

## تحولات دگرگونی شیست‌های پلیتی فشار بالا واقع در شمال غرب شهر نهاوند از نوار دگرگونی سنندج - سیرجان، ایران

مهسا طهماسبی<sup>۱</sup>، جواد ایزدیاری<sup>۱\*</sup>، علی اصغر سپاهی<sup>۲</sup>، صادق درخش<sup>۱</sup>

۱. دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲. دانشگاه بوعلی سینا، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۸/۱۰/۲۴

پذیرش ۹۹/۰۶/۰۱

### چکیده

شیست‌های پلیتی که دارای مجموعه کانیایی فشار بالا هستند، در شمال غربی شهر نهاوند از نوار دگرگونی سنندج - سیرجان واقع در غرب ایران یافت شدند. مشاهدات پتروفایزیکی و نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهد که شیست‌های پلیتی منطقه نهاوند دو مرحله دگرگونی را ثبت کرده‌اند. مرحله قدیمی‌تر (M1) با بقایای پیروکسن امفاسیتی تبدیل شده به کلریت، ادخال‌های گلوکوفانی و میکای سفید فنزیتی واقع در مرکز پلاژیوکلاز آلبیتی، ساختار منطقه‌بندی شیمیایی در آمفیبول‌ها با مرکز وینچیتی و در میکای سفید با مرکز فنزیتی مشخص می‌شود. این در حالی است که در مرحله دوم دگرگونی (M2) آمفیبول‌های ترمولیتی، کلریت‌های از نوع کلینوکلر و میکای سفید از نوع موسکوویت که تشکیل‌دهنده شیستوزیته اصلی هستند و یا در حاشیه فشارشی پلاژیوکلازهای آلبیتی دیده می‌شوند، شناخته می‌شود. محاسبه و تخمین شرایط فشار-دمای مراحل دگرگونی M1 و M2 با استفاده از دما-فشارسنج‌های استاندارد و نرم‌افزار ترموکالک نشان می‌دهد که مرحله M1 در شرایط میانگین  $P=15/5 \text{ kbar}$  و  $T=575^\circ \text{C}$  و مرحله M2 در شرایط میانگین  $P=4/5 \text{ kbar}$  و  $T=600^\circ \text{C}$  تشکیل شده‌اند. الگوی فشار-دمای حاصل شده نشان‌گر مسیری ساعت‌گرد است که در آن دگرگونی فشار بالا (مرحله M1) با یک دگرگونی بازگشتی فشار پایین (مرحله M2) دنبال می‌شود. این الگوی فشار-دما در منطقه نهاوند می‌تواند بر اثر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران ایجاد شده باشد.

واژه‌های کلیدی: شیست‌های پلیتی فشار بالا، نهاوند، نوار دگرگونی سنندج - سیرجان

### مقدمه

سرزمین ایران از بزرگ‌ترین نواحی تکتونیکی در جنوب غرب آسیا است که به صورت یک پارچه‌ای نیست، بلکه از قطعه‌های تکتونیکی قاره‌ای متعددی تشکیل شده که در حال حاضر به وسیله نوارهای افیولیتی غیرپیوسته از یکدیگر جدا شده‌اند [۱]، [۲]. نوار دگرگونی سنندج - سیرجان یکی از این قطعه‌های تکتونیکی قاره‌ای است که میان قطعه‌های ایران مرکزی و زاگرس قرار گرفته است. قطعه زاگرس به صورت یک نوار تراستی و چین‌خورده در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی واقع شده است [۱] - [۵]. این نوار دگرگونی با طول و عرض تقریبی ۱۵۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است [۶] و عمدتاً از سنگ‌های دگرگونی مزوزوئیک تشکیل شده است (شکل ۱ آ) [۷]. اعتقاد بر این بوده است که نوار دگرگونی سنندج - سیرجان متحمل دگرگونی درحد رخساره آمفیبولیت شده است [۷]، [۸] اما شواهد متعددی از دگرگونی فشار بالا در بخش‌های مختلفی از این نوار وجود دارد. به عنوان مثال داودیان و همکاران [۹] اکلوژیت‌های شمال شهرکرد را گزارش کردند که تا ۲۴ کیلو بار فشار را متحمل شده‌اند. آگارد و همکاران [۱۰] در

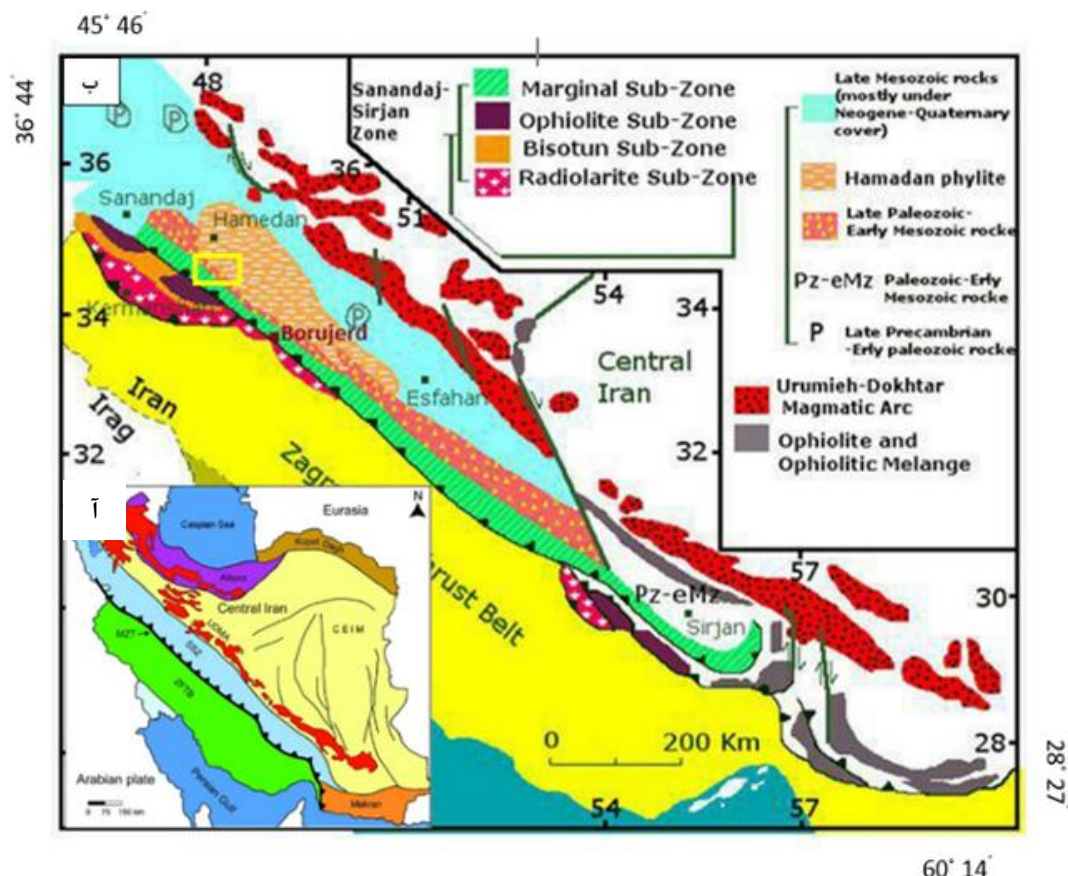
منطقه حاجی‌آباد، شیست‌های آبی گزارش کردند که تحت تأثیر ۱۸ کیلو بار فشار قرار گرفته است. همچنین ایزدیار و همکاران و ایزدیار و اسکندری [۱۱]، [۱۲] کوارتز شیست‌ها و مرمرها را در بخش‌های مختلف نوار دگرگونی سنج-سیرجان معرفی کردند که متحمل دگرگونی فشار بالا شده‌اند. در هنگام پژوهش‌های سنگ‌شناسی در منطقه نهاوند، شیست‌های پلیتی با مجموعه کانیاپی فشار بالا مشاهده شد که در این مقاله مجموعه کانیاپی، فابریک و شیمی کانی‌ها آنها توصیف می‌شود و شرایط ترمودینامیکی تشکیل آنها مورد بحث قرار می‌گیرد.

## روش پژوهش

پس از جمع‌آوری نمونه‌ها در پژوهش‌های صحرایی از شمال نهاوند، مقاطع تهیه شده در آزمایشگاه پتروگرافی دانشگاه زنجان بررسی و مطالعه شدند. شیمی شیست‌های پلیتی برای تجزیه الکترون میکروپروب به دانشگاه تورنتو کشور کانادا ارسال و به وسیله دستگاه الکترون میکروپروب Cameca SX 50، با سه کانال WDS بررسی شد. شتاب ولتاژ 15kv و شدت اشعه 10 nA، هنگام تجزیه استفاده شد. اصلاح نتایج به وسیله روش ZAF یا Phi-Rho-z مطابق روش آرمسترنگ [۱۳] انجام شد. محاسبه مجدد تجزیه‌ها، محاسبه مقادیر  $Fe^{3+}$  و اجزای نهایی کانی‌ها، به وسیله نرم‌افزار AX هلدن و پاول [۱۴]، [۱۵] انجام پذیرفت. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز [۱۶] گرفته شده است.

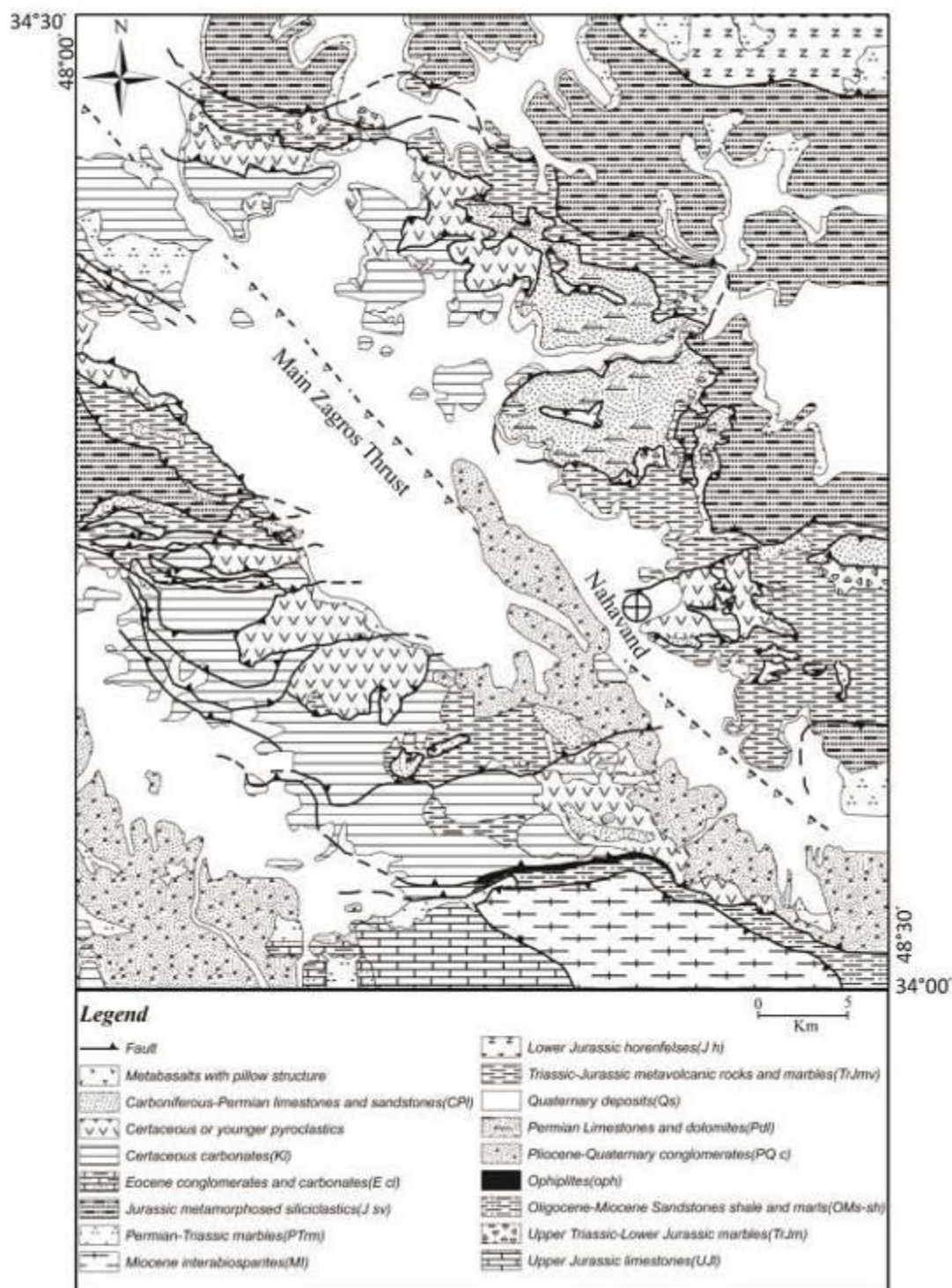
## زمین‌شناسی

از جنوب غرب به طرف شمال شرقی، پهنه سنج-سیرجان از زیر پهنه‌های طویل متعددی با روند شمال غربی-جنوب شرقی تشکیل شده است که عبارتند از: ۱. زیرپهنه رادیولاریتی که عمدتاً از رادیولاریت‌های مناطق عمیق دریایی و سنگ آهک‌های مناطق کم‌عمق با سن تریاس-کرتاسه تشکیل شده، ۲. زیرپهنه بیستون که از سنگ آهک‌های تریاس تشکیل شده، ۳. زیرپهنه افیولیتی که نشان‌گر مرز برخورد است، ۴. زیرپهنه حاشیه‌ای که عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک بالایی-کرتاسه پائینی همراه با رسوبات کرتاسه نواحی کم‌عمق دریایی تشکیل شده است و بالاخره ۵. زیرپهنه به شدت تغییر شکل یافته که از انواع شیست، مرمر، آمفیبولیت و سایر انواع سنگ‌های دگرگونی تشکیل شده است (شکل ۱ ب) [۷]. منطقه نهاوند در زیرپهنه تغییر شکل یافته و نزدیک به راندگی اصلی زاگرس قرار دارد (شکل ۱ ب). به غیر از واحد نازک افیولیتی، واحدهای سنگی منطقه نهاوند را می‌توان در دو گروه سنگ‌های دگرگون شده و دگرگون نشده طبقه‌بندی کرد (شکل ۲) [۱۷]. سنگ‌های دگرگونی شامل پنج واحد مختلف هستند که عموماً با واحدهای بالایی و پائینی خود دارای مرزگسله هستند. قدیمی‌ترین واحد (PTrm) تناوبی از مرمرهای ضخیم با سن پرمین-تریاس است که به‌ویژه در مرز با سنگ‌های بالایی به شدت خرد شده و میلونیتی هستند. واحد بعدی (TrJmv) تناوبی است از گدازه دگرگون شده بازالتی و آندزیتی-بازالتی که دارای میان لایه‌هایی از مرمر و اسلیت است. توده‌های کوچکی از گابروهای دگرگون شده نیز درون این مجموعه نفوذ کرده است [۱۷]. واحد سوم (TrJm) تناوبی از مرمرهای فسیل‌دار با سن تریاس بالایی-ژوراسیک پائینی است. واحد چهارم (Jsv) تناوبی است از اسلیت، فیلیت و متاگریوک با میان لایه‌هایی از مرمر و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده در بخش‌های پائینی و در نهایت واحد پنجم (Jh) تناوبی است از هورنفلس‌های کردیریت‌دار که در نتیجه نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی کرتاسه بالایی ایجاد شده‌اند [۱۷] (شکل ۲). در این پژوهش واحد Jsv از نظر صحرایی دقیق‌تر بررسی شد. این واحد در شمال غرب نهاوند رخنمون دارد و عمدتاً تناوبی از شیست‌های پلیتی، کوارتز شیست و مرمر با سن ژوراسیک پائینی است.



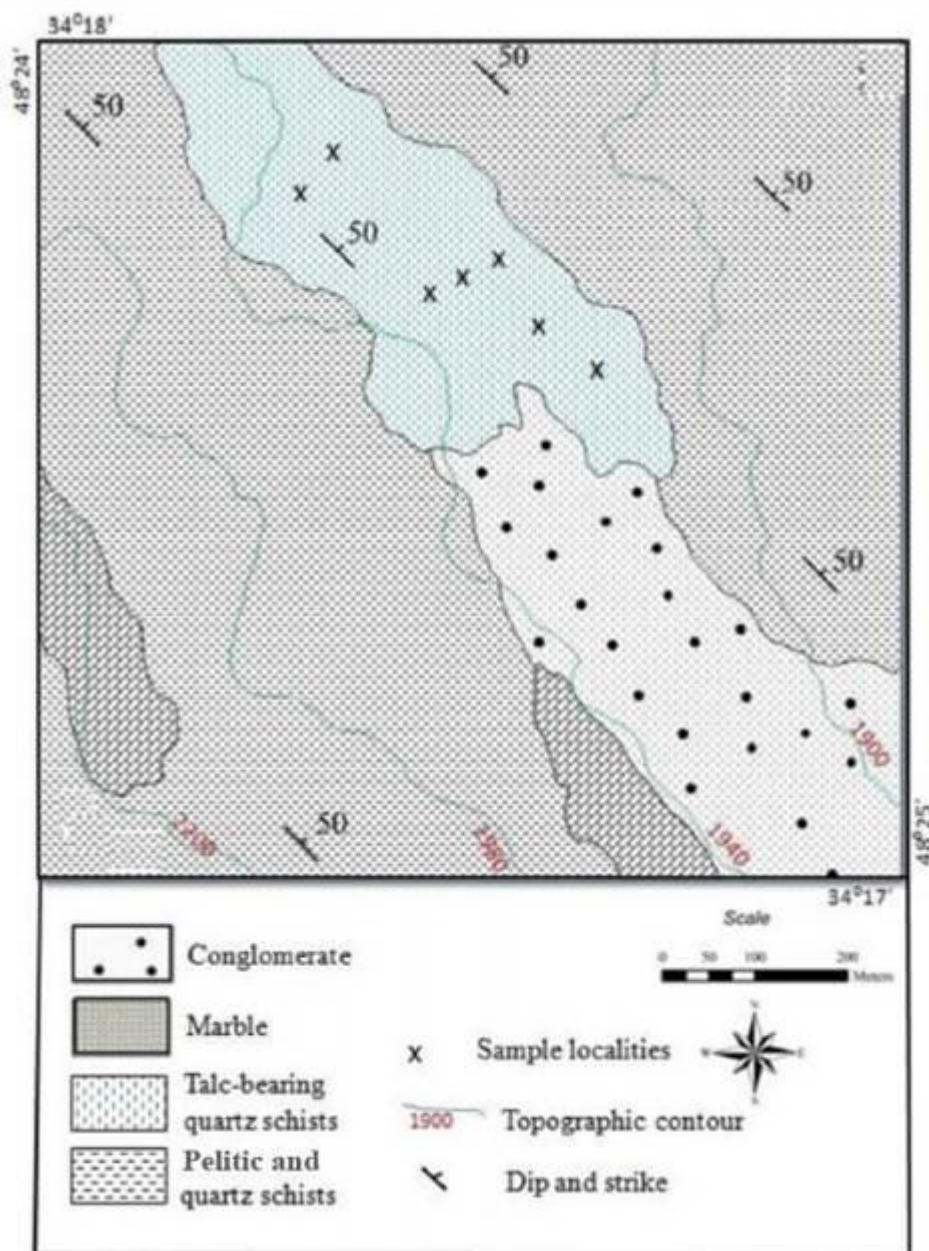
شکل ۱. آ) نقشه زمین‌شناسی ساده شده ایران، ب) نقشه تکتونیکی نوار سهندج- سیرجان (اقتباس و ساده شده از [۷])

مرمرها در بخش جنوب غربی و کوارتز شیست‌ها در بخش میانی دارای گسترش بوده است در حالی که بخش بزرگی از محدوده بررسی شده تناوبی از شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست‌ها است (شکل ۳). شیست‌های پلیتی عموماً دارای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر ضخامت است و در تناوبی از لایه‌های نازک‌تر کوارتز شیستی با ضخامت ۳۰ تا ۵۰ متر قرار گرفته‌اند (شکل ۴ آ). در بعضی از مناطق تناوب نازک لایه از شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست در مقیاس سانتی‌متری مشاهده می‌شود (شکل ۴ ب). بر اساس مشاهدات صحرایی تناوب شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست متحمل دگرشکلی شده‌اند. مهم‌ترین دگرشکلی مشاهده شده به صورت چین‌های ماکروسکوپی و مزوسکوپی بسته با جهت‌گیری سطح محوری NW-SE تا W-E و شیست‌زیده سطح محوری همراه آنها است (شکل ۴ پ). هم‌جهتی تورق مشاهده شده در شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست‌ها با سمت‌گیری سطح محوری چین‌ها نشان می‌دهد که بر اثر عملکرد این دگرشکلی ایجاد شده‌اند (شکل ۴ ت).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی نهاوند (اقتباس و ساده شده از [۱۷])





شکل ۳. نقشه سنگ‌ساختاری منطقه بررسی شده و محل نمونه برداری

### سنگ‌نگاری

نمونه‌های شیستی برای بررسی سنگ‌نگاری از بخش تناوب شیست‌های پلیتی و کوارتز شیستی از واحد (Jsv) برداشت شدند. بررسی سنگ‌نگاری و مشاهدات کانیایی نشان می‌دهد که سنگ اولیه ترکیب نیمه‌پلیتی داشته، از این‌رو، کانیه‌های شاخص دگرگونی پلیت‌ها در آنها دیده نمی‌شود. این شیست‌ها دارای فابریک پورفایروپویی-کیلونما تولیدوبلاستیک هستند و عمدتاً از پلاژیوکلاز سدیک، آمفیبول سدیک و کلسیک، پیروکسن سدیک، میکای سفید فنزیتی و موسکوویتی، کلریت و کوارتز تشکیل شده‌اند. کلریت، موسکوویت و آمفیبول کلسیک تشکیل‌دهنده شیستوزیته اصلی است که گاهی به وسیله ریزچین‌ها تحت تأثیر قرار می‌گیرند ولی مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانیه جدیدی دگرگونی در امتداد ریزچین‌ها تشکیل نشده است (شکل ۵ آ). پلاژیوکلاز عموماً به صورت

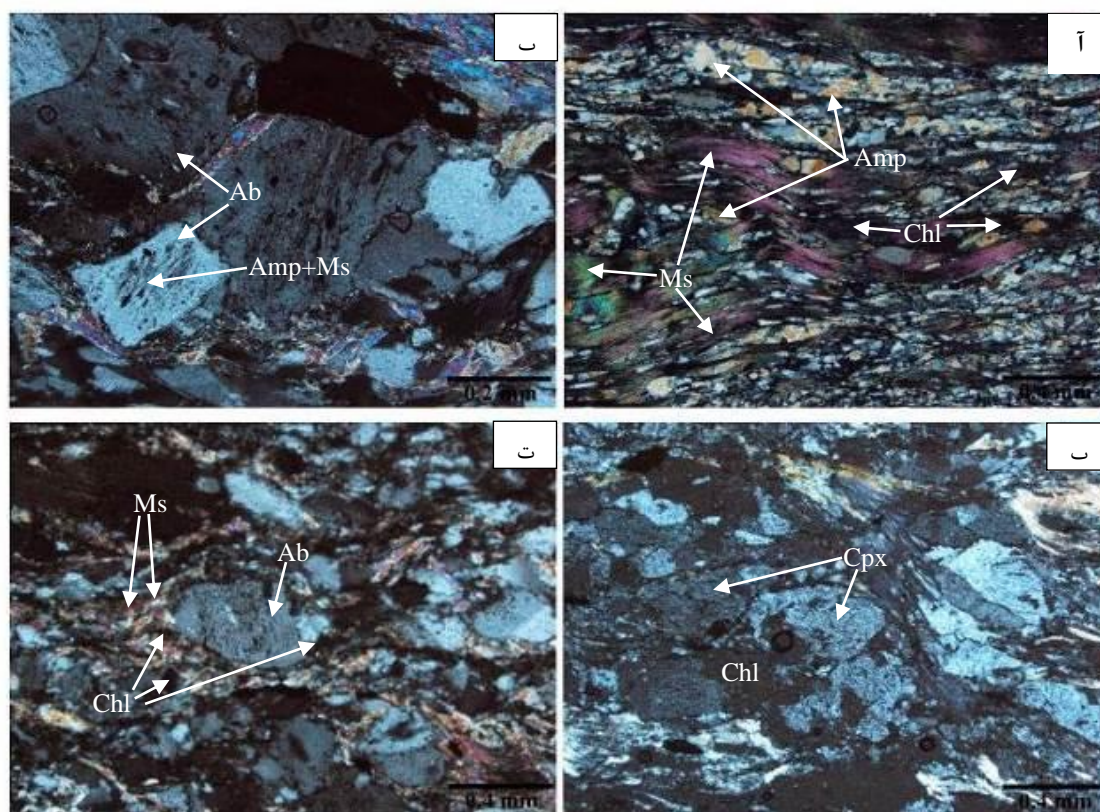
پورفیروپویی کیلوبلاست دیده می‌شود و دارای ادخال‌های از آمفیبول و میکای سفید است که عموماً در مرکز آنها قرار گرفته‌اند درحالی که حاشیه بلاست‌های پلاژیوکلاز فاقد ادخال هستند (شکل ۵ ب). آمفیبول‌ها در دو موقعیت متفاوت فابریکی وجود دارند. گروه اول آمفیبول‌های سدیک هستند که به صورت ادخال در مرکز پویی کیلوبلاست‌های پلاژیوکلاز و گروه دوم آمفیبول‌های کلسیک که همراه با موسکوویت و کلریت تشکیل‌دهنده شیستوزیته غالب یا اصلی است (شکل ۵ آ و ب). پیروکسن‌های سدیک عموماً تبدیل‌شدگی وسیع و شدید به کلریت دارند که تشخیص میکروسکوپی آنها را مشکل می‌کند (شکل ۵ پ). میکای سفید در سه موقعیت متفاوت فابریکی قابل مشاهده است. موقعیت اول حضور میکای سفید فنزیتی در مرکز بلاست‌های پلاژیوکلاز، موقعیت دوم میکای سفید موسکوویتی همراه با کلریت و آمفیبول در شیستوزیته اصلی و موقعیت سوم موسکوویت همراه با کلریت در حاشیه فشارشی اطراف بلاست‌های پلاژیوکلاز (شکل ۵ آ، ب و ت). کلریت در دو موقعیت متفاوت فابریکی دیده می‌شود. گروهی از آنها تشکیل‌دهنده اصلی شکل‌های شیستوزیته هستند درحالی که گروه دیگر در حاشیه فشارشی بلاست‌های پلاژیوکلاز وجود دارند (شکل ۵ آ، ب و ت).



شکل ۴. تصاویر صحرایی از شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست‌های واحد JsV. (آ) تناوب شیست‌های پلیتی و کوارتز شیست‌ها. شیست‌های پلیتی به رنگ تیره و کوارتز شیست‌ها به رنگ روشن دیده می‌شوند، (ب) تناوب نازک لایه از شیست‌های پلیتی (رنگ تیره) و کوارتز شیست‌ها (رنگ روشن)، (پ) چین‌های غالب مشاهده شده در شیست‌های پلیتی، (ت) تورق غالب در شیست‌های پلیتی ناشی از شیستوزیته سطح محوری چین‌های نشان داده شده در شکل ۴ پ

پ





شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از شیست‌های پلیتی منطقه نهاوند. (آ) کانی‌های تشکیل‌دهنده شیستوزیته اصلی (کلریت، موسکویت، آمفیبول) همراه باریزچین‌ها (نورمتقاطع)، (ب) پورفایروپویی کیلوبلاست‌های پلاژیوکلاز که دارای ادخال‌های آمفیبول و موسکویت در مرکز و حاشیه بدون ادخال هستند (نور متقاطع)، (پ) بلاست‌های پیروکسن با تبدیل‌شدگی شدید به کلریت (نورمتقاطع)، (ت) فابریک پیچیده و حاشیه فشارشی در اطراف پورفایروبلاست‌های پلاژیوکلاز، میکای سفید و کلریت مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده حاشیه فشارشی هستند (نورمتقاطع).

## شیمی کانی‌ها

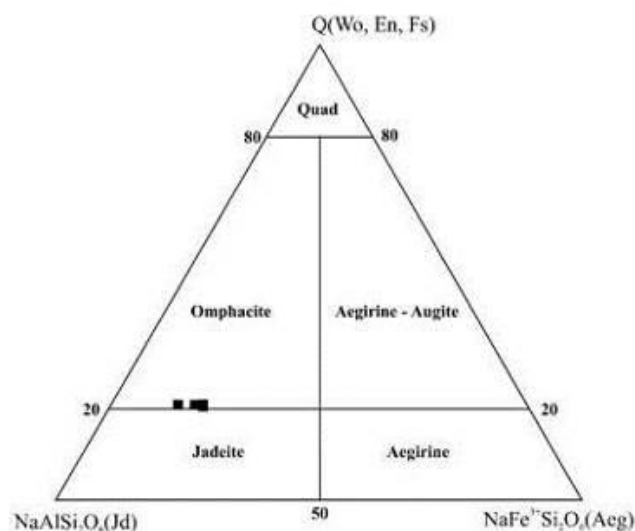
### پیروکسن

پیروکسن‌های مشاهده شده عموماً دارای تبدیل‌شدگی شدید از حاشیه به کلریت بودند. برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری پیروکسن‌ها بر اساس تجزیه میکروپروب آن‌ها از روش توصیه شده موریموتو و همکاران [۱۸] استفاده شد. بر این اساس پیروکسن‌ها در گروه پیروکسن‌های سدی-کلسیک قرار گرفته و از نوع امفاسیت است (شکل ۶) (جدول ۱).

### آمفیبول

برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌ها بر اساس تجزیه میکروپروب آنها از روش هاتورن و همکاران [۲۰] استفاده شد. بر این اساس آمفیبول‌ها در سه گروه اصلی سدی، سدی-کلسیک و کلسیک قرار می‌گیرند. آمفیبول‌هایی که در مرکز پلاژیوکلازها به صورت ادخال حفظ شده‌اند، در گروه سدی قرار گرفته و از نوع گلوکوفان است. درحالی‌که آمفیبول‌هایی که تشکیل‌دهنده شیستوزیته اصلی به همراه موسکویت و کلریت هستند اغلب از نوع ترمولیت است و گاهی اوقات ساختار منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند که بر این اساس مرکز آنها سدی-کلسیک از نوع وینچیت

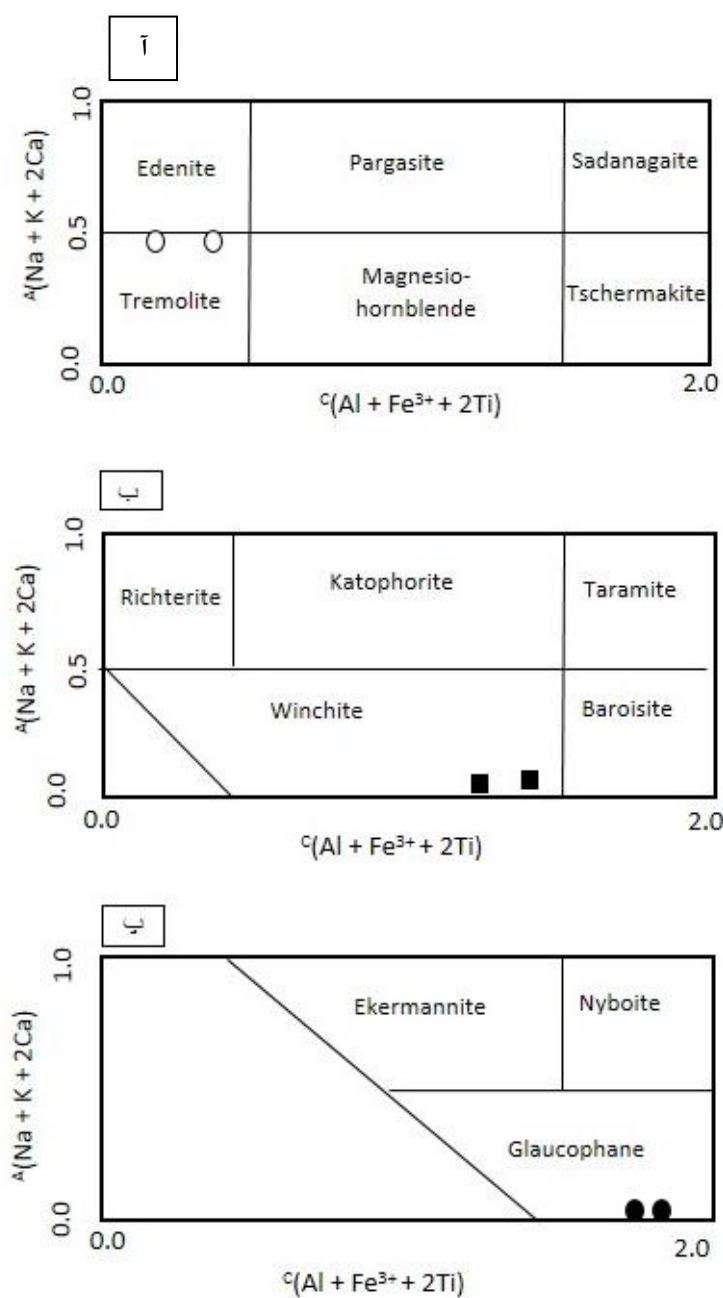
بوده است در حالی که حاشیه آنها در گروه آمفیبول های کلسیک قرار می گیرد و ترکیب ترمولیتی دارند (شکل ۷ آ، ب و پ) (جدول ۲).



شکل ۶. ترکیب شیمیایی پیروکسن روی نمودار Q(Wo+En+Fs), Jd and Ae [۱۸]  
جدول ۱. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب پیروکسن. مقادیر کاتیونی و مقدار  $Fe^{3+}$  و مقادیر فعالیت اعضای نهایی با استفاده از نرم افزار AX [۱۹] محاسبه شده اند.

شماره نقطه	۱	۲	۳	۴
SiO <sub>2</sub>	۵۰/۲۱	۵۰/۱۴	۵۰/۸۳	۵۰/۶۱
TiO <sub>2</sub>	۱/۱۰	۱/۰۳	۱/۱۲	۱/۱۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵/۰۲	۴/۸۶	۳/۸۸	۴/۱۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳/۲۳	۱/۸۴	۲/۴۰	۲/۷۵
FeO	۳/۱۱	۳/۹۶	۳/۸۷	۳/۳۷
MnO	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹
MgO	۱۶/۱۲	۱۵/۸۱	۱۶/۱۳	۱۵/۹۸
CaO	۱۸/۵۶	۱۹/۱۲	۱۸/۶۱	۱۹/۰۱
Na <sub>2</sub> O	۳/۱۰	۳/۲۰	۲/۹۰	۲/۸۰
K <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳
مجموع	۱۰۰/۷۷	۱۰۱/۱۹	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۳۸
No.O <sub>x</sub>	O = ۶			
Si	۱/۸۳۵	۱/۸۵۹	۱/۸۷۱	۱/۸۶۲
Ti	۰/۰۳۰	۰/۰۲۸	۰/۰۳۱	۰/۰۳۱
Al	۰/۲۱۶	۰/۲۰۸	۰/۱۶۸	۰/۱۷۹
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۸۹	۰/۰۵۰	۰/۰۶۶	۰/۰۷۶
Fe <sup>2+</sup>	۰/۰۹۵	۰/۱۲۰	۰/۱۱۹	۰/۱۰۴
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Mg	۰/۸۷۸	۰/۸۵۶	۰/۸۸۵	۰/۸۷۶
Ca	۰/۷۲۷	۰/۷۴۵	۰/۷۳۴	۰/۷۴۹
Na	۰/۲۲۰	۰/۲۲۶	۰/۲۰۷	۰/۲۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Total	۴/۰۹۳	۴/۰۹۷	۴/۰۸۵	۴/۰۸۰
Di	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۶۱	۰/۶۲
Hd	۰/۰۸۸	۰/۱۰۹	۰/۱۱۰	۰/۰۹۹
Cats	۰/۰۹۴	۰/۱۲۹	۰/۰۸۱	۰/۰۸۲
Jd	۰/۱۴۷	۰/۲۲۵	۰/۱۲۹۱	۰/۱۲۲۹
Acm	۰/۱۵۳	۰/۱۱۵	۰/۱۲۵	۰/۱۴۰





شکل ۷. نمودارهای ترکیب شیمیایی برای آمفیبول‌های کلسیک، آ (سدیک - کلسیک، ب) و سدیک، پ. دایره پر نمایان گر آمفیبول‌های موجود در مرکز بلاست‌های پلاژیوکلاز. مربع سیاه نشان گر مرکز آمفیبول‌های موجود در شیستوزیته اصلی. دایره توخالی نشان گر حاشیه آمفیبول‌های موجود در شیستوزیته اصلی

جدول ۲. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب آمفیبول. مقادیر کاتیونی و مقدار  $\text{Fe}^{3+}$  و مقادیر فعالیت اعضای نهایی با استفاده از نرم افزار AX [۱۹] محاسبه شده‌اند.

موقعیت	در آل بیت		در شیسستوزیت			
	مرکز	مرکز	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه
شماره نقطه	۱	۲	۱	۲	۳	۴
$\text{SiO}_2$	۵۷/۴۶	۵۸/۰۱	۵۶/۸۶	۵۷/۰۱	۵۵/۶۱	۵۴/۵۳
$\text{TiO}_2$	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۲۱
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۱۰/۹۸	۹/۸۶	۸/۸۳	۹/۱۲	۲/۵۱	۳/۱۲
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	۰/۶۵	۱/۵۸	۰/۰۰	۱/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{FeO}$	۹/۴۲	۸/۵۱	۱۰/۳۵	۹/۹۵	۱۰/۷۷	۱۰/۶۱
$\text{MnO}$	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۶
$\text{MgO}$	۱۱/۱۲	۱۲/۳۱	۱۳/۱۴	۱۲/۵۱	۱۴/۶۱	۱۴/۷۳
$\text{CaO}$	۱/۳۷	۲/۰۱	۳/۰۵	۳/۱۵	۱۳/۱۲	۱۲/۸۶
$\text{Na}_2\text{O}$	۶/۴۱	۶/۲۵	۴/۶۳	۵/۳۳	۲/۰۱	۱/۶۵
$\text{K}_2\text{O}$	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۳۱	۰/۰۱	۰/۰۵
مجموع	۹۷/۷۳	۹۸/۹۵	۹۷/۴۸	۹۸/۸۸	۹۸/۹۱	۹۷/۹۲
$\text{No.O}_x$			$\text{O} = 23$			
Si	۷/۸۹	۷/۸۸	۷/۸۷۹	۷/۸۲۶	۷/۸۵۸	۷/۷۷۷
Ti	۰/۰۰۸	۰/۰۱۰	۰/۰۲۲	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۲۳
Al	۱/۷۷۷	۱/۵۷۹	۱/۴۴۳	۱/۴۷۶	۰/۴۱۸	۰/۵۲۵
$\text{Fe}^{3+}$	۰/۰۶۷	۰/۱۶۲	۰/۰۰	۰/۱۲۷	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{Fe}^{2+}$	۱/۰۸۲	۰/۹۶۷	۱/۲۰	۱/۱۴۲	۱/۲۷۳	۱/۲۶۶
Mn	۰/۰۱۳	۰/۰۲۴	۰/۰۳۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۹
Mg	۲/۲۷۶	۲/۴۹۲	۲/۷۱۴	۲/۵۵۹	۳/۰۷۷	۳/۱۳۱
Ca	۰/۲۰۲	۰/۲۹۳	۰/۴۵۳	۰/۴۶۳	۱/۹۸۶	۱/۹۶۵
Na	۱/۷۰۷	۱/۶۴۶	۱/۲۴۴	۱/۴۱۹	۰/۵۵۱	۰/۴۵۶
K	۰/۰۲۱	۰/۰۱۹	۰/۰۱۸	۰/۰۵۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۹
Total	۱۵/۰۴۳	۱۵/۰۷۲	۱۵/۰۰۸	۱۵/۰۹۶	۱۵/۱۹۵	۱۵/۱۷۱
Tr	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۱۳۸	۰/۱۶۳
Rbk	۰/۰۰۰۰۴۷	۰/۰۰۰۱۶۹	-	۰/۰۰۰۰۹۳	-	-
Fac	-	-	-	-	۰/۰۰۰۰۶	۰/۰۰۰۰۸
Ts	-	-	-	-	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۱۴
Prg	-	-	-	-	۰/۱۳۷۸	۰/۱۱۶۰
Gln	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۰۶۱	۰/۰۶۳	۰/۰۷۰۵۷	۰/۰۵۱۵۷
Fgl	۰/۰۲۹	۰/۰۱۳۸	۰/۰۰۹۳	۰/۰۰۹۸	-	-

### پلاژیوکلاز

مشاهدات فابریکی نشان داد که پلاژیوکلازها با توجه به نحوه قرارگرفتن اذخال‌ها دارای منطقه‌بندی هستند به‌صورتی‌که اذخال‌های آمفیبول و میکای سفید بیش‌تر در مرکز آنها قرارگرفته، در حالی‌که حاشیه آنها فاقد اذخال است. این ساختار منطقه‌بندی فابریکی با نتایج تجزیه‌های میکروپروب انطباق دارد به‌صورتی‌که مرکز پلاژیوکلازها دارای  $X_{\text{Na}}$  بیش‌تر و  $X_{\text{Ca}}$  کم‌تری نسبت به حاشیه آنها است (مقایسه کنید ترکیب میانگین مرکز  $X_{\text{Na}}=0.60$  و  $X_{\text{Ca}}=0.33$  با ترکیب میانگین حاشیه  $X_{\text{Na}}=0.42$  و  $X_{\text{Ca}}=0.49$ ) (جدول ۳).

جدول ۳. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب پلاژیوکلاز. مقادیر کاتیونی و مقادیر فعالیت اعضای نهایی با استفاده از نرم افزار AX [۱۹] محاسبه شده‌اند.

مرکز/حاشیه	مرکز	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه	حاشیه
شماره نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶
SiO <sub>2</sub>	۵۸/۴۱	۵۷/۸۱	۵۸/۵۲	۵۶/۶۳	۵۶/۵۱	۵۷/۰۱
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶/۱۲	۲۶/۸۶	۲۶/۲۵	۲۸/۶۱	۲۸/۵۶	۲۸/۳۱
CaO	۹/۱۲	۸/۸۵	۸/۳۱	۱۰/۱۴	۱۰/۹۸	۱۰/۱
Na <sub>2</sub> O	۶/۳۱	۷/۱۲	۷/۰۲	۵/۳۱	۴/۲۸	۵/۰۱
K <sub>2</sub> O	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰
مجموع	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۸۸	۱۰۰/۴۲	۱۰۰/۴۴
No.O <sub>x</sub>	O = ۱۱					
Si	۲/۶۱۱	۲/۵۷۵	۲/۶۱۲	۲/۵۱۷	۲/۵۱۹	۲/۵۳۸
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۱/۳۷۷	۱/۴۱۱	۱/۳۸۱	۱/۴۹۹	۱/۵۰۱	۱/۴۸۶
Ca	۰/۴۳۷	۰/۴۲۲	۰/۳۹۷	۰/۴۸۳	۰/۵۲۴	۰/۴۷۷
Na	۰/۵۴۷	۰/۶۱۵	۰/۶۰۷	۰/۴۵۸	۰/۳۷۰	۰/۴۳۲
K	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶
مجموع	۴/۹۷۷	۵/۰۳۱	۵/۰۰۵	۴/۹۶۵	۴/۹۱۹	۴/۹۳۹
An	۰/۷۰	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۷۲	۰/۷۵	۰/۷۳
Ab	۰/۵۷	۰/۶۰	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۵

### میکای سفید

میکای سفید در موقعیت‌های متفاوت فابریکی مشاهده شدند و بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب منطقه‌بندی شیمیایی دارند. میکای سفیدی که در مرکز پلاژیوکلاز به صورت ادخال به همراه آمفیبول مشاهده شد، دارای ترکیب فنزیتی بوده است و ترکیب آن از عضو نهایی موسکویت با جانشینی چرماکیتی (Mg Si Al<sub>-1</sub> Al<sub>-1</sub>) به سمت عضو نهایی سلادونیت تغییر می‌کند. میکاهای سفیدی که تشکیل‌دهنده اصلی شیبستوزیته هستند نیز گاهی ساختار منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند، که بر این اساس مرکز آنها دارای ترکیب فنزیتی بوده است درحالی‌که حاشیه آنها نزدیک به عضو نهایی موسکویت است (شکل ۸ آ) (جدول ۴).

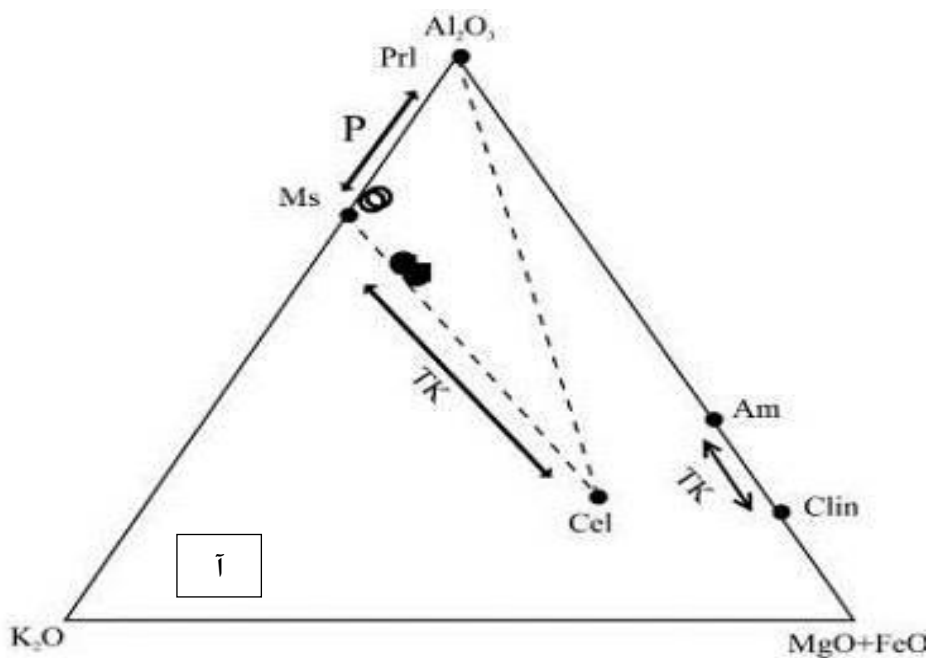
### کلریت

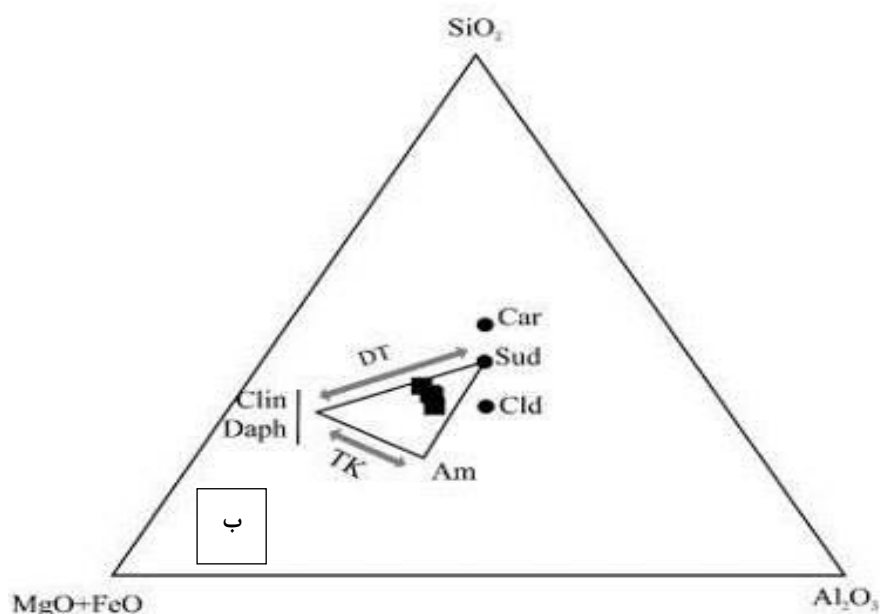
کلریت‌ها عموماً ترکیب شیمیایی نزدیک به عضو نهایی کلینوکلر دارند اما تغییراتی در ترکیب شیمیایی آنها از طریق جانشینی چرماکیتی (Mg Si Al<sub>-1</sub> Al<sub>-1</sub>) به سمت آمسیت، از طریق جانشینی Mg<sub>-1</sub> Fe<sup>2+</sup> به سمت دافنیت و از طریق جانشینی دی/تری‌اکتاندی Al<sub>-2</sub> (Mg Fe<sup>2+</sup>)<sub>3</sub> به سمت سودوئیت دارند (شکل ۸ ب) (جدول ۵). مقایسه ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در موقعیت‌های متفاوت فابریکی از قبیل کلریت‌های تشکیل‌دهنده شیبستوزیته اصلی، کلریت‌های تشکیل شده در حاشیه فشارشی تفاوت معنی‌دار شیمیایی ندارند.



جدول ۴. نتایج تجزیه الکترومیکروپروب میکای سفید. مقادیر کاتیونی و مقدار  $Fe^{3+}$  و مقادیر فعالیت اعضای نهایی با استفاده از نرم افزار AX [۱۹] محاسبه شده‌اند.

موقعیت	در آلیت		در شلیستوزیت			
	مرکز	مرکز	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه
شماره نقطه	۱	۲	۱	۲	۳	۴
SiO <sub>2</sub>	۵۰/۰۱	۴۸/۹۳	۴۸/۶۱	۴۸/۷۴	۴۵/۷۶	۴۵/۸۳
TiO <sub>2</sub>	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۱۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۷/۰۱	۲۶/۸۹	۲۷/۱۳	۲۶/۹۵	۳۶/۶۱	۳۷/۰۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳/۳۸	۳/۹۸	۳/۴۳	۳/۳۵	۰/۴۰	۰/۰۰
FeO	۱/۳۰	۱/۵۴	۱/۳۲	۱/۲۹	۰/۶۶	۰/۹۸
MgO	۴/۱۲	۴/۶۳	۵/۱۳	۴/۱۳	۱/۲۰	۰/۸۶
CaO	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۲۱
Na <sub>2</sub> O	۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۸۱	۰/۷۸
K <sub>2</sub> O	۱۰/۱	۱۰/۰۲	۹/۸۶	۱۰/۰۱	۱۰/۲۰	۹/۸۶
مجموع	۹۶/۷۲	۹۶/۸۷	۹۶/۴۱	۹۵/۴۴	۹۵/۸۵	۹۵/۶۷
No.O <sub>x</sub>			O = ۱۱			
Si	۳/۳۱۲	۳/۲۵۴	۳/۲۳۸	۳/۲۷۷	۳/۰۲۱	۳/۰۲۴
Ti	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶
Al	۲/۱۰۹	۲/۱۰۸	۲/۱۳۱	۲/۱۳۶	۲/۸۵	۲/۸۸۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۱۶۸	۰/۱۹۹	۰/۱۷۲	۰/۱۶۹	۰/۰۲۰	۰/۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۰/۰۷۲	۰/۰۸۶	۰/۰۷۴	۰/۰۷۳	۰/۰۳۶	۰/۰۵۴
Mg	۰/۴۰۷	۰/۴۵۹	۰/۵۰۹	۰/۴۱۴	۰/۱۱۸	۰/۰۸۵
Ca	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۱۵
Na	۰/۰۷۲	۰/۰۸۱	۰/۰۷۹	۰/۰۸۵	۰/۱۰۴	۰/۱۰۰
K	۰/۸۵۳	۰/۸۵۰	۰/۸۳۸	۰/۸۵۹	۰/۸۵۹	۰/۸۳۰
مجموع	۷/۰۰۸	۷/۰۵۲	۷/۰۵۹	۷/۰۳۱	۷/۰۲۱	۶/۹۹۵
Ms	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۷۳	۰/۷۴
Cel	۰/۱۰۹	۰/۰۸۹	۰/۰۸۹	۰/۱۰۳	۰/۰۱۵۸	۰/۰۰۹۴
Fcel	۰/۰۱۹	۰/۰۱۷	۰/۰۱۲۹	۰/۰۱۸	۰/۰۰۴۹	۰/۰۰۶۰
Pg	۰/۳۸۳	۰/۲۲۲	۰/۱۹۹	۰/۳۰۶	۰/۳۳۵	۰/۳۱۸





شکل ۸. آ) ترکیب شیمیایی میکای سفید روی نمودار  $\text{MgO}+\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  [۲۱]. دایره توپر نشان‌گر میکای سفید موجود در مرکز بلاست‌های پلاژیوکلاز. مربع توپر نشان‌گر مرکز میکای سفید موجود در شیستوزیته اصلی. دایره توخالی نشان‌گر حاشیه میکای سفید موجود در شیستوزیته اصلی، ب) ترکیب شیمیایی کلریت روی نمودار  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}+\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [۲۱]

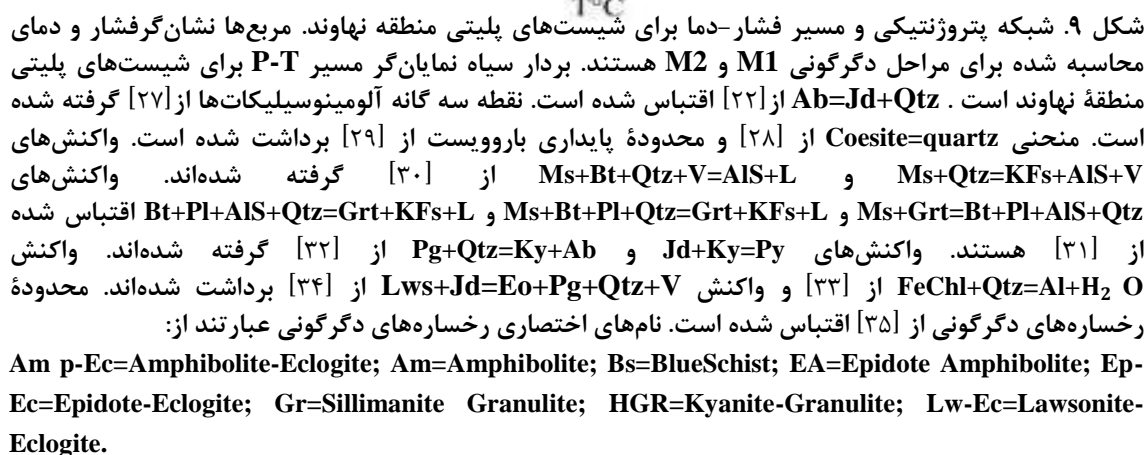
جدول ۵. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب کلریت. مقادیر کاتیونی و مقادیر فعالیت اعضای نهایی با استفاده از نرم‌افزار AX [۱۹] محاسبه شده‌اند.

شماره نقطه	۱	۲	۳	۴
$\text{SiO}_2$	۲۹/۰۱	۲۸/۸۶	۲۸/۵۳	۲۹/۱۲
$\text{TiO}_2$	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۲۲	۰/۱۰
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۲۳/۱۲	۲۲/۸۶	۲۱/۹۸	۲۰/۸۳
$\text{FeO}$	۲۵/۰۲	۲۵/۶۳	۲۵/۵۵	۲۵/۱۲
$\text{MnO}$	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۱۰
$\text{MgO}$	۷/۱۲	۶/۸۳	۸/۰۱	۷/۸۶
$\text{CaO}$	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰
$\text{Na}_2\text{O}$	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۸
$\text{K}_2\text{O}$	۰/۶۱	۰/۵۶	۱/۱۲	۱/۰۱
مجموع	۸۵/۶۰	۸۵/۳۷	۸۵/۸۲	۸۴/۳۲
$\text{No.O}_x$	$\text{O} = ۱۴$			
Si	۳/۰۸۷	۳/۰۹۰	۳/۰۵۷	۳/۱۶۴
Ti	۰/۰۰۸	۰/۰۱۰	۰/۰۱۸	۰/۰۰۸
Al	۲/۹۰۱	۲/۸۸۵	۲/۷۷۶	۲/۶۶۸
$\text{Fe}^{2+}$	۲/۲۲۷	۲/۲۹۵	۲/۲۹۰	۲/۲۸۲
Mn	۰/۰۳۷	۰/۰۲۸	۰/۰۱۹	۰/۰۰۹
Mg	۱/۱۲۹	۱/۰۹۰	۱/۲۷۹	۱/۲۷۳
Ca	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲
Na	۰/۰۱۷	۰/۰۱۹	۰/۰۲۱	۰/۰۱۷
K	۰/۰۸۳	۰/۰۷۶	۰/۱۵۳	۰/۱۴۰
مجموع	۹/۵۰۴	۹/۵۰۵	۹/۶۲۴	۹/۵۷۳
Clc	-	-	۰/۰۰۳۳۳	۰/۰۰۳۳۰
Dph	-	-	۰/۰۵۹۸	۰/۰۵۹۷
Ame	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۱۵

## بحث و نتیجه‌گیری

مشاهدات پتروفابریکی و نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌ها نشان داد که: الف) شیسستوزیته اصلی و هم‌چنین حاشیه فشارشی پلاژیو کلازها از آمفیبول‌های ترمولیتی، کلریت‌های کلینوکلری و میکای سفید موسکوویتی به‌همراه کوارتز تشکیل شده است، ب) آمفیبول‌ها و میکاهای سفید موجود در شیسستوزیته اصلی گاهی دارای منطقه‌بندی شیمیایی هستند که در آن آمفیبول‌ها با مرکز وینچیتی و میکای سفید با مرکز فنزیتی مشخص می‌شود. در حالی که حاشیه آنها به‌ترتیب دارای ترکیب ترمولیتی و موسکوویتی است، پ) پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ساختاری و شیمیایی هستند. مرکز پلاژیوکلازها دارای اذخال‌های فراوان از آمفیبول‌های وینچیتی و میکای سفید فنزیتی در جهت خلاف شیسستوزیته اصلی بوده است و هم‌چنین دارای ترکیب آلبیتی هستند در حالی که حاشیه آنها بدون اذخال است و ترکیب آندزین دارد، ت) پیروکسن‌ها دارای ترکیب امفاسیتی است که از حاشیه دارای تبدیل‌شدگی به کلریت‌های کلینوکلری است. از این‌رو، شیبست‌های پلیتی منطقه نه‌اوند دو مرحله دگرگونی به‌ترتیب زمانی M1 و M2 را ثبت کرده‌اند. مرحله قدیمی‌تر (M1) با بقایای پیروکسن امفاسیتی، اذخال‌های آمفیبول‌های وینچیتی و میکای سفید فنزیتی در مرکز پلاژیوکلازهای آلبیتی در جهت مخالف شیسستوزیته اصلی، ساختار منطقه‌بندی شیمیایی در آمفیبول‌ها با مرکز وینچیتی و در میکای سفید با مرکز فنزیتی و حاشیه فشارشی اطراف پلاژیوکلازها مشخص می‌شود. این درحالی است که مرحله دوم دگرگونی (M2) با آمفیبول‌های ترمولیتی، کلریت‌های کلینوکلری، میکای سفید موسکوویتی تشکیل‌دهنده شیسستوزیته اصلی و در حاشیه فشارشی پلاژیوکلازها، حاشیه ترمولیتی و موسکوویتی در آمفیبول‌ها و میکاهای سفید دارای منطقه‌بندی شیمیایی و حاشیه بدون اذخال پورفایروبلست‌های پلاژیوکلاز که ترکیب آلبیتی نیز دارند، مشخص می‌شود. به‌منظور تعیین شرایط فشار-دمای که به‌وسیله شیبست‌های پلیتی در مراحل دگرگونی M1 و M2 ثبت شده است، از دما فشارسنج‌های استاندارد و نرم‌افزار ترموکالک ۳/۲۶ [۱۴] استفاده شد. برای محاسبه فشار-دما با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک، فعالیت اعضاء نهایی با استفاده از نرم‌افزار AX [۱۴] برای کانی‌های مشاهده شده در هریک از مراحل M1 و M2 محاسبه شد. براین اساس پیروکسن با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Di=0.7, Hd=0.06, Ts=0.176, Jd=0.014, Acn=0.01)، آمفیبول با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Gln=0.16, Fgln=0.03, Rbk=0.0004)، میکای سفید با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Ms=0.36, Cel=0.08, Fcel=0.019, Pg=0.275) و پلاژیوکلاز با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Ab=6.0, An=0.62) به‌همراه کوارتز و آب به‌عنوان فازهای اضافی برای محاسبه فشار دمای مرحله M1 استفاده شدند. نتایج محاسبه نشان داد که مرحله M1 در شرایط  $P=15/6 \pm 1$  kbar و  $P=570 \pm 61$  °C تشکیل شده است. واکنش  $Ab=Jd+Qz$  می‌تواند برای تعیین فشار تشکیل مرحله M1 استفاده شود به این دلیل که پیروکسن امفاسیتی، پلاژیوکلاز آلبیتی و کوارتز در این مرحله دگرگونی پایدار هستند. با استفاده از این واکنش که به‌وسیله هولند [۲۲] استاندارد شده است و فرض دمای میانگین ۵۷۰°C که از محاسبه با نرم‌افزار ترموکالک برای مرحله M1 حاصل شده، فشار معادل ۱۶/۵ kbar برای مرحله M1 به‌دست می‌آید. برای همین مرحله با استفاده از فشارسنج فنزیت [۲۳] با فرض مقدار Si=3.5 در واحد فرمولی میکای سفید فنزیتی و میانگین دمای ۵۷۰°C حاصل از نرم‌افزار ترموکالک، فشاری معادل ۱۵ kbar برای مرحله M1 به‌دست می‌آید. دمای مرحله M1 با استفاده از دماسنج آمفیبول-پلاژیوکلاز [۲۴] با فرض فشار ۱۵/۶ kbar حاصل‌شده از نرم‌افزار ترموکالک برای مرحله M1 معادل  $580 \pm$  °C حاصل می‌شود. برای محاسبه فشار-دمای مرحله دوم دگرگونی با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک، آمفیبول با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Tr=0.138, Fact=0.0006, Ts=0.0005, Prg=0.137)، میکای سفید با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Ms=0.73, Cel=0.016, Fcel=0.005, Pg=0.335) و پلاژیوکلاز با میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Ab=0.53, An=0.7) و کلریت با ترکیب میانگین فعالیت اعضاء نهایی (Clic=0.00295, Dph=0.0598, Ame=0.0012) به‌همراه فازهای اضافی





کوارتز و آب استفاده شد. نتایج محاسبه نشان داد که مرحله M2 در شرایط  $P = 4 \pm 0.5$  kbar و  $T = 50 \pm 10$  °C تشکیل شده است. دمای مرحله M2 با استفاده از دماسنج آمفیبول-پلاژیوکلاز [۲۴] با فرض فشار ۶kbar به دست آمده از نرم افزار ترموکالک برای مرحله دگرگونی M2، معادل  $40 \pm 595$  °C به دست می آید. با استفاده از فشارسنج توزیع Al-Si میان آمفیبول و پلاژیوکلاز [۲۵] با فرض دمای ۶۱۰°C حاصل از نرم افزار ترموکالک، فشاری معادل ۵kbar برای مرحله دگرگونی M2 حاصل می شود. اگر چنانچه حداکثر فشار ثبت شده برای مرحله دگرگونی M1 (۱۶kbar) فقط مربوط به فشار لیتواستاتیک باشد، بنابراین می توان تخمین زد که شیب های پلیتی منطقه نهانند به عمقی حداقل ۶۴km رسیده اند. از طرف دیگر محاسبات فشار-دماسنجی نشان می دهد که شیب های پلیتی منطقه نهانند بعد از رسیدن به شرایط حداکثر فشاری در حد فاسیس آمفیبولیت-اکلوژیت (مرحله دگرگونی M1) در شرایط تقریباً ایزوباریک به سطح رسیده و تحت تأثیر دگرگونی بازگشتی در حد فاسیس آمفیبولیت (مرحله دگرگونی M2) قرار گرفته اند (شکل ۹).

بسیاری از الگوهای P-T نواحی فرورانش یک مسیر ساعت گرد را نشان می دهند، که در آن دگرگونی فشار زیاد و دما کم در حد رخساره اکلوژیت و شیب آب در حداکثر شرایط فشاری دگرگونی در زون فرورانش با یک دگرگونی بازگشتی فشار کم (درحد رخساره شیب سبز و آمفیبولیت) دنبال می شود [۲۶]. چنان که نشان داده شد، این الگوی فشار-دما در شیب های پلیتی منطقه نهانند جنوبی ثبت شده است. بنابراین مجموعه کانیایی فشار زیاد مشاهده شده در شیب های پلیتی منطقه می تواند بر اثر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران ایجاد شده باشد. این تفسیر از تحولات دگرگونی شیب های پلیتی منطقه نهانند با نتایج ارائه شده به وسیله [۲]-[۹] انطباق دارد.

## تشکر و قدردانی

بدین وسیله از دانشگاه زنجان که حمایت مالی از انجام این پژوهش را برعهده داشته اند تشکر و قدردانی می کنم.

## منابع

1. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", American Association of Petroleum Geology Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
2. Berberian M., King G. C., "Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences (1981) 210-265.
3. Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.
4. Berberian M., "Blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics", Tectonophysics 241 (1995) 193-224.
5. Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683-693.
6. Berberian M., "Maximum intensity, isoseismal and intensity zone maps of Iran", Geological Survey of Iran 40 (1977) 101-119.
7. Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

8. Şengör A. M. C., Natal'in B. A., "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: The tectonics evolution of Asia, Yin, A., Harrison, T.M. (eds)", Cambridge University Press (1996) 486-640.
9. Davoudian A. R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., "Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413.
10. Agard P., Monié P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Meyer B., Yamato P., "Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics", Journal of Geophysical Research Solid Earth 111 (2006) 1-28.
11. Izadyar J., Mousavizadeh M., Eram M., "Metamorphic evolution of high-pressure Quartz Schists in the Chadegan metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran", Geopersia 3 (2013) 1-20.
12. Izadyar J., Skandari N., "High-Pressure Marbles from the Nahavand Area in the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran", Journal of Sciences 26 (2015) 139-151.
13. Armstrong J. T., "Quantitative analysis of silicate and oxide materials: comparison of Monte Carlo, ZAF, and  $\psi$  (pz) procedures", Microbeam Analysis (1988) 239-246.
14. Powell R., Holland T. J. B., Worley B., "Calculating phase diagrams with THERMOCALC: methods and examples", Journal of Metamorphic Geology 6 (1998) 173-204.
15. Holland T. J. B., Powell R., "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest", Journal of Metamorphic Geology 16 (1998) 309-343.
16. Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
17. Alavi M., Mahdavi M. A., "Stratigraphy and structures of the Nahavand region in western Iran, and their implications for the Zagros tectonics", Geological Magazine 131 (1994) 43-47.
18. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", American Mineralogist 73 (1988) 1123-1133.
19. Holland T. J. B., Powell R., "An internally-consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{CH}_2-\text{O}_2$ ", Journal of Metamorphic Geology 8 (1990) 89-124.
20. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martine R. F., Schumacher J. C., Welch M. D., "Nomenclature of amphibole supergroup". American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.
21. Vidal O., Parra T., "Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblage", Geological Journal 35 (2000) 139-161.
22. Holland T. J. B., "The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 C", American Mineralogist 65 (1980) 129-134.



23. Massonne H. J., Schreyer W., "Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96 (1987) 212-224.
24. Holland T. J. B., Blundy J. D., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry" *Mineralogy and Petrology* 76 (1994) 127-147.
25. Molina J. F., Moreno J. A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G. B., "Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning", *Lithos* 232 (2015) 286-305.
26. Ernst W. G., "Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist PT paths", *Geology* 16 (1988) 1081-1084.
27. Holdaway M. J., "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram", *American Journal Science* 271 (1971) 97-131.
28. Bohlen S. R., Boettcher A. L., "The quartz  $\rightleftharpoons$  coesite transformation: a precise determination and the effects of other components", *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 87 (1982) 7073-7078.
29. Ernst W. G., "Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole", *Mineralogical Magazine* 43 (1979) 269-278.
30. Vielzeuf D., Holloway J. R., "Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98 (1988) 257-276.
31. Vielzeuf D., Schmidt M., "Melting relations in hydrous system revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 141 (2001) 251-267.
32. Holland T. J. B., "Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H<sub>2</sub>O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O, with applications to eclogites and blueschists", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68 (1979) 293-301.
33. Hsu L. C., "Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-OH: A model for garnet equilibria", *Journal of Petrology* 9 (1968) 40-83.
34. Heinrich W., Althaus E., "Experimental determination of the reactions 4 lawsonite + albite = paragonite + 2zoisite + 2quartz + 6H<sub>2</sub>O", *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* 11 (1988) 516-528.
35. Ernst W. G., "Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complex", *Lithos* 92 (2006) 321-325.