیدهای عناصر اصلی Al_2O_3 و MgO و FeO_{total} بیوتیت‌ها استفاده کرده است. براساس این طبقه‌بندی، نسبت FeO^*/MgO در بیوتیت‌های سنگ‌های آکالن برابر ۰/۰۴، در بیوتیت‌های پرآلومین برابر ۳/۸۴ و در بیوتیت‌های کالک‌آلکان مقدار آن ۱/۷۶ است.

وی بر این اساس سه سری ماگمایی مربوط به سه محدوده تکتونیکی را برای گرانیتوئیدها معرفی کرد که هر کدام حاصل نوع و کمیت جانشینی‌های خاصی از سه عنصر آهن، منیزیم و آلومینیم با یکدیگر بوده است. با توجه به نمودارهای شکل (۷ الف، ب، پ و ت)، نمونه‌های آتشفشانی‌های دهگلان در محدوده C قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد آن‌ها متعلق به مجموعه‌های ماگمایی کالک‌آلکان محیط کوهزایی هستند.

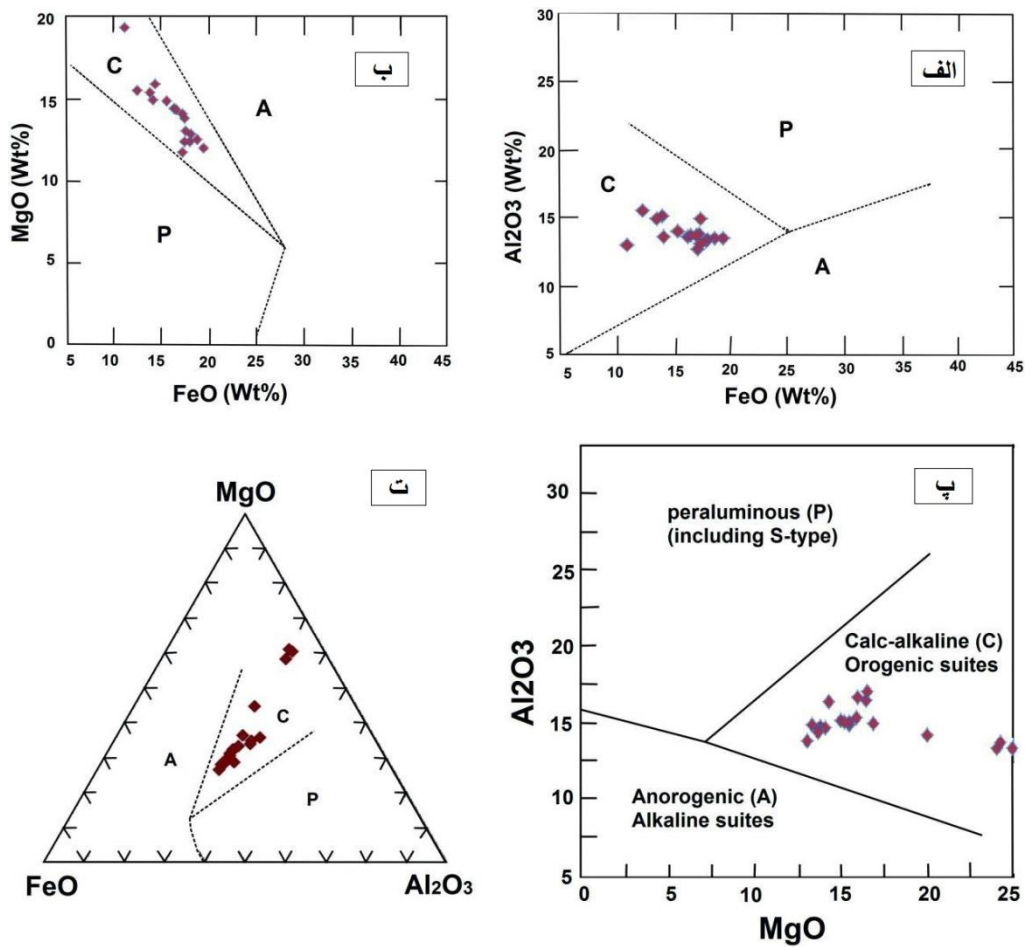
دما-فشار سنجی

برآورد دمای تشکیل پلاژیوکلاز

با استفاده از نمودار سه‌تایی An-Ab-Or (O'Connor, 1965) دمای تبلور پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در سنگ‌های حد واسط تا اسیدی مربوط به منطقه مورد مطالعه ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است (شکل ۸ الف).

دما-فشارسنجی آمفیبول

به منظور تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور آمفیبول‌ها از منابع مختلفی که در جدول ۵ آمده،



شکل ۷: الف، ب، پ و ت) تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی حدواسط-اسیدی در منطقه دهگلان (میوسن بالا) براساس ترکیب شیمی بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994). بیوتیت در محدوده A بیانگر گرانیتوئیدهای با منشأ آکالن محیط غیر کوهزایی است. بیوتیت در محدوده C گرانیتوئیدهای با منشأ ماگمای کالک‌آکالن در محیط کوهزایی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد و بیوتیت در محدوده P نشان‌گر گرانیتوئیدهای با منشأ ماگمایی پر آلومین در محیط کوهزایی برخوردار است.

جدول ۵: نتایج سنجدیده از پنج کالیبراسیون متفاوت برای محاسبه فشار آمفیبول‌های مورد مطالعه

Sample	Rock type	Hammarstrom & Zen, 1986	Hollister et al, 1987	Johnson & Rutherford, 1989	Schmidt, 1992	Anderson & Smith, 1995	AVARAGE (Kbar)
Q-T27	Dacite	۷/۱	۷/۶	۵/۸	۷/۴	۴/۶۹	۶/۵۲
Q-T27	Dacite	۶/۲	۶/۶	۵	۶/۶	۴/۲۴	۵/۷۳
Q-T27	Dacite	۵/۱	۵/۴	۴/۲	۵/۶	۴/۰۰	۴/۸۶
							۵/۶۹
Q-T24	Trachyte	۳/۵	۳/۶	۲/۸	۴	۳/۵۰	۳/۴۸
Q-T24	Trachyte	۳/۹	۴	۳/۱	۴/۳	۳/۷۰	۳/۸۰
Q-T24	Trachyte	۴	۴/۱	۳/۲	۴/۴	۳/۴۴	۳/۸۳
Q-T24	Trachyte	۴/۵	۴/۷	۳/۶	۴/۹	۴/۵۶	۴/۴۵
							۳/۹۷

جدول ۶: نتایج دماسنجی برای آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از روش تعادل هورنبلند-پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) و براساس میزان Ti در آمفیبول (Otten, 1984).

Sample	Rock type	Ti-C (Amph)	Te (Otten, 1984)	(Pl) T \odot HB2
Q-T27	Dacite	۰/۲۲۳	۸۲۶/۲	۸۰۲
Q-T27	Dacite	۰/۲۴۳	۸۳۸/۶	۷۹۳/۱
Q-T27	Dacite	۰/۲۲۹	۸۲۲/۷	۷۶۹/۶
			۸۲۹/۱۷	۷۸۸/۲۳
Q-T24	Trachyte	۰/۱۴۳	۷۱۸/۱	۷۲۱/۷
Q-T24	Trachyte	۰/۱۵۲	۷۲۷/۹	۷۲۶/۷
Q-T24	Trachyte	۰/۱۵۹	۷۳۶/۷	۷۵۰/۷
Q-T24	Trachyte	۰/۱۲۹	۷۰۰/۶	۷۰۷/۱
			۷۲۰/۸۳	۷۲۶/۵۵

سانتی‌گرا، برآورد شده است (جدول ۴-۷). با توجه به محدوده فشار کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار (Aoki and Shiba, 1973) و نتایج حاصل از روش سوسو (Soesoo, 1997) و پاتریکا (Putirka et al, 2003) می‌توان متوسط فشار کلینوپیروکسن را در سنگ‌های حد واسط-اسیدی منطقه ۵ تا ۶ کیلوبار در نظر گرفت.

دماسنجی بیوتیت

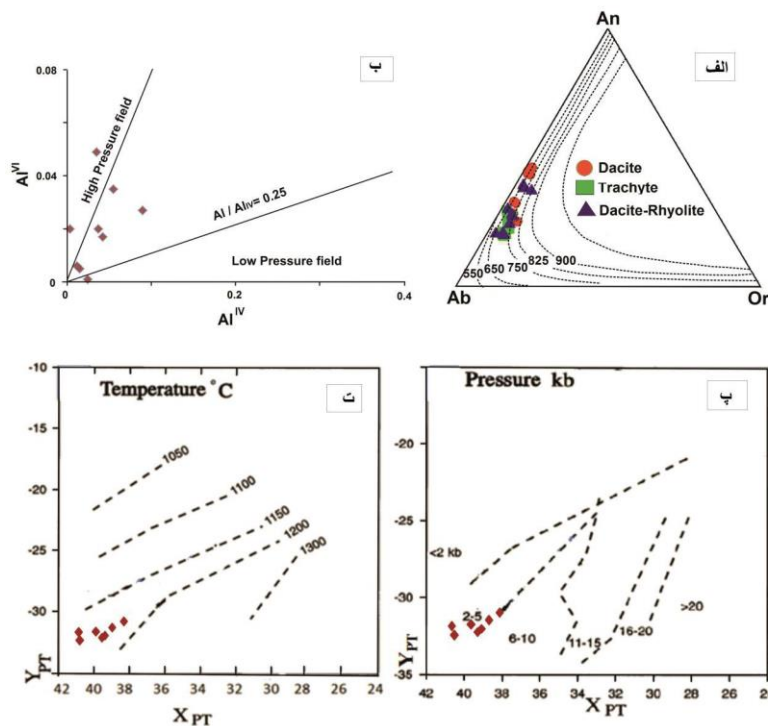
مقدار Ti موجود در بیوتیت به عنوان تابعی از تغییرات دما شناخته شده است. عواملی که بر مقدار Ti موجود در بیوتیت تأثیر می‌گذارند، صرفاً به تغییرات دما محدود نیستند، بلکه عوامل فشار و شیمی بلور بیوتیت نیز مهم است (Henry and Guidotti, 2002; Henry et al, 2005). هنری و همکاران (Henry et al, 2005) یک روش را برای بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های پرآلومین در فشارهای کم تا متوسط (۴-۶ کیلوبار) با استفاده از Ti بیوتیت پیشنهاد کرده‌اند. دمای تبلور بیوتیت‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه با استفاده از این روش محاسبه شده است که به‌طور متوسط حدود ۷۱۵ درجه سانتی‌گرا در دست آمده است (جدول ۸).

دما-فشار سنجی کلینوپیروکسن

با توجه به نمودار نمودار Al^{vi} نسبت به Al^{iv} (Aoki and Shiba, 1973) کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی حد واسط-اسیدی در منطقه دهگلان عمدتاً تبلور در فشارهای متوسط را نشان می‌دهد. براساس محاسبات شاخص‌ها و نمودارهای ارائه شده توسط سوسو (Soesoo, 1997) میزان حرارت و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، به ترتیب بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گرا و ۲ تا ۵ کیلوبار تعیین شده است (شکل ۸ پ و ت). برخی از نمونه‌های مورد بررسی در مرز دو محدوده فشار ۲-۵ و ۶-۱۰ واقع شده‌اند. به همین دلیل شاید فشار تبلور بعضی کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از ۵ کیلوبار باشد که برای اطمینان بیشتر دما و فشار نیز با استفاده از روش پیشنهادی پاتریکا (Putirka et al, 2003) محاسبه شد. با توجه به نتایج شیمی کانی و سنگ‌میزبان محاسبات فشار-دماسنجی نشان می‌دهد که با حرارت تخمین زده از روش قبلی، میانگین فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های حد واسط-اسیدی ۶/۳ کیلوبار و میانگین دمای تبلور آن‌ها با فشار مفروض ۲ تا ۵ کیلوبار برابر ۱۰۸۵/۹ درجه

جدول ۷: نتایج فشار- دماسنجی حاصل از روش (Putirka et al, 2003).

Sample	P (Kbar) at T= 1423 K	P (Kbar) at T= 1473 K	Average P (Kbar)	T (C°) at P= 2 Kbar	T (C°) at P= 5 Kbar	Average T (C°)
Q-T27	۶/۲	۷/۵	۶/۹	۱۱۰۸/۶	۱۱۱۲/۲	۱۱۱۰/۴
Q-T27	۵/۷	۷/۰	۶/۳	۱۱۰۰/۵	۱۱۰۴/۱	۱۱۰۲/۳
Q-T27	۵/۱	۶/۴	۵/۷	۱۰۹۷/۷	۱۱۰۱/۲	۱۰۹۹/۴
Q-T27	۴/۵	۵/۸	۵/۱	۱۰۹۱/۴	۱۰۹۵/۰	۱۰۹۳/۲
Q-T27	۶/۵	۷/۹	۷/۲	۱۱۰۹/۶	۱۱۱۳/۲	۱۱۱۱/۴
Q-T29	۵/۹	۷/۰	۶/۵	۹۹۷/۱	۱۰۰۰/۱	۹۹۸/۶
Average	۵/۶	۶/۹	۶/۳	۱۰۸۴/۱	۱۰۸۷/۶	۱۰۸۵/۹



شکل ۸: الف) نمودار سه‌تایی An-Ab-Or برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در سنگ‌های منطقه برای محدوده‌ی فشاری یک کیلوبار (O'Connor, 1965)، ب) برآورد کلی فشار تبلور کینوپیروکسن (Aoki and Shiba, 1973)، پ و ت) تعیین دما و فشار کینوپیروکسن (Soesoo, 1997).

جدول ۸: نتایج ترمومتری کانی بیوتیت (Henry et al, 2005).

Sample	Rock type	Ti (O22)	Mg/Fe+Mg	T(C°)
Q-T27	Dacite	۰/۳۷۲	۰/۶۱	۷۱۹
Q-T27	Dacite	۰/۳۵۹	۰/۵۴	۶۹۷/۳
Q-T24	Trachyte	۰/۴۱۴	۰/۵۶	۷۲۱/۵
Q-T29	Trachyte	۰/۳۴۹	۰/۶۷	۷۲۷/۶
Q-T29	Trachyte	۰/۳۳۷	۰/۵۹	۷۰۰
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۰/۳۶۳	۰/۵۷	۷۰۵/۷
Q-T20	Dacite-Rhyolite	۰/۳۵۹	۰/۶۷	۷۳۱/۴
AVERAGE =				۷۱۴/۶

بحث

میکروبافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای منطقه به دو گروه تقسیم می‌شوند: الف) بافت‌های مرتبط با رشد بلور، از قبیل بافت‌های غربالی، منطقه‌بندی نوسانی و سطوح تحلیل رفته که در اثر عدم تعادل در فصل مشترک بلور-مایع، به علت تغییرات دما، فشار، آب و ترکیب مذاب متبلور کننده این بلورها ایجاد شده‌اند. ب) بافت‌های مورفولوژیکی نظیر: گلومروکریست، میکروولیت و بلورهای شکسته شده که به واسطه دخالت فرآیندهای دینامیکی ماگمایی در حال تبلور مانند جریان‌های همرفتی، گاززدایی و یا فوران انفجاری حاصل می‌شوند (ایران‌نژادی و دهقی، ۱۳۹۲). بافت غربالی از بافت‌های غیرتعادلی و به دنبال تغییرات فیزیکی و شیمیایی موجود در آشیانه ماگمایی تشکیل می‌شود. بافت غربالی شامل ادخال‌های از شیشه و اکسیدهای اپاک می‌باشد. اندازه غربال‌ها می‌تواند به میزان افزایش سرعت صعود ماگما و یا افزایش محتوی ماگما در حین صعود بستگی داشته باشد (Viccaro et al, 2010). بافت غربالی موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه به صورت زیر دیده می‌شود:

پلاژیوکلازهایی که تمام سطح بلور آن‌ها حفره حفره بوده و به‌طور کامل غربالی هستند، دلیل ایجاد این بافت می‌تواند ترکیب یکنواخت کانی باشد که با تغییر شرایط تمام بلور شروع به خورده شدن می‌کند. شلی (Shelley, 1993) معتقد است که بافت غربالی در نتیجه‌ی حضور ادخال‌هایی مرتبط به هم از شیشه یا مواد زمینه به وجود می‌آید که ظاهری متخلخل را در بلور ایجاد می‌نماید. بافت‌های غربالی اسفنجی شکل در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آذرین به‌طور معمول به عنوان نتیجه‌ی اختلاط ماگمایی تصور می‌شود (Tsuchiyama, 1985). بلورهای

پلاژیوکلازی که قسمت مرکز بلور سالم است و حاشیه‌ای با بافت غربالی آن را فراگرفته است. سوکی‌یاما (Tsuchiyama, 1985) معتقد است که بر روی هسته فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، حلقه غربالی شده‌ای از پلاژیوکلاز رشد می‌کند که دارای محتوای کلسیم بیشتری در مقایسه با هسته این بلورها می‌باشد. وجود شرایط غیرتعادلی عامل اصلی ایجاد این حلقه‌هاست که با رشدی سریع ناشی از اختلاط ماگمایی داغ‌تر و غنی‌تر از H_2O و Ca به وجود آمده‌اند. الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز تغییرات ترکیب مذاب، مواد فرار، دما و فشار را ثبت می‌کند (Smith and Brown, 1985) کاهش میزان آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه با تفریق بلوری سازگار است (Ginibre et al, 2002) ولی این روند در نمونه‌های مورد مطالعه متغیر است. زونیگ معکوس نشانه عدم برقراری تعادل بین بلور و ماگما در اثر اختلاط ماگمایی یا تغییر فشار بخار آب است (Kroll et al, 1993) با توجه به این که در شرایط نزدیک تعادل، تغییرات اندک دما و یا میزان آب، تغییرات قابل توجهی در ترکیب پلاژیوکلاز ایجاد نمی‌کند (Loomis and Welber, 1982) می‌توان نتیجه گرفت که پلاژیوکلازهای که تغییر محدود را نشان می‌دهد در نمونه‌های QT24، QT29 در شرایط نزدیک تعادل شکل گرفته‌اند. به هر حال تعداد بیشتر از آنالیز نقطه‌ای در بلورهای مختلف در یک نمونه برای بررسی شرایط ماگمایی و تحولات آن نیاز است. سطوح تحلیل رفته نشان دهنده یک حادثه انحلالی شدید و طولانی مدت هستند که عمدتاً در اثر تغییر در دما، فشار، ترکیب مذاب و محتوی آب ماگما در مقیاس‌های بزرگتر اتفاق افتاده است. به دلیل گرم شدن پلاژیوکلاز در دمای بالاتر از دمای تبلور و یا در اثر عواملی همچون شارژ مجدد ماگما (Davidson and

دادن آب حین فوران ماگما باشد (Best, 2001). در نمونه‌های مورد مطالعه حاشیه واکنشی نازک است، نازک بودن حاشیه واکنشی نشان دهنده سرعت زیاد صعود ماگما از عمق و از حوزه پایداری آمفیبول است (Buckley et al, 2006). علاوه بر آن اندازه بلورهای خمیره نیز در این نمونه‌ها بسیار ریز است که احتمالاً نشان دهنده صعود سریع ماگما می‌باشد. فوگاسیته اکسیژن ماگما در زمان تبلور آمفیبول و کلینوپیروکسن بالا بوده است مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به مواد منشأ و محیط تکتونیکی آن وابسته می‌باشد، به طوری که ماگماهای با اکسیداسیون بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند (Ewart, 1979). با توجه به نتایج حاصل از شیمی کلینوپیروکسن و بیوتیت سنگ‌های حد واسط- اسیدی منطقه ماهیت سری کالک‌آلکان غنی از پتاسیم دارند و در محیط‌های کمان حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند، که با مطالعات حاصل از شیمی سنگ کل در منطقه (Allen et al, 2013; Azizi et al, 2014) همخوانی دارد.

آلن و همکاران (Allen et al, 2013) سنگ‌های آتشفشانی حد واسط- اسیدی را به عنوان سنگ‌های کالک‌آلکانی که در بالای زون فرورانش تشکیل یافته‌اند، توصیف کردند. عزیزی و همکاران (Azizi et al, 2014) سنگ‌های منطقه را متعلق به گروه آداکیت می‌دانند و منشأ آنها را از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده معرفی کرده‌اند و همچنین عزیزی و همکاران (Azizi et al, 2013) ثابت کردند که بسته شدن نئوتتیس و بالا آمدن گوشته سبب رژیم کششی و نازک شدن لیتوسفر در شمال زون سنندج- سیرجان شده است.

(Tepley, 1997)، بلورها دچار فرآیند انحلال و ذوب می‌شوند. سپس این بلورها برای برقراری تعادل مجدد با شرایط جدید با ماگمای جدید وارد واکنش شده و تبلور مجدد می‌نمایند (ایران‌نژادی و دهقی، ۱۳۹۲). بافت گلوپورفیری شاهدهی بر تبلور بخشی و تفریق ماگمایی است. بافت میکروولیتی که در سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد، می‌تواند ناشی از سرد شدن سریع گدازه (Lofgren, 1980) و یا بالا رفتن دمای لیکیدوس ماگما به هنگام فوران ماگما باشد که در این شرایط فرآیند کاهش فشار سبب گاززدایی، حباب‌دار شدن و اکسولوشن آب شده و این بافت تشکیل می‌شود (Toramaru et al, 2008). فراوانی بلورهای شکسته شده، در گدازه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که فوران انفجاری سبب شکسته شدن آنها شده است. بدین ترتیب که وقتی ماگما به صورت انفجاری فوران می‌کند، ویزیکول‌های غنی از گاز محبوس شده در فشار زیاد سعی می‌کنند از میزبان‌های خود بر اثر شکستن بخشی از آنها رها شوند (Miwa and Geshi, 2012). یکی دیگر از نشانه‌های عدم تعادل در این سنگ‌ها وجود آمفیبول‌های با حاشیه سوخته و اپاسیته شده است. هورنبلند میزان پایداری محدودی داشته و برای متبلور شدن به فشار بخشی آب نسبتاً بالا نیاز دارد. در صورتی که شرایط ناپایدار برای این کانی حاکم باشد با مذاب اطراف طی فرآیندهای انتشار واکنش می‌دهد (Coombs and Gardner, 2004) در این شرایط بلورهای هورنبلند به مجموعه‌ای از کانی‌های اپاک (اکسیدهای Ti-Fe) تبدیل می‌گردند. اپاسیتی شدن آمفیبول از حاشیه شروع شده و گاهی تا بخش‌های مرکزی ادامه می‌یابد. این پدیده می‌تواند نشانه بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی‌ها و از دست

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی شمال دهگلان دارای ترکیب غالب ریوداسیتی و گاهی آندزیتی با سرشت کالکوالکالن هستند که به صورت دم‌های آتشفشانی به همراه حجم زیادی از خاکسترهای اسیدی در منطقه رخنمون دارند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا الیگوکلاز، هورنبلند ادنیتی و مگنزیوهورنبلندی، بیوتیت با ترکیب فلوگوپیت و آنیتی و کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسیدی عمده درشت بلورهای سنگ‌های شمال دهگلان را تشکیل می‌دهند. اوپاسیته شدن حاشیه کانی‌های هورنبلند و بیوتیت گویای افزایش حرارت و اکسیداسیون آن‌ها در مواجهه با اکسیژن جو حین خروج ماگما از سطح زمین و انفجار است که باعث افزایش حرارت و سوختگی کانی‌های آبدار شده است. کلینوپیروکسن‌ها به‌طور متوسط در فشار ۵ تا ۶ کیلو بار و دمای حدود ۱۰۸۶ درجه سانتی‌گراد، آمفیبول‌ها در فشار ۴ تا ۶ کیلو بار و دمای بین ۷۲۴ تا ۸۶۲ درجه

سانتی‌گراد، پلاژیوکلاز در دمای بین ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت در دمای ۷۱۵ درجه سانتی‌گراد تبلور شده‌اند. فوگاسیته اکسیژن ماگما براساس شیمی آمفیبول و کلینوپیروکسن در زمان تبلورشان بالا بوده است.

ماگمای سنگ‌های آداکیتی در شمال دهگلان در حین تشکیل فاقد آب بوده و فقط کانی‌های با دما و فشار بالا و بدون آب مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز در آن تبلور شده است. در ادامه و در افق‌های بالاتر ضمن برخورد با آب موجود در پوسته و آرایش با پوسته، که وجود زنولیت‌های فراوان موید آن است، فوگاسیته اکسیژن بالا رفته و کانی‌های بیوتیت و آمفیبول تبلور شده‌اند. ژئوشیمی بیوتیت و کلینوپیروکسن نشان از سرشت کالکوالکالن ماگماتیسیم منطقه است که در محیط حاشیه قاره فعال در ارتباط با آخرین فازهای فرورانش نئوتتیس در منطقه شمالی سندرچ-سیرجان در طی میوپلیوسن فوران کرده است.

منابع

- ایران‌نژادی، م.ر. و عباسی دهقی، س.، ۱۳۹۲. بررسی علل ایجاد بافت‌های گوناگون پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی سه‌هند، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران، ۵۸۶ ص.
- غصون، ز.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قروه- بیجار (کردستان ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- مسعودی، ف.، رحیم زاده، ب. و پورخورشیدی، ع.ر.، ۱۳۹۱. بررسی قابلیت پوزولانی خاکستری‌های آتشفشانی شمال دهگلان (شرق کردستان)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۶، شماره ۲۲، تابستان، ص ۶۳-۷۳.
- مسعودی، ف. و رحیم‌زاده، ب.، ۱۳۹۰. بررسی قابلیت پوزولانی خاکسترهای آتشفشانی شمال دهگلان (شرق کردستان، طرح پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷. دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.

فرورانش نئوتتیس در پالئوژن، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۴، ص ۱۱۳-۱۲۲.

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

-Ahmadzadeh, G.R., 2010. Petrological studies of volcanic rocks in NW of Marand spatially alkaline rocks, PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

-Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H. and Mcledo, C.L., 2013. Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology*, v. 54, p. 887-911.

-Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, v. 80, p. 549-559.

-Aoki, K.I. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan, *Lithos*, v. 6, p. 41-51.

-Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 167-179.

-Azizi, H., Asahara, Y. and Tsuboi, M., 2013. Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran, *International Geology Review*, v. 56, p. 167-186.

-Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M., Takemura, K. and Razyani, S., 2014. The role of heterogenetic mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran, *Chemie der Erde-Geochemistry*, v. 74, p. 87-97.

-معین وزیری، ح، عزیزی، ح، مهربابی، ب. و ایزدی، ف.، ۱۳۸۷. ماگماتیسم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه- مریوان)، دور دوم

-Best, M.G., 2001. *Igneous Petrology*, Blakwell, 485 p.

-Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquare, G., Radicati, F. and Amin Sobhani, E., 1997. Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar Area (Western Iran), *Bulletin of Volcanology*, v. 40-42, p. 121-135.

-Buckley, V., Sparks, R. and Wood, B., 2006. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 121-140.

-Chiu, H.E., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, v. 162, p. 70-87.

-Coombs, M.L. and Gardner, J.E., 2004. Reaction rim growth on olivine in silica melts; implications for magma mixing, *American Mineralogist*, v. 89, p. 748-759.

-Davidson, J.P. and Tepley, F.J., 1997. Recharge in volcanic systems: evidence from isotope profiles of phenocrysts, *Science*, v. 275(5301), p. 826-829.

-Deer, W.A., Howie, A. and Sussman, J., 1986. *An introduction to rock-forming minerals*. 17th, Longman Ltd, 528 p.

-Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An introduction to the Rock forming minerals*. 17th, Longman, Ltd, 528 p.

-Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc

- magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, v. 374, p. 662-665.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite adakite magmas, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 87, p. 205-215.
- Ernst, W.G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Caamphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California, *American Mineralogist*, v. 87, p. 478-490.
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Eds.): *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, Springer Verlag, Berlin, v. 6, p. 13-121.
- Forster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of tri octahedral mica, United State Geological Survey, Professional Paper, v. 354-B, p. 1-48.
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A.M. and Mortazavi, M., 2008. Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Sciences, Iran*, v. 19(3), p. 223-235.
- Ghorbani, M.R., 2006. Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: The implications of a descending slab. *Geochemical Journal*, v. 40, p. 557-568. doi:10.2343/geochemj.40.557.
- Ginibre, C., Kronz, A. and Worner, G., 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 300-315.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, v. 71, p. 1297-1313.
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, v. 35(3), p. 586-621. 10.1002/2015TC003926.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., ElMahallawi, M.M. and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt and tectonic implication, *Journal of African Earth Science*, v. 38, p. 255-268.
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 2002. Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications, *American Mineralogist*, v. 87, p. 375-382.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms, *American Mineralogist*, v. 90, p. 316-328.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist*, v. 72, p. 231-239.
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 433-447.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the

- aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, v. 17, p. 837-841.
- Kroll, H., Evangelakakis, C. and Voll, G., 1993. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 510-518.
- Le Base, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *American Journal of Science*, v. 260, p. 267-288.
- Leake, B.E., Woolley, 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.A., Maresh, V.W., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 35, p. 219-246.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, p., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 139-154.
- Lofgren, G.E., 1980. An experimental study on the dynamic crystallization of silicate melts (Chapter 11). In: Hargraves, R. B. (Ed.), *Physics of Magmatic Processes*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey
- Loomis, T.P. and Welber, P.W., 1982. Crystallization processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 8, p. 230-239.
- Martin, H. and Moyen, J.F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth, *Geology*, v. 30, p. 319-322.
- Miwa, T. and Geshi, N., 2012. Decompression rate of magma at fragmentation: inference from broken crystals in pumice of vulcanian eruption, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 227, p. 76-84.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 397-412.
- Moromito, N., Fabrices, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifer, F.A., Zussman, J., Akoi, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 535-550.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neofomed biotites, *Compter Rendus Geoscience*, v. 337, p. 1415-1420.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 149-160.
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Sedigheh, Kh., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation, *Lithos*, v. 314-315, p. 274-292.

- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: US Geological Survey Professional Paper B525, United States Geological Survey, p. 79-84.
- Ottensmeyer, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the artfjället gabbro and dolerites, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 189-199.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho, *American Mineralogist*, v. 88(10), p. 1542-1554.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304-310.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical Analysis of Clinopyroxenes from Deep-sea Basalts, *American Mineralogist*, v. 64, p. 502-513.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, 445 p.
- Smith, J.V. and Brown, W.L., 1988. *Feldspar minerals: Crystal structures, physical, chemical, and microstructural properties*, Springer Verlag, New York, 646 p.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations, *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, v. 119, p. 55-60.
- Speer J.A., 1984. Micas in igneous rocks, In: Micas, Bailey, S. W. (editor), *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, v. 13, p. 299-356.
- Stocklin, J. and Nabavi, M.H., 1973. 1/2,500,000 sheet, tectonic map of Iran.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran; A Review of the American Association, *Petroleum Geologists Bull*, v. 52, p. 1229-1258.
- Toramaru, A., Noguchi, S., Oyoshihara, S. and Tsune, A., 2008. MND (microlite number density) water exsolution rate meter, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 175, p. 156-167.
- Tsuchiyama, A., 1985. dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite - anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite, *Contribution to Mineralogy and petrology*, v. 89, p. 1-16.
- Viccaro, M., Giacomoni, P.P., Ferlito, C. and Cristofolini, R., 2010. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts, *Lithos*, v. 116, p. 77-91.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.