

کانی‌شناسی آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها در جنوب سلماس - شمال غرب ایران؛ بررسی شرایط ترمودینامیکی گذر از زیر رخساره اپیدوت آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت

معصومه آهانگری^{(۱)*} و محسن مؤذن^۲

۱. دانشجوی دکترای پترولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۰/۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۰/۸/۲۲

چکیده

سنگ‌های دگرگونی موجود در جنوب سلماس، عمدتاً از متابازیت‌ها تشکیل شده‌اند. ترکیب عمده این سنگ‌ها آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت است. شیمی کانی‌های موجود در این دو گروه سنگی با یکدیگر متفاوت است. این تفاوت در ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در هر یک از این گروه‌های سنگی، حاکی از شرایط متفاوت دما و فشار دگرگونی برای هر کدام از این گروه‌ها بوده و مطالعه تغییرات ترکیبی مجموعه کانی‌های موجود در این دو گروه سنگی به ویژه آمفیبول، کمک شایانی در تعیین شرایط دگرگونی، می‌کند. بررسی تغییرات ترکیبی کانی آمفیبول در طول دگرگونی پیشرونده، حاکی از افزایش اعضای انتهایی شرماکیت و کروسیت است. افزایش دما بیشتر از افزایش فشار در تبدیل زیر رخساره اپیدوت-آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت نقش داشته است. بر اساس مطالعات دما - فشارسنجی، دما و فشار به دست آمده برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها به ترتیب برابر با 20 ± 500 درجه سانتی‌گراد و $5-2$ (کمتر از ۵ کیلو بار) برای آمفیبولیت‌ها 20 ± 600 درجه سانتی‌گراد و $8-6$ کیلو بار است.

واژه‌های کلیدی: آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت، دما - فشارسنجی، شیمی کانی، سلماس

(Rasse, 1974; Schumacher, 1991).

مقدمه

متابازیت‌ها به‌ویژه آمفیبولیت‌ها، فراوان‌ترین گروه در میان سنگ‌های دگرگونی منطقه جنوب سلماس است و نقش مهمی در درک نحوه تکوین و تکامل ژئودینامیکی این منطقه دارد. در منطقه سلماس با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، انواع مختلفی از آمفیبولیت‌ها شامل اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها رخنمون دارند. برای درک فرایندهای مؤثر در طی تکامل زمین‌شناسی یک منطقه، تعیین شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی از اهمیت خاصی برخوردار است. بررسی تغییرات ترکیبی مجموعه کانی‌های موجود در این گروه‌های سنگی، نقش ارزنده‌ای در تعیین

تاکون مطالعات بسیاری در رابطه با تغییرات ترکیبی کانی‌های موجود در متابازیت‌ها به‌ویژه آمفیبول‌ها، در حین تبدیل رخساره شیبست سبز به آمفیبولیت انجام شده است (Cooper and Lov-ering, 1970; Harte and Graham, 1975; Laird and Albee, 1981a; Laird and Albee, 1981b; Maruyama et al., 1983). اما مطالعه چندانی در رابطه با تغییرات موجود در ترکیب این کانی‌ها همراه با افزایش درجه دگرگونی در رخساره آمفیبولیت انجام نشده و بررسی و مطالعه این تغییرات، محدود به چند گزارش است (Bard, 1970; Binns, 1965; Engel and Engel, 1962).

* نویسنده مرتبط ahangari@tabrizu.ac.ir

سرو با مرز گسل راندگی و بر روی این واحد، سن پرکامبرین برای آن در نظر گرفته شده است (حقی‌پور و آقائاتی، ۱۳۶۷). در مطالعات جدیدتر در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه توسط سبزه‌ئی و همکاران، سنگ‌ها به عنوان گابروهای دگرگون شده و سن آن‌ها بعد از کامبرین زیرین و پیش از پرمین در نظر گرفته شده است.

سنگ‌شناسی آمفیبولیت‌ها

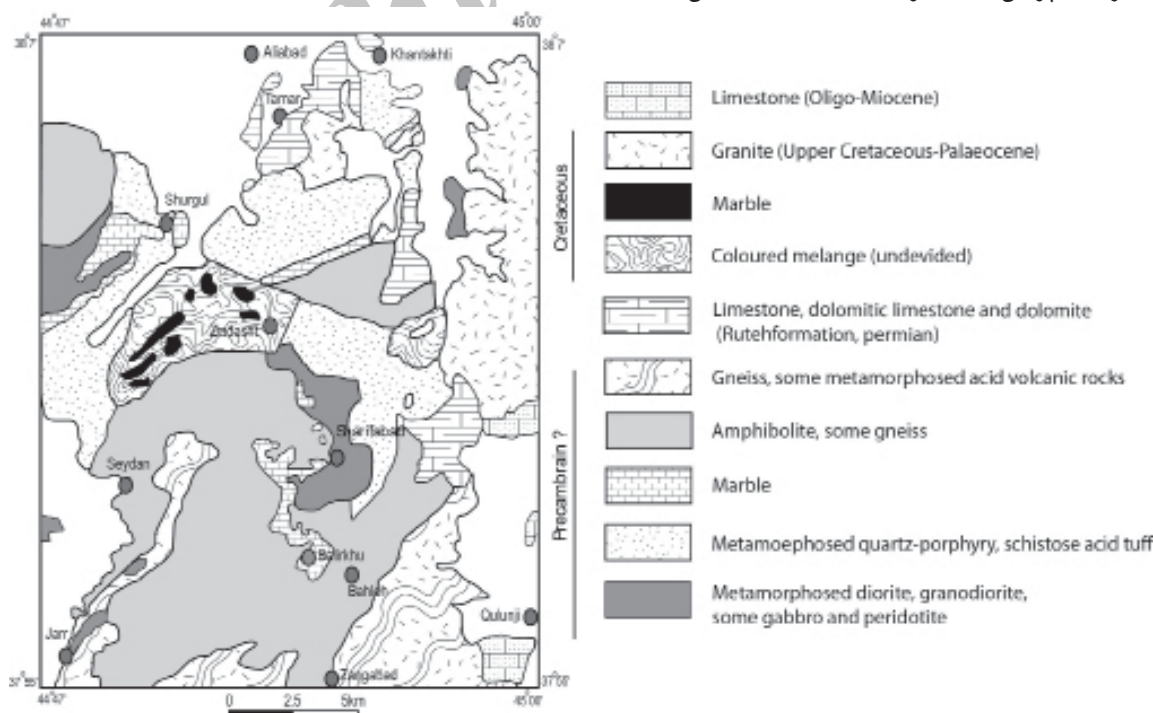
در منطقه جنوب سلماس، آمفیبولیت‌ها به رنگ‌های سبز روشن تا سبز تیره (با توجه به اندازه کانی‌ها و تمرکز کانی آمفیبول) قابل مشاهده بوده و اساساً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۲ a و b). بر اساس مطالعات میکروسکوپی و سنگ‌شناسی مجموعه آمفیبولیت‌ها را می‌توان به دو گروه عمده تقسیم کرد: (۱) اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها که مجموعه کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کانی‌های گروه اپیدوت (اپیدوت، زویزیت و کلینوزویزیت)، هورنبلند، پلاژیوکلاز، تیتانیت، اکسیدهای آهن و تیتانیم و کانی‌های فرعی هستند؛ (۲) آمفیبولیت‌ها که مجموعه کانی‌شناسی این گروه سنگی شباهت بسیار زیادی با کانی‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها دارد، با این تفاوت که در این گروه، کانی‌های گروه اپیدوت حضور ندارند. در این سنگ‌ها باقی مانده‌هایی از کانی‌های کلینوپیروکسن از سنگ مادر اولیه در میان کانی آمفیبول قابل مشاهده است (شکل ۲ d). مقدار مودال کانی‌های فرعی به‌ویژه تیتانیت در آمفیبولیت‌ها و اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها متفاوت بوده و معمولاً آمفیبولیت‌ها حاوی مقادیر بیشتری از کانی تیتانیت هستند. در این سنگ‌ها اکسیدهای Fe-Ti نیز از حاشیه تبدیل به تیتانیت شده‌اند (شکل ۲ c).

این شرایط خواهد داشت. تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی در آمفیبولیت‌ها به دلیل تغییر بسیار اندک مجموعه کانیایی آمفیبولیت‌ها در محدوده وسیعی از دما و فشار (Thompson et al., 1982) و نیز وجود محلول جامد شدید در کانی آمفیبول که منجر به پیچیدگی ترکیب کانی‌شناسی آن می‌شود (Spear, 1993)، دشوار بوده و باید با احتیاط زیاد همراه باشد.

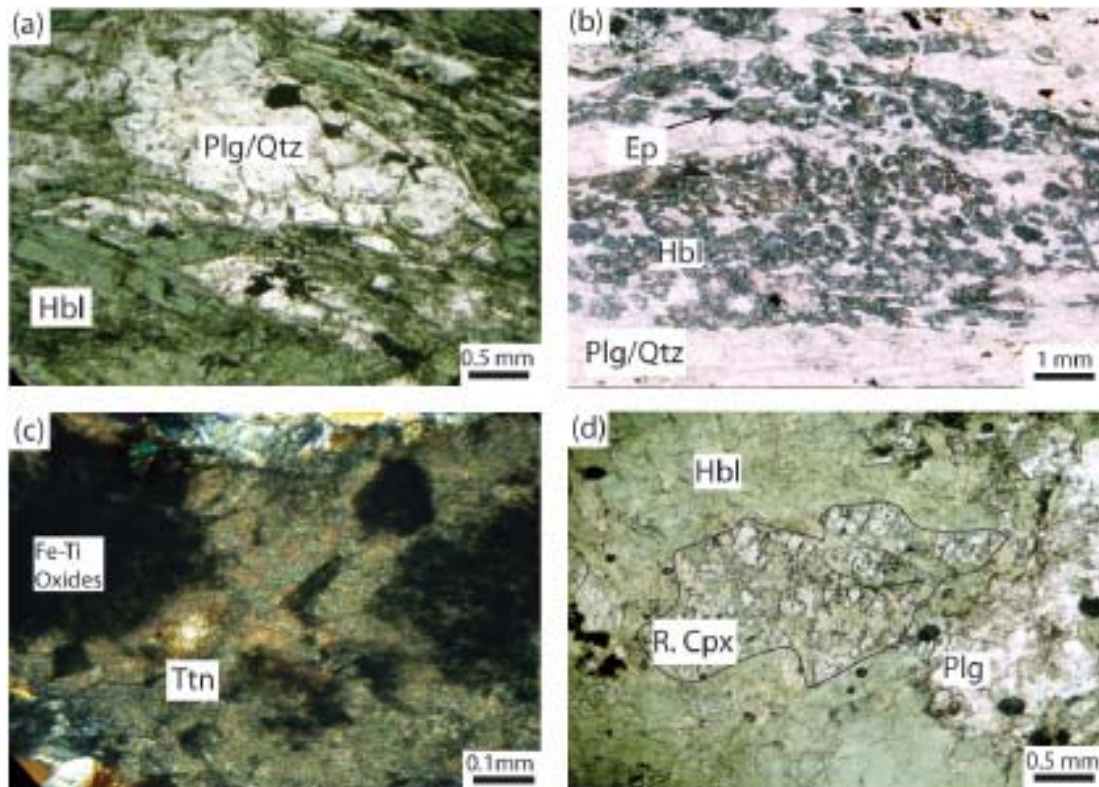
در این پژوهش، سعی شده است تا با توجه به تغییرات ترکیبی کانی‌های موجود در سنگ‌های متابازیتی با درجه دگرگونی متفاوت و برآورد دما و فشار دگرگونی، شرایط گذر از زیر رخساره اپیدوت آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت در منطقه جنوب سلماس مورد مطالعه قرار گیرد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان سلماس در استان آذربایجان غربی، بین مختصات جغرافیایی ۴۷° ۴۴' تا ۴۵° ۰۰' طول شرقی و ۳۷° ۵۵' تا ۳۸° ۰۷' عرض شمالی واقع است. جایگاه منطقه مورد مطالعه در زمین‌شناسی ایران به طور دقیق شناخته نشده و نظرات زیادی در این رابطه وجود دارد (Stocklin, 1968، نبوی، ۱۳۵۵؛ افتخارنژاد، ۱۳۵۹). سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه تنوع بسیاری دارند و شامل انواع مختلفی از سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی با بازه زمانی پرکامبرین تا کواترنر است (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی است که حجم عمده آن‌ها را متابازیت‌ها به‌ویژه آمفیبولیت‌ها تشکیل داده‌اند. سن سنگ‌های دگرگونی، ناشناخته است و با توجه به قرارگیری رسوبات کربنات پرمین در مسیر جاده ارومیه- سلماس و جاده



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خوی و سرو



شکل ۲- (a): آمفیبولیت‌های منطقه سلماس، کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز به خوبی قابل مشاهده است. (b): اپیدوت آمفیبولیت‌ها. (c): تبدیل اکسیدهای Fe-Ti از حاشیه به تیتانیت (d): کلینوپروکسن باقی‌مانده از سنگ اولیه (تصاویر در نور PPL تهیه شده‌اند). Hbl: هورنبلند؛ Plg: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛ Ttn: تیتانیت؛ Fe-Ti oxides: اکسیدهای Fe-Ti؛ R.Cpx: پروکسن باقیمانده

محتوای عناصر این دو گروه با یکدیگر متفاوت است. در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها، مقادیر کاتیون‌های تشکیل‌دهنده این کانی به صورت $Si = 6/877-7/419$ ، $Al = 0/840$ و $Mg = 3/373-3/907$ ، $Ca = 1/875-1/960$ ، $Fe^{2+} = 0/551-0/872$ اتم بر واحد فرمولی است. در حالی که مقادیر این عناصر برای آمفیبول‌های تجزیه شده از نمونه‌های آمفیبولیتی برابر با $Si = 6/32-6/47$ ، $Al = 2/107-2/352$ ، $Fe^{2+} = 0/29-0/39$ و $Mg = 3/017-3/123$ ، $Ca = 1/658-1/675$ اتم بر واحد فرمولی است (جدول ۱). علاوه بر عناصر ذکر شده، مقادیر عناصر Na و Ti نیز در این دو گروه، با یکدیگر متفاوت است. این مقادیر برای آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها بالاتر است ($Na = 0/56-0/63$ ، $Ti = 0/035-0/066$) اتم بر واحد فرمولی) از نمونه‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها ($Na = 0/130-0/359$ ، $Ti = 0/018-0/041$) اتم بر واحد فرمولی) است.

پلاژیوکلاز

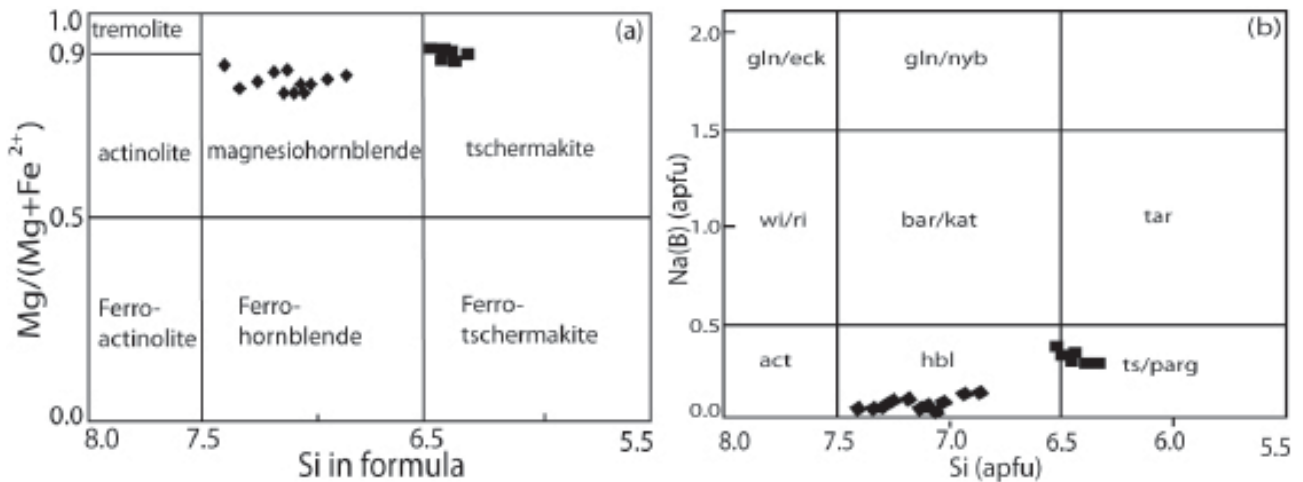
مطالعات شیمی کانی در پلاژیوکلازهای منطقه سلماس، بر اساس نتایج حاصل از تجزیه‌های میکروپروب به دست آمده برای نمونه‌های آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت استوار است. خلاصه‌ای از نتایج حاصل از این تجزیه‌ها را می‌توان در جدول ۲ مشاهده کرد. فرمول ساختاری کانی پلاژیوکلاز بر مبنای ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه شده است. ترکیب پلاژیوکلاز

شیمی کانی

مطالعات شیمی کانی‌های موجود در آمفیبولیت‌های منطقه سلماس، بر مبنای تجزیه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها توسط دستگاه میکروپروب Cameca SX-100 در مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین Geo Forschungs Zentrum (GFZ) پتسدام آلمان انجام شده است. در این کانی‌ها تصحیح Fe^{3+} با استفاده از استوکیومتری (Droop, 1987) صورت گرفته است. خلاصه‌ای از نتایج حاصل از تجزیه این کانی‌ها در جداول ۱ و ۲ قابل مشاهده است.

آمفیبول

آمفیبول موجود در آمفیبولیت‌های منطقه سلماس، عمدتاً به صورت منشوری بوده و در این سنگ‌ها جهت‌یافتگی پیدا کرده است. آمفیبول‌ها به رنگ‌های سبز و سبز مایل به قهوه‌ای قابل مشاهده هستند. فرمول ساختاری این کانی بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). ترکیب این کانی در آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها با یکدیگر متفاوت بوده و تغییرات قابل توجهی را نسبت به هم نشان می‌دهند. بر اساس ترکیب شیمیایی، $Ca \leq 1/5$ ، $Na \geq 1/0$ و $Si \geq 7/6$ اتم بر واحد فرمولی (Leake, 1978)، این کانی‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیک بوده و بر اساس رده‌بندی (Leake et al., 1997)، آمفیبول موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها در محدوده منیزوهورنبلند و آمفیبول موجود در آمفیبولیت‌ها در محدوده شرمایت واقع شده‌اند (شکل ۳).



شکل ۳- رده‌بندی آمفیبول‌های منطقه سلماس؛ (a): نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si (برگرفته از Leake et al., 1997). نمودار (b) در برابر Na (B): نمودار (Leake et al., 1997). نمونه‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبول؛ ■: نمونه‌های موجود در آمفیبول‌ها (برگرفته از Leake et al., 1997).

بوده و در نمونه‌های آمفیبولیت وجود ندارند. ترکیب این کانی در این سنگ‌ها به صورت زویزیت با $10/65-6/46$ درصد عضو انتهایی پیستاسیت و کلینوزویزیت با $18/73-16/72$ درصد عضو انتهایی پیستاسیت است. در کانی‌های گروه اپیدوت، مقدار عضو انتهایی پیستاسیت وابسته به عواملی مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن بوده و با افزایش درجه دگرگونی افزایش می‌یابد (Franz and Selverstone, 1992).

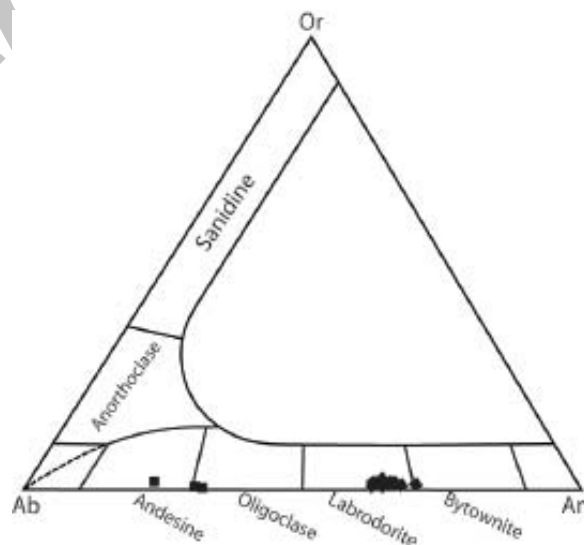
دما - فشار سنجی

متابازیت‌های رخنمون‌یافته در منطقه سلماس دارای ترکیب کانی‌شناسی بسیار ساده بوده و فاقد کانی‌های شاخص به ویژه گارنت هستند. از این رو محاسبه دما-فشار دگرگونی در این سنگ‌ها با محدودیت همراه است. مهم‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، کانی‌های آمفیبول (هورنبلند) و پلاژیوکلاز است. بنابراین مطالعات دما - فشارسنجی در این سنگ‌ها محدود به

موجود در آمفیبولیت‌ها در تقسیم‌بندی مثلثی آلپیت - ارتوکلاز - آنورتیت (Deer et al., 1992) در محدوده آندزین - الیگوکلاز ($X_{An} = 23/64-31/10\%$) قرار گرفته است. ترکیب این کانی برای اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها در این نمودار، لابرادوریت ($63/30-70/07$) است (شکل ۴). مقدار عضو نهایی ارتوکلاز در این کانی‌ها ناچیز است. مقایسه ترکیب پلاژیوکلازهای به دست آمده از نمونه‌های آمفیبولیتی با نمونه‌های اپیدوت‌آمفیبولیتی حاکی از کاهش میزان عضو انتهایی آنورتیت در ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها است. این حالت عکس روند افزایش درجه دگرگونی است. چرا که با افزایش درجه دگرگونی در سنگ‌های متابازیتی، به تدریج میزان An موجود در ترکیب پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد (Goldsmith, 1982; Lyons, 1955).

اپیدوت

کانی‌های گروه اپیدوت، منحصر به نمونه‌های اپیدوت‌آمفیبولیت



شکل ۴- رده‌بندی پلاژیوکلاز (برگرفته از Deer et al., 1992). علائم همانند شکل ۳ است.

(شکل ۵ e). مقادیر فشار به دست آمده برای این سنگ‌ها با توجه به فشارسنج (Brown, 1977) (بر مبنای مقادیر Na_{M4} و Al^{IV} در کانی آمفیبول) ۲-۳ کیلو بار برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۷-۶ کیلو بار برای آمفیبولیت‌ها است (شکل ۵ g). فشار به دست آمده برای آمفیبولیت‌ها، توسط دما- فشارسنج آمفیبول- پلاژیوکلاز (Ply-usnina, 1982) نیز تأیید می‌شود (شکل ۵ h). متأسفانه استفاده از این دما- فشارسنج برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها، به دلیل بالا بودن غیر عادی مقدار عضو انتهایی آنورتیت در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها نا ممکن بوده و نسبت $CaPlg$ به $AlHbl$ در نمودار، خارج از محدوده قرار گرفته و نتایج روشنی از مقادیر دما و فشار را به دست نمی‌دهد.

فشارسنج‌های دیگری نیز بر مبنای مقدار Al در کانی آمفیبول ارائه شده است. گرچه استفاده از این فشارسنج‌ها نیاز به حضور شرایط خاصی در سنگ‌ها دارد. این فشار سنج‌ها عمدتاً برای سنگ‌های کلسیمی قلیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد که در ترکیب کانی‌شناسی آنها کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت به صورت همزیست حضور داشته باشند (Hollister et al., 1987; Stein and Dietl, 2001). زیرا این مجموعه کانی‌شناسی مقدار Al در هورنبلند را با توجه به مقدار فشار بافر می‌کند و در نتیجه مقدار Al موجود در هورنبلند مستقیماً فشار را نشان می‌دهد. متأسفانه، شرایط مذکور در سنگ‌های منطقه سلماس، به طور کامل فراهم نبوده (عدم حضور بیوتیت در ترکیب کانی‌شناسی متابازیت‌های مورد مطالعه)، بنابراین استفاده از این فشارسنج‌ها، احتمال دستیابی به نتایج صحیح در این زمینه را کاهش می‌دهد. با این وجود، بسیاری از محققان (Castro de Machuca et al., 2008; Mancini et al., 1996; Paola and Spalla, 2000) به رغم فراهم نبودن شرایط مذکور به طور کامل، از این روش برای محاسبه فشار دگرگونی آمفیبولیت‌ها بهره جسته‌اند. بنابراین، در تحقیق حاضر، برای تعیین فشار دگرگونی در متابازیت‌های منطقه سلماس نیز از این فشار سنج‌ها استفاده گردیده و نتایج حاصل از آن با دیگر فشارسنج‌ها مورد مقایسه قرار گرفته است. تاکنون کالبراسیون‌های مختلفی برای فشارسنج Al در هورنبلند ارائه شده است (Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Poli and Schmidt, 1992; Schmidt, 1992; Spear, 1981; Thomas and Ernst, 1990). هر کدام از این کالبراسیون‌ها، متناسب با شرایط دما و فشاری خاصی هستند. بررسی‌های مختلفی که بر روی کالبراسیون‌های مختلف موجود در این زمینه انجام شده است، نشان می‌دهد که روش ارائه شده توسط Anderson and Smith (1995) مناسب برای تعیین شرایط فشار دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه است. بر این اساس فشار به دست آمده برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها به ترتیب برابر با $0.6 \pm 7/59-8/97$ کیلو بار و $0.6 \pm 2/23-5/39$ کیلو بار است.

ب) دما

برای محاسبه دمای دگرگونی در متابازیت‌های منطقه جنوب

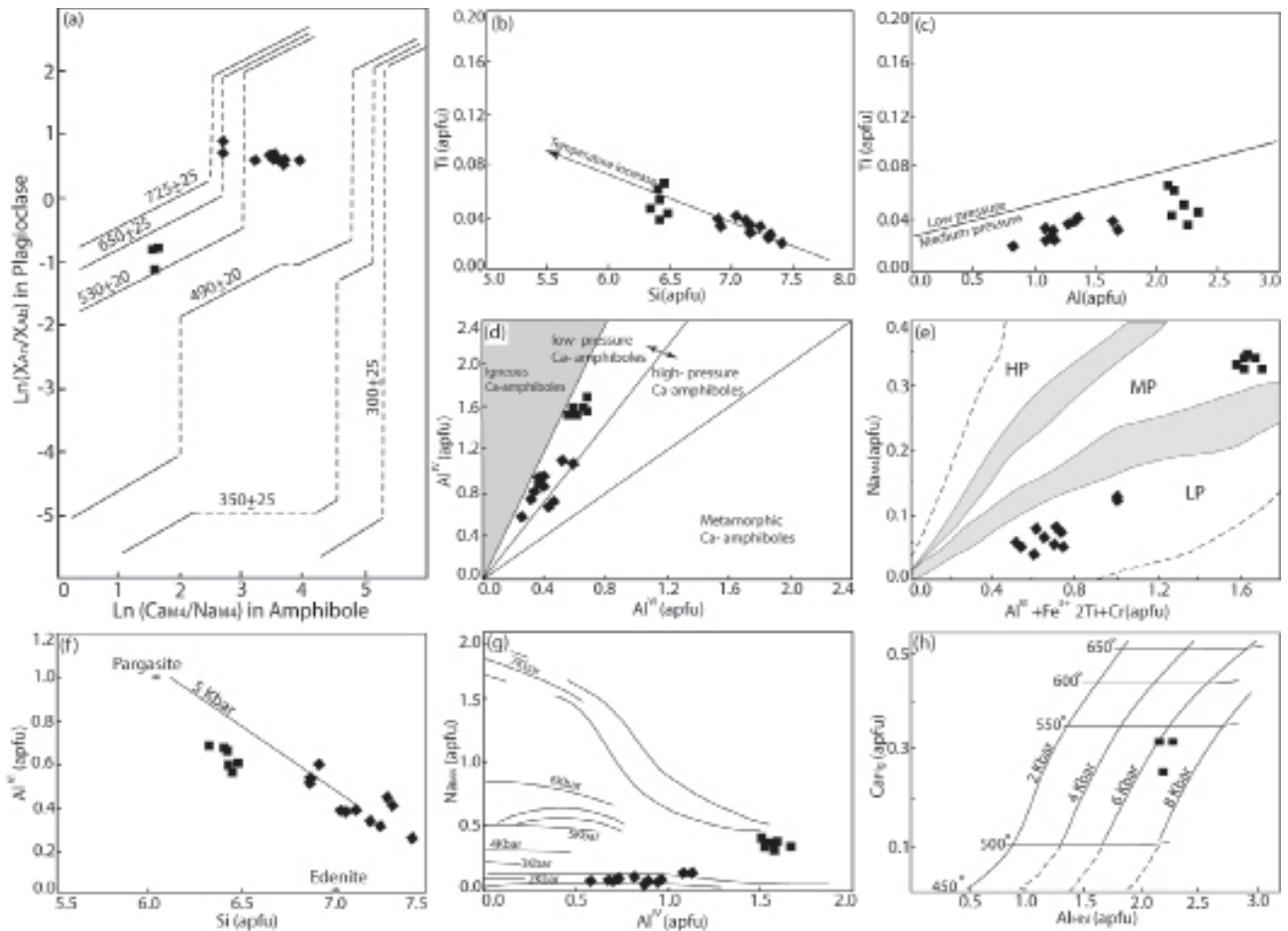
استفاده از این دو کانی می‌شود. گرچه، استفاده از زمین دما - فشارسنج‌هایی که کانی آمفیبول در آن‌ها نقش مهمی دارند، به دلیل پیچیدگی ترکیب آمفیبول‌ها، وجود چندین نمود آمیختگی بین اعضای انتهایی این کانی‌ها و خطای موجود در برآورد $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ از داده‌های میکروپروب، با مشکلاتی همراه هستند (Celik and Delaloye, 2006) بنابراین به منظور شناسایی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل آمفیبولیت‌ها از دما - فشار سنج‌های مبتنی بر ترکیب آمفیبول استفاده بسیاری می‌شود (Holland and Blundy, 1994; Moazzen and Droop, 2005; Otten, 1984). در زیر به صورت مجزا، نحوه محاسبه مقادیر فشار و دمای دگرگونی شرح داده شده است.

الف) فشار

استفاده از ترکیب کانی آمفیبول یکی از متداول‌ترین روش‌ها در سنگ‌های متابازیتی برای مطالعات فشار سنجی است. در ترکیب کانی آمفیبول، تمرکز و غلظت عناصر مختلف موجود در جایگاه‌های گوناگون بلورشناسی، تابع عوامل مختلفی همچون دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است (Hammarstrom and Zen, 1986). بنابراین با توجه به مقادیر این عناصر می‌توان تا حدی به شرایط دما - فشاری تشکیل این کانی در طی دگرگونی پی برد. توزیع عناصر Al (Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Poli and Schmidt, 1992; Schmidt, 1992; Spear, 1981; Thomas and Ernst, 1990) و NaB (Laird et al., 1984) در کانی آمفیبول تابع فشار بوده و بنابراین از این عناصر می‌توان برای تعیین فشار دگرگونی استفاده کرد. تا کنون روش‌های مختلفی برای تعیین فشار دگرگونی از روی ترکیب آمفیبول‌های کلسیمی (هورنبلند) ارائه شده است. Hynes (1982) بر اساس مقدار Al و Ti کانی آمفیبول، محدوده فشار تشکیل این کانی‌ها را تعیین کرده است. در این نمودار تمامی آمفیبول‌های منطقه سلماس در محدوده فشار میانگین واقع شده‌اند (شکل ۵ c).

Fleet and Barnett (1978) مرز بین آمفیبول‌های کلسیک فشار پایین و فشار بالا را به صورت $Al^{IV}/Al^{VI} = 2$ تعریف کرده اند که معادل با فشار ۵ کیلو بار تعیین شده توسط Rass (1974) است. این نسبت در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌های مطالعه شده $1/58-2/55$ است در حالی که برای آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها، $2/70-2/35$ بوده و در نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} در محدوده فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۵ d). همچنین نسبت Al^{VI}/Si نیز در آمفیبول‌های موجود در متابازیت‌های منطقه سلماس پایین است. آمفیبول‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها، در اطراف خط ۵ کیلو بار نمودار (Rasse, 1974) قرار گرفته، در حالی که آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها پایین‌تر از این خط رسم شده‌اند (شکل ۵ f).

نسبت $Na^B (=Na_{M4})$ در برابر $Al^{VI}+Fe_3^{++}+2Ti+Cr$ (Laird et al., 1984)، نشان‌دهنده به ترتیب فشار میانگین و پایین برای آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها است



شکل ۵- روابط دما - فشارسنجی در متابازیت‌های منطقه سلماس. (a): نمودار $\ln(X_{An}/X_{Ab})$ در پلاژیوکلازها در برابر $\ln(Ca_{M4}/Na_{M4})$ در آمفیبول‌ها برای محاسبه مقدار دمای دگرگونی (برگرفته از Spear, 1980). (b): نمودار مقادیر Ti در برابر Si آمفیبول‌ها، نشانگر روند افزایش دما در این سنگ‌ها؛ نمونه‌های آمفیبولیتی دمای بیشتری را نشان می‌دهند. (c): نمودار مقادیر Ti در برابر Al کانی آمفیبول. جدا کننده محدوده‌های فشار پایین و فشار متوسط بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها (برگرفته از Hynes, 1982). (d): نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} کانی آمفیبول، تعیین کننده آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین و مشخص کننده فشار تشکیل این کانی‌ها (برگرفته از Fleet and Barnett, 1978). (e): نمودار مقادیر Na_{M4} در برابر $Al^{IV} + Fe^{3+} + 2Ti + Cr$ کانی آمفیبول، در این نمودار آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها در محدوده فشار متوسط و آمفیبول‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها در محدوده فشار پایین قرار گرفته‌اند (برگرفته از Laird et al., 1984). (f): نمودار Al^{IV} در برابر Si ترکیب کانی آمفیبول جهت تعیین محدوده تقریبی فشار در متابازیت‌ها (برگرفته از Rasse, 1974). (g): نمودار Na_{M4} در برابر Al^{VI} کانی آمفیبول برای تعیین فشار دگرگونی، در این نمودار فشار اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها ۲-۳ کیلو بار و آمفیبولیت‌ها ۶-۷ کیلو بار است. (برگرفته از Brown, 1984). (h): دما - فشارسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز برای تعیین محدوده دما و فشار آمفیبولیت‌ها (برگرفته از Plyusnina, 1982). علائم همانند شکل ۳ است.

ساختار کانی آمفیبول می‌شود. در نمودار ۵ b افزایش مقدار Ti همراه با کاهش عنصر Si موجود در ترکیب آمفیبول مطابق با روند افزایش دما در آمفیبولیت‌ها و اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها است. در این نمودار، مقدار Ti موجود در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها بیشتر از مقدار این عنصر در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها است. برای محاسبه دما بر مبنای میزان Ti کانی آمفیبول از دماسنج تجربی (Otten, 1984) استفاده شده است. نتایج حاصل از استفاده از دماسنج مذکور برای اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها به طور میانگین ۵۷۰ درجه سانتیگراد و برای آمفیبولیت‌ها ۶۰۰ درجه سانتیگراد است. دمای به دست آمده برای متابازیت‌های منطقه سلماس با استفاده از دماسنج تجربی آمفیبول - پلاژیوکلاز (Spear, 1980)، ± 20 ، ۶۰۰ درجه سانتیگراد برای آمفیبولیت‌ها و ± 20 ، ۵۰۰ درجه سانتیگراد برای اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها است (شکل ۵ a). استفاده از

سلماس از دماسنج‌های مختلفی همچون مقدار Ti در ترکیب کانی آمفیبول (Otten, 1984) و دما - فشارسنجی با استفاده از ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز (Plyusnina, 1982; Spear, 1980) استفاده شده است.

مقدار Ti در کانی‌های سیلیکاتی به ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دماست. افزایش مقدار Ti موجود در کانی آمفیبول مستقل از میزان TiO_2 موجود در سنگ کل بوده و عمدتاً وابسته به افزایش دمای دگرگونی و در نتیجه افزایش درجه دگرگونی است (Hutchison, 1978; Rasse, 1974; Robinson et al., 1982; Spear, 1993). گرچه به عقیده (Cooper and Lovering (1970)، مقدار Ti موجود در آمفیبول تابع عوامل دیگری همچون حضور فازهای تیتانیوم‌دار در سنگ مانند تیتانیت و ایلمنیت نیز است. به نظر ایشان، عوامل یاد شده منجر به کاهش مقدار عنصر Ti در

نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به روند جانشینی شرماک نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به روند جانشینی شرماک (Al^{VI}Al^{IV}Mg₁Si₁) انحراف کمی را نشان داده و هرچند تقریباً موازی خط نشان‌دهنده جانشینی شرماک هستند، اما بر روند جانشینی پارگاسیتی (Na Al^{VI} Al^{IV} 2 □₁ Mg₁ Si₂) بیشتر منطبق هستند. در این نمودار، نمونه‌های آمفیبول موجود در اپیدوت - آمفیبولیت‌ها تطابق بهتری نسبت به نمونه‌های موجود در آمفیبولیت‌ها از خود نشان می‌دهند. در نمودار Al^{IV} در مقابل مجموع کاتیون‌های سایت A کانی آمفیبول (شکل ۶ b)، نمونه‌های مورد مطالعه حالتی حد واسط بین جانشینی‌های شرماک و ادنایتی را از خود نشان می‌دهند. همچنین در شکل ۶ c که مجموع کاتیون‌هایی موجود در جانشینی شرماک در برابر Al^{IV} رسم شده است، تطابق نسبتاً ضعیفی با روند این جانشینی مشاهده می‌شود. در صورتی که نمونه‌های مورد مطالعه تطابق بسیار خوبی را در نمودار Al^{IV} در برابر مجموع کاتیون‌های به وجود آورنده جانشینی‌های ادنایتی و شرماک از خود نشان می‌دهند (شکل ۶ d). از مجموع مباحث ذکر شده در بالا می‌توان چنین نتیجه گرفت که مجموع جانشینی‌های ادنایتی و شرماک، به وجود آورنده تغییرات ترکیبی در آمفیبول‌های منطقه سلماس است. ترکیب جانشینی ادنایت (Na Al^{IV} □₁ Si₁) با جانشینی شرماک (Al^{VI}Al^{IV}Mg₁Si₁) با نسبت ۱:۱ در آمفیبول‌ها به وجود آورنده جانشینی پارگاسیتی (Na Al^{VI} Al^{IV} 2 □₁ Mg₁ Si₂)

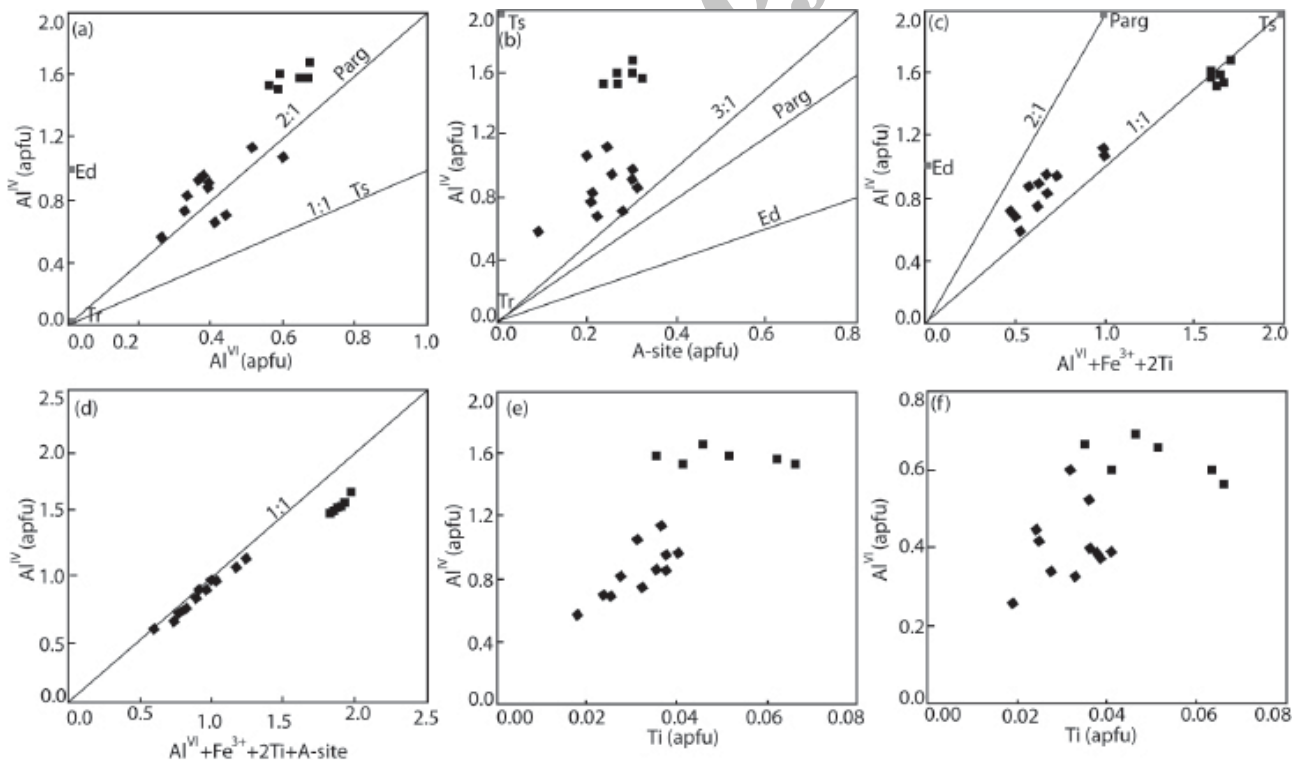
دما - فشارسنج آمفیبول - پلاژیوکلاز (Plyusnina, 1982) برای آمفیبولیت‌ها دمایی بین ۵۲۵ تا ۵۵۰ درجه سانتی گراد را به دست می‌دهد (شکل ۵ h).

بحث

به منظور تعیین شرایط ترمودینامیکی گذر از زیر رخساره اپیدوت-آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت، بررسی تغییرات ترکیبی کانی‌های موجود در هر یک از این زیر رخساره‌ها ضروری است. این بخش به بحث در رابطه با نحوه تغییر مجموعه کانی‌های موجود در متابازیت‌های منطقه جنوب سلماس پرداخته است.

الف) تغییرات ترکیبی آمفیبول‌ها در طی دگرگونی پیش‌رونده

به منظور مطالعه تغییرات ترکیبی کانی‌های آمفیبول در حین دگرگونی، جانشینی‌های اساسی موجود در ساختار این کانی‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور از نمودارهای مختلفی که نحوه رفتار کاتیون‌های مختلف موجود در جایگاه‌های بلورشناسی کانی آمفیبول را نشان می‌دهند، استفاده شده است (شکل ۶). نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (شکل ۶a) نشانگر وجود رابطه‌ای مستقیم بین این دو نوع Al است. در این



شکل ۶- بررسی تغییرات ترکیبی آمفیبول‌های منطقه سلماس (a): نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI}، (b): نمودار Al^{IV} در برابر مجموع کاتیون‌های موقعیت A، (c): نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI}+Fe³⁺+2Ti نشان‌دهنده جانشینی موجود در موقعیت M2 کانی آمفیبول است. (d): نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI}+Fe³⁺+2Ti+A-site (توضیحات بیشتر نشان‌دهنده میزان تأثیر جانشینی کاتیون‌های موجود در موقعیت A کانی آمفیبول. (e): نمودار Al^{IV} در برابر Ti و (f): نمودار Al^{IV} در برابر Ti (توضیحات بیشتر در متن). Parg: پارگاسیت، Ts: شرماکیت، Tr: ترمولیت، Ed: ادنایت. علائم همانند شکل ۳ است.

را برآورد کرد.

از دیگر جانشینی‌هایی که تأثیر بسزایی در ایجاد تغییرات ترکیبی آمفیبول‌ها در حین دگرگونی دارد جانشینی Ti-شرمک (TiVI2AlIVMgVI-12SiIV-1) است. برای مطالعه میزان تأثیر جانشینی Ti-شرمک در ایجاد تغییرات ترکیبی در آمفیبول‌های منطقه سلماس، از نمودارهای Al^{IV} و Al^{VI} در برابر Ti استفاده شده است (شکل ۶ e و ۶ f). رفتار Ti موجود در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها با رفتار این کاتیون در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها با یکدیگر متفاوت است. این کاتیون در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها، رابطه‌ای مستقیم با Al^{IV} و Al^{VI} دارد، در حالی که برای آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها این همبستگی منفی بوده و رابطه‌ای معکوس از خود نشان می‌دهند. این امر، اهمیت جانشینی Ti-شرمک برای آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های اپیدوت-آمفیبولیتی را نشان می‌دهد. در صورتی که این جانشینی تأثیر چندانی در ایجاد تغییرات ترکیبی در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها ندارد.

ب) توزیع Na بین پلاژیوکلاز و آمفیبول

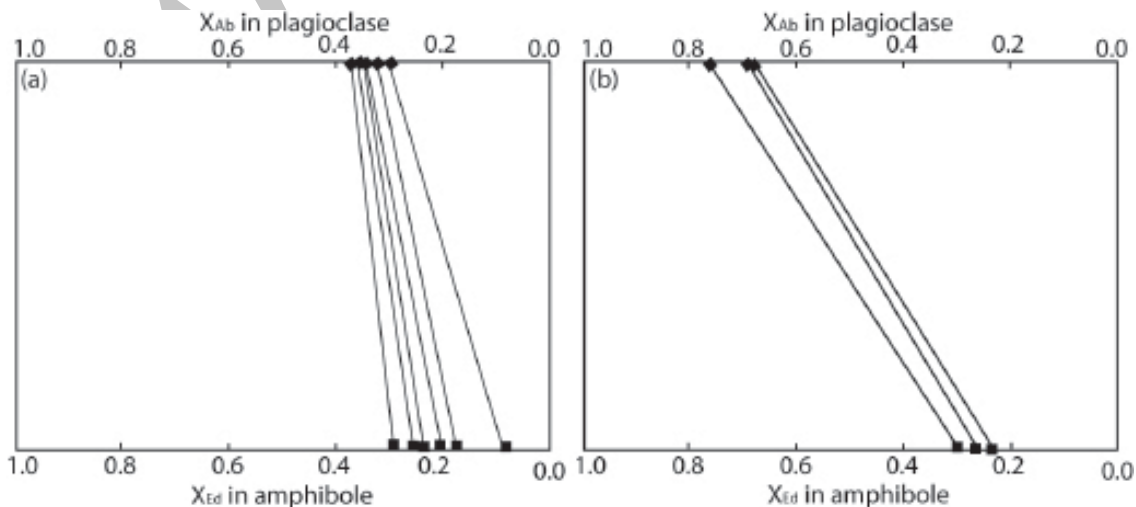
در آمفیبولیت‌ها، عنصر Na موجود در ترکیب سنگ کل بین دو کانی آمفیبول (به صورت عضو انتهایی ادنایت) و پلاژیوکلاز (عضو انتهایی آلبیت) توزیع می‌شوند. برای بررسی نحوه توزیع عنصر Na بین دو کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز، می‌توان از نسبت سایت A کانی آمفیبول (Schumacher, 1991). در این رابطه $X_{Ab} = Na / (Na + Ca)$ و $X_{Ed} = NaA$ (مقدار Na موجود در سایت A کانی آمفیبول) است. در شکل ۷، مقادیر XAb و XEd موجود در آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست با یکدیگر در نمونه‌های آمفیبولیتی و اپیدوت-آمفیبولیتی، نشان داده شده و نحوه توزیع سدیم بین کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها با یکدیگر مقایسه شده است. مقدار ادنایت موجود در آمفیبول‌های دو گروه سنگی تفاوت

است (Spear, 1993). تطابق بسیار خوب نمونه‌ها با جانشینی پارگاسیتی در شکل ۶ a این موضوع را تأیید می‌کند.

لازم به ذکر است که، مقدار عضو انتهایی شرمکایت در آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها در مقایسه با مقدار این عضو در اپیدوت - آمفیبولیت‌ها بیشتر است (جدول ۱). در مورد افزایش مقدار عضو انتهایی شرمکایت، به عقیده (Schumacher, 1991) در طول دگرگونی پیش‌رونده با خروج کانی‌های گروه اپیدوت و تبدیل آنها به آمفیبول، مقدار Al بیشتری وارد ترکیب آمفیبول شده و باعث افزایش مقدار این عنصر در ترکیب کانی آمفیبول می‌شود.

مقایسه مقادیر عضو انتهایی ادنایت در آمفیبول‌های دو گروه سنگی مورد مطالعه در منطقه سلماس، حاکی از افزایش ناچیز این عضو در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها است. معمولاً افزایش عضو انتهایی ادنایت در کانی آمفیبول متأثر از افزایش دمای دگرگونی است (Spear, 1993). افزایش ناچیز در مقدار این عضو انتهایی در بین آمفیبول‌های نمونه‌های آمفیبولیتی و اپیدوت - آمفیبولیتی، می‌تواند بیانگر تغییرات ناچیز دما در طول تبدیل زیر رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت در طول دگرگونی پیش‌رونده در منطقه سلماس باشد. مطالعات دماسنجی نیز این واقعیت را تأیید کرده و دمای به دست آمده برای این دو گروه سنگی، اختلاف چندانی زیادی با یکدیگر ندارند.

تأثیر میزان فشار در طی دگرگونی پیش‌رونده را می‌توان با افزایش مقدار NaB موجود در ساختار آمفیبول‌های موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها از ۰/۰۶۳-۰/۰۲۰ اتم در واحد فرمول به ۰/۱۷۳-۰/۱۶۳ اتم در واحد فرمول در آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها نشان داد. به عقیده برخی محققان همچون (Brown, 1977) میزان Na موجود در سایت B (عضو انتهایی کروسیت) کانی آمفیبول تابع فشار است. هر چند، در این باره (Hynes, 1982) معتقد است که این میزان هیچ ارتباطی با فشار نداشته و با استفاده از میزان Na موجود در موقعیت B کانی آمفیبول، نمی‌توان فشار دگرگونی



شکل ۷- مقایسه عضو انتهایی آلبیت در پلاژیوکلاز و Na موجود در موقعیت A کانی آمفیبول در پلاژیوکلازها و آمفیبول‌های همزیست. (a): اپیدوت آمفیبولیت‌ها (b): آمفیبولیت‌ها

و کروسیت می‌شود) افزایش می‌یابد (Spear, 1993).
 به منظور بررسی میزان تأثیر ترکیب سنگ کل، مقادیر اکسیدهای CaO و Na₂O موجود در این دو گروه سنگی مورد مقایسه قرار گرفت. مقدار CaO موجود در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها (۱۳/۵۷٪) از آمفیبولیت‌ها (۱۰/۱۴٪) بیشتر بوده (نسبت CaO/SiO₂ = ۱/۳۴)، در مقابل مقدار Na₂O این سنگ‌ها (۱/۸٪) از آمفیبولیت‌ها (۳/۶٪) کمتر است. نسبت Na₂O/CaO برای اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها به ترتیب برابر با ۷/۵ و ۲/۸ است. اختلاف موجود بین نسبت‌های Na₂O/CaO بین این دو سنگ قابل توجه بوده و می‌تواند تا حدی بیانگر رفتار غیرعادی پلاژیوکلاز در طی دگرگونی پیشرونده باشد.

د) بررسی شرایط گذر از زیر رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت

همان گونه که در بخش‌های پیشین نیز ذکر شد، شرایط ترمودینامیکی حاکم بر زیر رخساره‌های اپیدوت‌آمفیبولیت و آمفیبولیت در منطقه سلماس با یکدیگر متفاوت بوده و این امر باعث ایجاد تفاوت‌هایی اساسی چه از نظر ترکیب کانیایی و چه از نظر ترکیب شیمیایی هر یک از فازهای موجود در این سنگ‌ها، شده است.

مطالعات دما - فشارسنجی انجام شده بر روی این سنگ‌ها، حاکی از شرایط تشکیل متفاوت برای هر کدام از این گروه‌های سنگی است. به گونه‌ای که اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها عمدتاً تحت تأثیر فشارهای پایین (کمتر از ۵ کیلو بار) و آمفیبولیت‌ها در فشارهای متوسط (۶ تا ۸ کیلو بار) تشکیل شده‌اند. اختلاف دمای تشکیل بین این دو گروه سنگی در حدود 20 ± 100 درجه سانتی‌گراد و اختلاف فشار آن‌ها ۲/۵ کیلو بار است. افزایش دما (به میزان ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) عامل اساسی در تبدیل زیر رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت به آمفیبولیت در منطقه سلماس بوده و افزایش فشار، نقش چندانی در تغییر زیر رخساره‌ها به یکدیگر نداشته است.

افزایش مقدار دما و فشار در حین دگرگونی پیشرونده، منجر به ایجاد تغییرات ترکیبی مختلفی در متابازیت‌های منطقه سلماس شده است که به طور خلاصه می‌توان به حذف کانی‌های گروه اپیدوت، افزایش اعضای انتهایی شرمکیت، کروسیت و به مقدار ناچیز ادنایت در آمفیبول‌ها و در نهایت تغییر مقدار آنورتیت در پلاژیوکلاز در طول گذر از زیر رخساره اپیدوت-آمفیبولیت به زیر رخساره آمفیبولیت را نام برد. بجز تغییر حاصل در ترکیب پلاژیوکلازها (کاهش مقدار عضو انتهایی آنورتیت در پلاژیوکلاز آمفیبولیت‌ها)، سایر تغییرات نام‌برده در راستای افزایش درجه دگرگونی بوده و روند افزایش فشار و دما را در منطقه سلماس به خوبی نشان می‌دهند. تناقض ظاهری موجود در رابطه با تغییرات ترکیبی مشاهده شده در رفتار پلاژیوکلاز در حین دگرگونی پیشرونده را می‌توان با تفاوت ترکیب سنگ مادر نمونه‌های آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت و نسبت‌های متفاوت Na₂O/CaO موجود در آن‌ها، توجیه کرد. هر چند به نظر می‌رسد افزایش

چندانی با یکدیگر نداشته و تقریباً مشابه یکدیگر هستند. اما کسر مولی آل بیت در پلاژیوکلازهای دو گروه دارای اختلاف چشمگیری با یکدیگر هستند.

نسبت XAb/XEd با افزایش درجه دگرگونی از اپیدوت آمفیبولیت‌ها (۱/۸۴-۱/۱۶) به آمفیبولیت‌ها (۲/۳۲-۳/۵۸) افزایش یافته است. گرچه در طی دگرگونی پیشرونده این مقدار همراه با افزایش درجه دگرگونی کاهش می‌یابد (Schumacher, 1991)، اما در منطقه سلماس پلاژیوکلاز در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها کلسیم بیشتری دارد.

ج) تناقض ظاهری تغییر ترکیب پلاژیوکلاز با افزایش درجه دگرگونی

مقایسه ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها و اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها، تفاوت چشمگیری در ترکیب شیمیایی این دو گروه نشان می‌دهد (جدول ۲). در منطقه سلماس، پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم ($X_{An} = 0.633-0.701$) در اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها حضور داشته و با کانی‌های گروه اپیدوت (اپیدوت، زویزیت و کلینوزویزیت) همزیست هستند.

کلسیم موجود در آمفیبول‌های این گروه سنگی نیز در مقایسه با آمفیبولیت‌ها، مقدار بیشتری دارد. این افزایش ناگهانی در مقدار آنورتیت موجود در پلاژیوکلازهای سنگ‌های اپیدوت‌آمفیبولیتی (رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت) به ویژه، با در نظر گرفتن این موضوع که مقدار آنورتیت موجود در نمونه‌های آمفیبولیتی با درجه دگرگونی بالاتر، بسیار کمتر از این مقدار است ($X_{An} = 0.236-0.311$)، پدیده‌ای غیر عادی است. افزایش ناگهانی مقدار آنورتیت ($X_{An} = 70-80\%$) در حین گذر از شرایط رخساره شیبست سبز به زیر رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت، توسط محققان مختلفی (Frey and Orville, 1974; Hormann and Raith, 1973) گزارش شده است. (Hormann and Raith, 1973) در بررسی‌هایی که برای توجیه وضعیت مشاهده شده انجام دادند، به اهمیت حضور کانی‌های اپیدوت، محتوای Fe موجود در این کانی‌ها و نیز شرایط اکسایش محیط اشاره کرده‌اند. بر اساس یافته‌های ایشان، کاهش مقدار Fe³⁺ در اپیدوت‌ها همراه با کاهش شرایط اکسایش در حین تبدیل از رخساره شیبست سبز به رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت، منجر به انجام واکنش‌های احیایی در این سنگ‌ها می‌شود. بنابراین، انجام این واکنش‌ها، می‌تواند توضیحی بر افزایش ناگهانی و غیر عادی مقدار آنورتیت موجود در پلاژیوکلازهای رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت باشد. همچنین در این باره، Rambaldi (1973) نیز بر اهمیت شرایط اکسایش و نسبت PCO₂/PH₂O سنگ تأکید کرده است.

همچنین مقدار و نحوه توزیع عناصر موجود در ترکیب سنگ کل، تأثیر بسزایی در ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ خواهد داشت. در سنگ‌های دگرگونی با افزایش نسبت Na/Ca در ترکیب سنگ کل، مقدار آل بیت در پلاژیوکلاز و Na در کانی آمفیبول (بسته به مقدار فشار باعث افزایش اعضای انتهایی ادنایت

جدول ۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول slim8: نمونه‌های اپیدوت آمفیبولیت؛ slim8: نمونه‌های آمفیبولیت

	Epidote-amphibolite								Amphibolite								
	slim1e-14	slim1e-15	slim1e-29	slim1e-18	slim1e-19	slim1e-20	slim1e-21	slim1e-22	slim1e-23	slim1e-24	slim1e-25	slim1e-26	slim1e-27	slim1e-28	slim8-1	slim8-2	slim8-3
SiO ₂	۵۱/۵۶	۵۱/۲۰	۵۱/۹۸	۵۱/۲۰	۵۱/۲۷	۵۱/۰۰	۵۱/۲۳	۵۱/۱۶	۵۰/۴۶	۵۰/۹۹	۵۰/۳۰	۵۰/۴۱	۵۰/۹۱	۵۲/۲۹	۶۰/۴۰	۶۰/۷۳	۶۲/۶۶
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۳۰/۹۹	۲۱/۶۲	۳۰/۶۴	۳۰/۱۶	۲۹/۵۹	۳۰/۰۹	۲۹/۸۷	۳۰/۲۱	۳۰/۱۳	۳۰/۲۰	۳۰/۳۸	۳۰/۰۵	۳۰/۰۴	۳۰/۶۰	۲۵/۵۵	۲۵/۷۳	۲۴/۸۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱
MgO	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
CaO	۱۴/۱۸	۱۴/۴۴	۱۳/۷۳	۱۳/۵۸	۱۳/۲۲	۱۳/۳۰	۱۳/۶۷	۱۳/۴۲	۱۳/۷۷	۱۳/۸۱	۱۳/۸۲	۱۳/۳۲	۱۳/۸۰	۱۳/۴۴	۶/۹۰	۶/۷۵	۵/۳۳
Na ₂ O	۳/۷۹	۳/۳۹	۳/۹۳	۴/۰۸	۴/۲۲	۴/۱۹	۴/۰۲	۳/۸۴	۳/۸۸	۳/۹۱	۳/۸۶	۴/۰۸	۳/۹۸	۴/۰۷	۸/۴۲	۸/۴۲	۹/۲۷
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵
Total	۱۰۰/۵۷	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۳۰	۹۹/۱۲	۹۸/۴۱	۹۸/۶۵	۹۸/۸۹	۹۸/۸۱	۹۸/۳۶	۹۸/۹۸	۹۸/۴۵	۹۸/۹۶	۹۸/۸۰	۱۰۰/۴۷	۱۰۱/۷۲	۱۰۱/۷۶	۱۰۲/۴۵
Formula (80)																	
Si	۲/۳۳۳	۲/۳۱۲	۲/۳۵۴	۲/۳۵۰	۲/۳۶۸	۲/۳۵۱	۲/۳۵۷	۲/۳۵۳	۲/۳۳۶	۲/۳۴۴	۲/۳۳۷	۲/۳۳۲	۲/۳۳۸	۲/۳۶۲	۲/۳۵۲	۲/۳۶۳	۲/۳۶۰
Ti	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al	۱/۶۵۲	۱/۶۸۳	۱/۶۳۵	۱/۶۳۱	۱/۶۱۱	۱/۶۳۵	۱/۶۲۰	۱/۶۳۷	۱/۶۴۴	۱/۶۳۶	۱/۶۵۶	۱/۶۲۶	۱/۶۳۱	۱/۶۲۹	۱/۶۳۸	۱/۶۳۰	۱/۶۷۲
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Ca	۰/۶۸۷	۰/۶۹۹	۰/۶۶۶	۰/۶۶۸	۰/۶۵۴	۰/۶۵۷	۰/۶۴۴	۰/۶۶۱	۰/۶۸۳	۰/۶۸۰	۰/۶۸۵	۰/۶۵۵	۰/۶۸۱	۰/۶۵۱	۰/۶۳۵	۰/۶۳۷	۰/۶۴۸
Na	۰/۳۳۳	۰/۲۹۷	۰/۳۴۵	۰/۳۶۳	۰/۳۷۸	۰/۳۷۵	۰/۳۵۸	۰/۳۳۳	۰/۳۴۸	۰/۳۴۸	۰/۳۴۶	۰/۳۶۳	۰/۳۵۵	۰/۳۵۶	۰/۸۱۷	۰/۸۱۵	۰/۸۹۸
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Total	۵/۰۰۷	۴/۹۹۵	۵/۰۰۱	۵/۰۱۶	۵/۰۱۶	۵/۰۲۰	۵/۰۱۳	۵/۰۰۱	۵/۰۱۷	۵/۰۱۲	۵/۰۱۹	۵/۰۰۹	۵/۰۱۶	۵/۰۰۱	۵/۰۳۸	۵/۰۳۱	۵/۰۴۴
X _{Si}	۰/۳۴۶	۰/۲۹۸	۰/۳۴۱	۰/۳۵۲	۰/۳۶۶	۰/۳۶۳	۰/۳۴۷	۰/۳۴۰	۰/۳۳۷	۰/۳۳۸	۰/۳۳۶	۰/۳۵۶	۰/۳۴۳	۰/۳۵۴	۰/۶۷۸	۰/۶۹۱	۰/۷۶۱
X _{Al}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
X _{Mn}	۰/۶۷۳	۰/۷۰۱	۰/۶۵۸	۰/۶۶۷	۰/۶۶۳	۰/۶۶۶	۰/۶۵۲	۰/۶۵۷	۰/۶۶۱	۰/۶۶۰	۰/۶۶۴	۰/۶۴۳	۰/۶۵۷	۰/۶۴۶	۰/۳۱۱	۰/۳۰۶	۰/۳۴۶

جدول ۲- خلاصه داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های پلاتیوکلاز: SLM1e، SLM1e آیدوت آمفیبولیت‌ها؛ SLM8 آفیبولیت‌ها

	Epidote-amphibolite														Amphibolite		
	slm1e-14	slm1e-15	slm1e-29	slm1e-18	slm1e-19	slm1e-20	slm1e-21	slm1e-22	slm1e-23	slm1e-24	slm1e-25	slm1e-26	slm1e-27	slm1e-28	slm8-1	Slm8-2	Slm8-3
SiO ₂	۵۱/۵۶	۵۱/۲۰	۵۱/۹۸	۵۱/۲۰	۵۱/۲۷	۵۱/۰۰	۵۱/۲۳	۵۱/۱۶	۵۰/۴۶	۵۰/۹۹	۵۰/۳۰	۵۰/۴۱	۵۰/۹۱	۵۲/۲۹	۶۷/۴۰	۶۰/۷۳	۶۲/۶۶
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۳۰/۹۹	۲۱/۶۲	۳۰/۶۴	۳۰/۱۶	۲۹/۵۹	۳۰/۰۹	۲۹/۸۷	۳۰/۲۱	۳۰/۱۳	۳۰/۲۰	۳۰/۳۸	۳۰/۰۵	۳۰/۰۴	۳۰/۶۰	۲۵/۵۵	۲۵/۷۳	۲۴/۸۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱
MgO	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
CaO	۱۴/۱۸	۱۴/۴۴	۱۳/۷۳	۱۳/۵۸	۱۳/۲۲	۱۳/۳۰	۱۳/۶۷	۱۳/۴۲	۱۳/۷۷	۱۳/۸۱	۱۳/۸۲	۱۳/۳۲	۱۳/۸۰	۱۳/۴۴	۶/۹۰	۶/۷۵	۵/۳۳
Na ₂ O	۳/۷۹	۲/۳۹	۲/۹۳	۲/۰۸	۲/۲۲	۲/۱۹	۲/۰۲	۲/۰۴	۳/۸۸	۳/۹۱	۳/۱۶	۴/۰۸	۳/۹۸	۴/۰۷	۸/۴۲	۸/۴۲	۹/۲۷
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵
Total	۱۰۰/۵۷	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۳۰	۹۹/۱۲	۹۸/۴۱	۹۸/۶۵	۹۸/۸۹	۹۸/۸۱	۹۸/۳۶	۹۸/۹۸	۹۸/۴۵	۹۸/۹۶	۹۸/۸۰	۱۰۰/۴۷	۱۰۱/۷۲	۱۰۱/۷۶	۱۰۲/۴۵
Formula (80)																	
Si	۲/۳۳۳	۲/۳۱۲	۲/۳۵۴	۲/۳۵۰	۲/۳۶۸	۲/۳۵۱	۲/۳۵۷	۲/۳۵۳	۲/۳۳۶	۲/۳۴۴	۲/۳۲۷	۲/۳۶۰	۲/۳۴۶	۲/۳۶۲	۲/۵۲	۲/۶۶۳	۲/۷۲۰
Ti	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al	۱/۶۵۲	۱/۶۸۳	۱/۶۳۵	۱/۶۳۱	۱/۶۱۱	۱/۶۳۵	۱/۶۲۰	۱/۶۳۷	۱/۶۴۴	۱/۶۳۶	۱/۶۵۶	۱/۶۴۶	۱/۶۳۱	۱/۶۲۹	۱/۳۳۸	۱/۳۳۰	۱/۳۷۲
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Ca	۰/۶۸۷	۰/۶۹۹	۰/۶۶۶	۰/۶۶۸	۰/۶۵۴	۰/۶۵۷	۰/۶۴۴	۰/۶۶۱	۰/۶۸۳	۰/۶۸۰	۰/۶۸۵	۰/۶۵۵	۰/۶۸۱	۰/۶۵۱	۰/۳۳۵	۰/۳۱۷	۰/۳۴۸
Na	۰/۳۳۳	۰/۲۹۷	۰/۳۴۵	۰/۳۶۳	۰/۳۷۸	۰/۳۷۵	۰/۳۵۸	۰/۳۳۳	۰/۳۴۸	۰/۳۴۸	۰/۳۴۶	۰/۳۶۳	۰/۳۵۵	۰/۳۵۶	۰/۸۱۷	۰/۸۱۵	۰/۸۹۸
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Total	۵/۰۰۷	۴/۹۹۵	۵/۰۰۱	۵/۰۱۶	۵/۰۱۶	۵/۰۲۰	۵/۰۱۳	۵/۰۰۱	۵/۰۱۷	۵/۰۱۲	۵/۰۱۹	۵/۰۰۹	۵/۰۱۶	۵/۰۰۱	۵/۰۳۸	۵/۰۳۱	۵/۰۴۴
X _{Si}	۰/۳۴۶	۰/۲۹۸	۰/۳۴۱	۰/۳۵۲	۰/۳۶۶	۰/۳۶۳	۰/۳۴۷	۰/۳۴۰	۰/۳۳۷	۰/۳۳۸	۰/۳۳۶	۰/۳۵۶	۰/۳۴۳	۰/۳۵۴	۰/۶۷۸	۰/۶۹۱	۰/۷۶۱
X _{Al}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
X _{Mn}	۰/۶۷۳	۰/۷۰۱	۰/۶۵۸	۰/۶۸۷	۰/۶۳۳	۰/۶۳۶	۰/۶۵۲	۰/۶۵۷	۰/۶۶۱	۰/۶۶۰	۰/۶۶۴	۰/۶۴۳	۰/۶۵۷	۰/۶۴۶	۰/۳۱۱	۰/۳۰۶	۰/۳۴۶

تقدیر و تشکر

از دانشگاه تبریز برای در اختیار قرار دادن امکانات مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی تشکر می‌شود. همچنین از خانم Oona Appelt و دکتر Rhede از GFZ آلمان برای در اختیار گذاشتن دستگاه میکروپروب و همکاری‌های لازم تشکر می‌کنیم و از داوران محترم مجله تقدیر می‌شود.

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت شماره ۸۲، ۲۸-۱۹.
- حقی پور، ع. و آفانباتی، س.ع.، ۱۳۶۷. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سرو: مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ گزارش شماره A3، ۵۸.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سرو.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خوی.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۰۹.

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

- Bard, J.B., 1970. Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Archean metamorphic belts (SW Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 28, 117-134.

- Binns, R.A., 1965. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales, part 1: hornblendes. *Mineralogical Magazine*, 35, 306-326.

- Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18, 376-416.

- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. and Pontoriero, S., 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research*, 13, 216-226.

- Celik, O.F., Delaloye, M.F., 2006. Characteristic of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beyshehir ophiolitic mélangé (Central Taurides, Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry. *Journal of Asian Earth Science*, 26, 461-476.

فشار نیز در کاهش مقدار آنورتیت پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها نقش مهمی را داشته است. زیرا درصد عضو انتهایی آنورتیت در پلاژیوکلازهای موجود در متابازیت‌ها غالباً با افزایش دما افزایش یافته و در مقابل با افزایش فشار کاهش می‌یابد (Kapp et al., 2009; Spear, 1993).

نتیجه‌گیری

با افزایش درجه دگرگونی در متابازیت‌های منطقه سلماس و تبدیل اپیدوت‌آمفیبولیت به آمفیبولیت، ترکیب شیمیایی مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها به‌ویژه آمفیبول‌ها دستخوش تغییر و تحول شده و مقادیر عناصر Fe، Al، Ti، Na و Ca با توجه به افزایش درجه دگرگونی، افزایش یافته و در مقابل عناصری چون Si، Mg و Ca کاهش نشان می‌دهند. بررسی شیمی آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که همراه با افزایش درجه دگرگونی مقدار عضو نهایی شرماکیت در آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها نیز افزایش یافته و تطابق مثبتی را با درجه دگرگونی نشان می‌دهد. در مقابل مقدار عضو نهایی ادنایت، تغییر چندانی نداشته و افزایش آن ناچیز است. افزایش مقدار عضو نهایی شرماکیت و کروسیت و بدون تغییر و یا افزایش ناچیز مقدار ادنایت در ترکیب آمفیبول‌ها نشان‌دهنده تأثیر افزایش فشار در ایجاد تغییرات موجود در ترکیب آمفیبول‌ها است.

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات دما-فشارسنجی آمفیبولیت‌ها و اپیدوت‌آمفیبولیت‌ها دما و فشار به دست آمده برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها به ترتیب برابر با 500 ± 20 درجه سانتی‌گراد و ۵-۲ (کمتر از ۵ کیلوبار) کیلوبار و برای آمفیبولیت‌ها 600 ± 20 درجه سانتی‌گراد و ۸-۶ کیلوبار می‌باشد. همان‌گونه که مطالعات دما-فشارسنجی نیز نشان می‌دهد، مقدار دمای محاسبه شده برای دو گروه سنگی، تفاوت چندانی را نشان نمی‌دهد (۱۰۰ درجه سانتی‌گراد). با این وجود افزایش مقدار دما در طول دگرگونی عامل اساسی در تبدیل زیر رخساره اپیدوت‌آمفیبولیت به آمفیبولیت بوده است. در این راستا افزایش فشار نقش چندانی نداشته است.

مطالعه شیمی کانی پلاژیوکلازهای همزیست با آمفیبول‌ها، بیانگر کاهش مقدار XAn در نمونه‌های آمفیبولیتی (۰/۳۱۱-۰/۲۳۶) نسبت به نمونه‌های اپیدوت‌آمفیبولیتی (۰/۷۰۱-۰/۶۳۳) است. تغییر ترکیب ناگهانی پلاژیوکلازها و کاهش مقدار آنورتیت در آنها، بیانگر تأثیر شدید ترکیب سنگ کل است. هرچند به نظر می‌رسد افزایش فشار نیز در این رابطه چندانی تأثیر نبوده است. نسبت XAb/XEd در آمفیبول و پلاژیوکلازهای همزیست با یکدیگر نیز در تعیین درجه دگرگونی در متابازیت‌ها (به ویژه آمفیبولیت‌ها) مؤثر می‌باشد. این مقدار همراه با افزایش درجه دگرگونی، کاهش می‌یابد. اما در متابازیت‌های منطقه سلماس عکس این روند مشاهده شده است که این امر را می‌توان به کنترل ترکیب سنگ کل نسبت داد.

- Cooper, A.F. and Lovering, J.F., 1970. Greenschist amphiboles from River, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27, 11-24.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Prentice Hall.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-450.
- Engel, A.E.J. and Engel, C.G., 1962. Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geological Society of America Bulletin*, 73, 1499-1514.
- Fleet, M.E. and Barnett, R.L., 1978. Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Froid mine, Sudbury, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 16, 527-532.
- Franz, G. and Selverstone, J., 1992. An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system Ca₂Al₃Si₃O₁₂ (OH)-Ca₂Al₂Fe₃+Si₃O₁₂ (OH). *American Mineralogist*, 77, 631-642.
- Frey, M. and Orville, P. M., 1974. Plagioclase in margarite bearing rocks. *American Journal of Science*, 274, 31-41.
- Goldsmith, J. R., 1982. Review of the behavior of plagioclase under metamorphic conditions. *American Mineralogist*, 67, 643-652.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1331.
- Harte, B. and Graham, C.M., 1975. The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *Journal of Petrology*, 16, 345-370.
- Holland, T.J.B. and Blundy, J.D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.E., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V. R., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Hormann, P.K. and Raith, M., 1973. Bildungsbedingungen on Al-Fe (III) Epidoten. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38, 307-320.
- Hutchison, C.S., 1978. Ophiolite metamorphism in Northeast Borneo. *Lithos*, 11, 195-208.
- Hynes, A., 1982. A comparison of amphiboles from medium- and low- pressure metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 119-125.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimentally calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Kapp, P., Manning, C.E. and Tropper, P., 2009. Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite-rutile equilibria. *Journal of metamorphic Geology*, 27, 509-521.
- Laird, J. and Albee, A.L., 1981a. High pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. *American Journal Science*, 281, 97-126.
- Laird, J. and Albee, A.L., 1981b. Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal Science*, 281, 127-175.
- Laird, J., Lanphere, A. and Albee, A.L., 1984. Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Vermont. *American Journal of Science*, 284, 376-416.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 16, 1023-1053.
- 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., Maresch, W.V., 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*, 82, 1019-1037.
- Lyons, J.B., 1955. Geology of the Hanover quadrangle, New Hampshire-Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, 66, 146-105.
- Mancini, F., Sillanpää, R., Marshall, B. and Papunen, H., 1996. Magnesian hornblende from a metamorphosed ultramafic body in southwestern Finland: Crystal chemistry and petrological implications. *The Canadian Mineralogist*, 34, 835-844.
- Maruyama, S., Suzuki, K. and Liou, J.G., 1983. Green-

schist- amphibolite equilibria at low pressures. Geological Society of America Bulletin, 73, 583-604.

- Moazzen, M. and Droop, G.T.R., 2005. Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: The Etive Complex, W Scotland. Mineralogy and Petrology, 83, 27-53.

- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82, 189-199.

- Paola, S. and Spalla, M.I., 2000. Contrasting tectonic records in pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (lake Como, Italy). Journal of Geodynamics, 30, 167-189.

- Plyusnina, L.P., 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 140-146.

- Poli, S. and Schmidt, M.W., 1992. A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 273-278.

- Rambaldi, E.R., 1973. Variation in the composition of plagioclase and epidote in some metamorphic rocks near Bancroft, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 10, 852-868.

- Rasse, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 45, 231-236.

- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. and Doolan, B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory. In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 98, 1-227.

- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibra-

tion of the Al in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.

- Schumacher, R., 1991. Compositions and phase relations of calcic amphiboles in epidote- and clinopyroxene-bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108, 196-211.

- Spear, F.S., 1980. NaSi = CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 72, 33-41.

- Spear, F.S., 1981. Amphibole- plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite+ tremolite= edenite+ 4 quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology, 77, 355-364.

- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure- temperature- time path. Mineralogical Society of America. Monograph. Washington. D.C.

- Stein, E. and Dietl, E., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology, 72, 185-207.

- Stocklin, J., 1968. Structures history and tectonic of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, 1229-1258.

- Thomas, W.M. and Ernst, W.G., 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. In R.J. Spencer and I-M. Chou, Eds., Fluid-mineral interactions: A tribute to H. P. Eugster. Geochemical Society Special Publication, 2, 59-63.

- Thompson, J.B., Laird, J. and Thompson, A.B., 1982. Reaction in amphibolite, greenschist and blueschist. Journal of Petrology, 23, 1-27.