

زمان سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها و ارتباط آن با گامه‌های دگرریختی در سنگ‌های دگرگون منطقه همدان

لیلی ایزدی‌کیان^۱،*، محمد محجل کفشدوز^۲، سید احمد علوی^۳، علی اصغر سپاهی‌گرو^۱ و سید جعفر حسینی‌دوست^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

مطالعه ساختاری در شیست‌های ژوراسیک منطقه همدان، شواهد دست کم چهار گامه دگرریختی را نشان می‌دهد که با رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همراه بوده است. پورفیروبلاست‌های متعددی در این سنگ‌های دگرگونی به‌صورت قبل، هم‌زمان و بعد از گامه‌های دگرریختی رشد کرده‌اند. آندالوزیت به‌صورت قبل از D_2 و هم‌زمان با D_2 رشد کرده است. برخی از آندالوزیت‌ها که در اثر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده‌اند توسط تنش‌های کششی بودین شده و فضای فاصله‌های بودین‌ها با کوارتز اشغال شده است. آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای جهت‌دار بوده و امتداد غالب آن‌ها به سمت جنوب‌شرق است. گارنت به‌صورت قبل یا هم‌زمان با D_1 ، بعد از D_1 ، هم‌زمان با D_2 ، بعد از D_2 و احتمالاً هم‌زمان با D_3 و بعد از D_3 در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده است. استارولیت به‌صورت قبل از D_2 و احتمالاً هم‌زمان با D_1 ، هم‌زمان با D_2 و بعد از D_3 تشکیل شده است. سیلیمانیت نیز اکثراً در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و یا به‌صورت فیبرولیت در گامه چهارم رشد کرده است. کردیریت در اثر هر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رشد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کردیریت هم‌زمان با D_2 و بعد از D_2 تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: پورفیروبلاست، دگرریختی، دگرگونی، همدان

مقدمه

و نفوذی مزوزوئیک است (Baharifar et al., 2004). مجموعه نفوذی الوند در منطقه همدان شامل سنگ‌های مافیک و حدواسط است که پیوستگی و قرابت ژنتیکی نشان می‌دهند (سپاهی‌گرو و معین‌وزیری، ۱۳۷۹). گرانیت‌های پورفیروئید (مونزوگرانیت‌ها) که حجم اصلی

منطقه همدان در بخشی از پهنه سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968) و در زیر پهنه دگرریختی‌های پیچیده (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) قرار دارد (شکل ۱). این منطقه به‌طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی

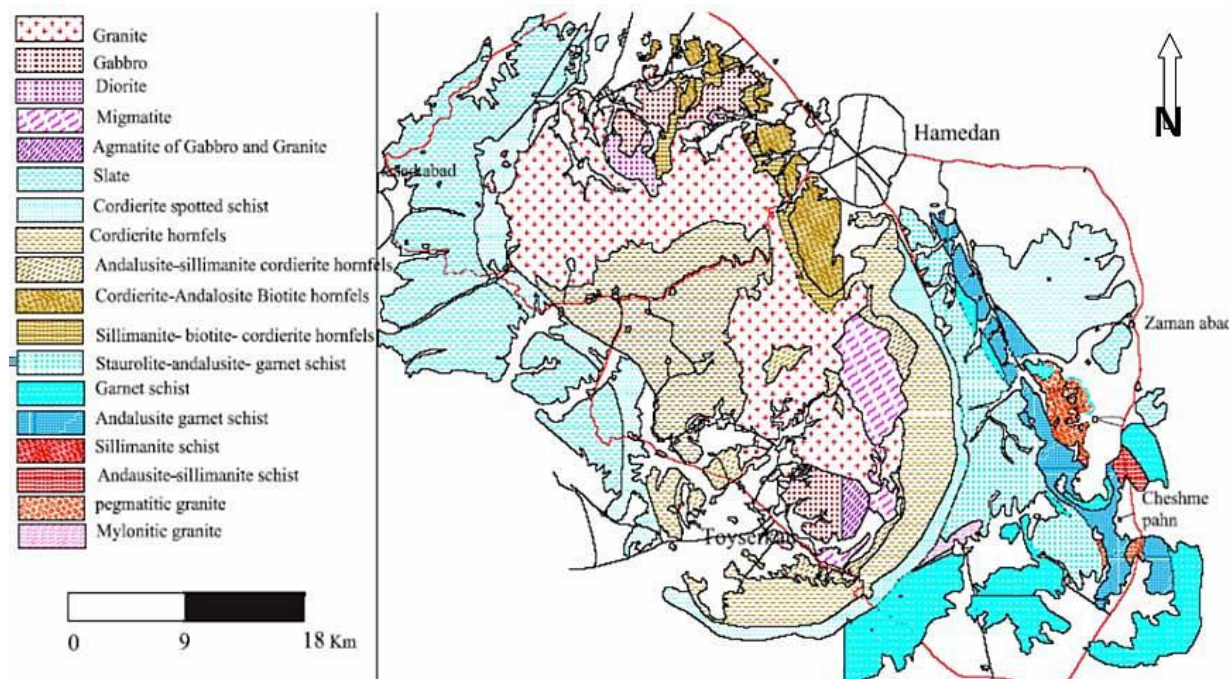
ارتباط آن‌ها با زمینه احاطه کننده، اطلاعات گرانبهایی در مورد فازهای دگرریختی و زمان نسبی رشد پورفایروبلاست نسبت به فاز دگرریختی ارائه می‌کند (Passchier and Trouw, 2010). در این مقاله سعی بر آن شده است که با تشخیص بین رشد پورفایروبلاست‌های قبل، هم‌زمان، بین و بعد از تکتونیک، رابطه حوادث دگرگونی و فازهای دگرریختی تبیین و تعیین شود.

دگرریختی‌ها

معمولاً در مناطقی که چندین حادثه دگرریختی را تجربه کرده‌اند شناسایی دگرریختی‌های نخستین به سختی صورت می‌گیرد و منطقه همدان نیز که در بخش دگرریختی‌های پیچیده پهنه سندانج- سیرجان قرار دارد (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) از این امر مستثنی نیست. به‌ویژه پدیده فراگذاری (transposition) باعث شده که مشاهده و تشخیص چین‌های نسل اول به‌جز در طرح‌های تداخلی چین‌های نسل‌های مختلف، به سختی صورت گیرد.

توده نفوذی را تشکیل می‌دهند در دو گامه تزریق شده‌اند (سپاهی‌گرو و معین‌وزیری، ۱۳۷۹). سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیش‌ترین حجم آن‌ها به متاپلیت‌ها تعلق دارد (معین‌وزیری و بهاری‌فر، ۱۳۷۶). منطقه همدان که توسط سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مزوزوئیک پوشیده شده است تحت تأثیر تاریخچه تکتونیکی و دگرگونی پیچیده قرار گرفته است. در مطالعات جدید سن دگرگونی ناحیه‌ای قبل از ژوراسیک میانی بوده است (Shahbazi et al., 2010). بیشتر سنگ‌های دگرگونی بیش از یک گامه دگرریختی و یا دگرگونی را نشان می‌دهند. با بررسی دقیق سیمای کانی‌شناسی و بافتی سنگ می‌توان از پیوند میان فازهای دگرگونی درک درستی داشت و چگونگی ارتباط آن‌ها را با رویدادهای دگرگونی و دگرریختی ویژه دریافت. منطقه همدان نیز از این امر مستثنی نیست.

اطلاعات موجود در ساختار درون و پیرامون پورفایروبلاست‌های سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان در این نوشتار بحث شده‌اند. مقایسه پورفایروبلاست‌ها و



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه همدان، تلفیقی از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان، توپوگرافیک، ملایر و نهاوند

دگرریختی اول باعث افزایش فشار در منطقه تا مرز تبلور آندالوزیت (کمتر از ۳/۷۵ کیلو بار) شده و حرارت دگرگونی پورفیروبلاست‌های گارنت و آندالوزیت را تشکیل داده است (بهاری‌فر، ۱۳۸۳). در نخستین مرحله دگرریختی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با فاز حرارتی باعث دگرگون شدن سنگ‌ها و رسوبات شده و چین‌های نسل اول را در منطقه تشکیل داده اند. چین‌های مربوط به دگرشکلی اول در محل‌های محدودی از زیرپهنه دگرشکلی‌های پیچیده سنندج-سیرجان مشاهده شده‌اند (محجل، ۱۳۷۸). این چین‌ها همچنین در منطقه آلموقولا واقع در شمال غرب توده الوند معرفی و بررسی شده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۳ و محجل و ایزدی‌کیان، ۱۳۸۷). در منطقه همدان، چهار گامه دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شکل‌پذیر شناسایی شده‌اند و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه تنها سه گامه در مشاهدات صحرایی دیده می‌شود (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). البته در مطالعه نوزعیم (۱۳۸۲) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه چشمه‌پهن، پنج گامه دگرریختی معرفی شده است. شواهد گامه پنجم در بررسی‌های بیشتر در پیرامون منطقه الوند مشاهده نشد و ریزچین‌های گامه پنجم به صورت محلی در منطقه چشمه‌پهن مشاهده شد. در نخستین گامه دگرریختی منطقه (D_1) برگ‌واره (S_1) و چین‌های گامه اول (F_1) تشکیل شده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). برگ‌واره گامه اول با رشد کانی‌های صفحه‌ای (مسکوویت و بیوتیت) به موازات سطح محوری چین‌های گامه اول در منطقه تشکیل شده که به علت پدیده فراگذاری (Transposition) اغلب موازی با لایه‌بندی دیده می‌شود و از نوع برگ‌وارگی پیوسته اسلیتی (slaty cleavage) و شیستی (continuous schistosity) دیده می‌شود (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). با پیشروی دگرشکلی در منطقه، آثار این برگ‌وارگی بسیار کم و اغلب با برگ‌وارگی دوم

موازی شده است، به طوری که آن‌ها را نمی‌توان از هم تفکیک کرد. به علت دیده نشدن چین‌های ایجاد کننده این برگ‌وارگی در بخش شمال غربی زیرپهنه دگرشکلی‌های پیچیده (complexly deformed subzone) سنندج-سیرجان، ماهیت این برگ‌وارگی کاملاً شناخته نشده بود و اغلب به عنوان لایه‌بندی ترکیبی که در اثر فراگذاری (transposition) به وجود آمده و از لایه‌های غنی از کانی‌های تیره (بیوتیت و بعضاً آمفیبول) و لایه‌های غنی از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار) معرفی می‌شد (احمدی‌دزکی، ۱۳۷۸). در مطالعات قبلی که در منطقه همدان انجام شده است (فرهپور، ۱۳۷۶ و بهاری‌فر، ۱۳۷۶ و Berberian and Alavi-Tehrani, 1977) همگی برگ‌وارگی S_2 (برگ‌وارگی غالب منطقه) را به عنوان نخستین برگ‌وارگی (S_1) معرفی کرده‌اند و فرهپور (۱۳۷۶) و بهاری‌فر (۱۳۷۶) آن را موازی با لایه‌بندی و Berberian و Alavi-Tehrani (۱۹۷۷) آن را (S_1) به موازات صفحه محوری چین‌های نسل اول معرفی کردند. نوزعیم (۱۳۸۲) این برگ‌وارگی را برای نخستین بار در منطقه چشمه‌پهن-نهنجه به موازات لایه‌بندی اولیه (bedding parallel foliation) مشاهده و آن را S^* معرفی می‌کند و تشکیل آن را توسط نخستین مرحله دگرگونی (M_1) که قبل از نخستین مرحله دگرریختی (D_1) به صورت ایستارخ داده است می‌داند که در آن تنش و نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند. اما در منطقه آلموقولا، برگ‌وارگی اول (S^*) آشکارا در چین‌های نسل دوم تمام مجموعه‌های سنگی (مجموعه آلموقولا، مجموعه چنارشیخ و اسلیت‌های همدان) مشاهده شد که در همه جا موازی با لایه‌بندی نبوده، آن را قطع می‌کرد. این موضوع نشان از دخالت نیروهای تکتونیکی در تشکیل نخستین برگ‌وارگی دارد و با مشاهده چین‌های نسل اول در منطقه آلموقولا واقع در

شمال غرب توده الوند، تکتونیکی بودن برگ وارگی نسل اول به اثبات رسیده است (ایزدی کیان، ۱۳۸۳). لایه بندی اولیه و برگ وارگی نسل اول تقریباً به موازات هم قرار دارند و از چین خوردن برگ وارگی نسل اول، برگ وارگی نسل دوم به صورت برگ وارگی کنگره ای شکل گرفته است (شکل ۵- الف و ب). بقایای برگ وارگی اول در بخش های میکروولیتن به صورت برگ وارگی کنگره ای نامتقارن (asymmetric crenulation cleavages) دیده می شود (شکل ۵- ب) که به صورت تدریجی بخش های کلیواژ و میکروولیتن به یکدیگر تبدیل شده اند. وجود بخش های غنی از کوارتز در بخش لولایی ریزچین ها و تمرکز کانی های ورقه ای در یال چین ها نشان می دهد که مکانیسم انحلال فشاری (pressure solution) در تشکیل این برگ وارگی نقش مهمی داشته است. همچنین در این شکل هم زمانی رشد پورفیروبلاست آندالوزیت و گارنت نسبت به برگ وارگی نسل اول دیده می شود و کوارتزها در لابلای برگ وارگی نسل اول و دوم به صورت پهن و مسطح قرار گرفته اند. بر خلاف سنگ های دگرگونی ناحیه ای مشاهده برگ وارگی نسل اول در سنگ های دگرگونی مجاورتی به سختی رخ می دهد و برگواره نسل اول در هورنفلس ها اغلب به صورت شیسستوزیته پیوسته (continuous schistosity) بدون حضور میکروولیتن دیده می شود که اغلب بیوتیت های بسیار ریز آن را ایجاد می کنند. به همراه این دگرریختی، دگرگونی درجه پایین M_1 در حد رخساره شست سبز رخ داده است. گامه دوم دگرریختی توسط چین خوردن مجدد سطح محوری چین های گامه اول و تشکیل چین های گامه دوم (F_2) دیده می شود. برگواره دوم (S_2) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین های گامه دوم در منطقه شکل گرفته است. چین های گامه دوم به صورت چین های بسته، فشرده تا یال موازی، مایل تا خوابیده و یال برگشته در سنگ های دگرگونی ناحیه ای و

مجاورتی تشکیل شده اند. این چین ها در گروه چین های مشابه (Ramsay and Huber, 1988) (کلاس های 1c، 2 و 3) و موازی (1B) قرار می گیرند (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). برگ وارگی گامه دوم بیشتر از نوع شیسستوزیته سطح محوری (از نوع پیوسته تا فاصله دار) و در بخش هایی از نوع برگ وارگی میلونیتی است و از حالت افقی تا شیب دار تغییر می کند. بر اساس داده های زمین- دماسنجی، شرایط فیزیکی در طول گامه دوم دگرگونی دما به حدود ۶۵۸ درجه سانتیگراد و فشار تا ۴ کیلو بار می رسد (Mohajjel et al., 2006). در گامه سوم، دگرریختی چین های ملایم تا باز این گامه به همراه برگواره گامه سوم که آن نیز از نوع سطح محوری است تشکیل شده اند. این برگ وارگی در بخش هایی از شرق توده الوند برگ وارگی غالب را تشکیل می دهد و از نوع کنگره ای تا شکستگی تغییر می کند. محور چین های گامه سوم بر خلاف سطح محوری آن ها، پراکندگی زیادی نشان نمی دهند و بیش ترین میل محور چین های گامه سوم در روی شبکه استریونت به سمت جنوب شرق با روند N165 است (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). وجود طرح های تداخلی چین های گامه اول، دوم و سوم در سنگ های دگرگونی با طرح نوع سوم رمزی (Ramsay, 1967)، هم محور بودن دگرریختی اول، دوم و سوم را تأیید می نمایند.

دگرریختی چهارم (D_4) به صورت برگ وارگی کنگره ای (S_4) و خطواره کانیاپی (L_4) حاصل از رشد سیلیمانیت خود را نشان می دهد. در این گامه ریزچین هایی ایجاد شده اند که اغلب با هندسه چین های باز هستند. این خطواره ها (L_4) در کل منطقه راستای شمال شرق- جنوب غرب را نشان می دهند که با روند رشد پورفیروبلاست های سیلیمانیت همخوانی داشته، ولی با محور چین های گامه قبل کاملاً تفاوت دارد. این خطواره در هورنفلس ها دیده نمی شود (ایزدی کیان، ۱۳۸۸).

پورفیروبلاست‌ها

ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگون منطقه همدان متأثر از وقایع دگرگونی پی در پی در منطقه است و اغلب کانی‌های دگرگونی چند گامه از رشد و تخریب را نشان می‌دهند و در واکنش‌های دگرگونی شرکت کرده‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵). تبلور کانی‌هایی نظیر میکاها، کوارتز، استارولیت، گارنت، کردیریت و دیگر سیلیکات‌های آلومین معمولاً در چند رویداد دگرگونی رخ داده است. به‌ویژه در اطراف توده‌های نفوذی، تعداد رخداد‌های دگرگونی و در نتیجه تعداد نوبت‌های تبلور و تخریب کانی‌ها بیشتر بوده است (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵). ماتریکس سنگ‌ها اغلب از کوارتز و میکا تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. در اغلب مکان‌ها، کوارتز در بین برگ‌وارگی گامه دوم به‌صورت دانه‌های طویل و تغییر شکل یافته و دارای جهت‌یابی ترجیحی است و به موازات میکاها قرار گرفته است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸).

میکاها

مسکوویت یا میکای سفید در سنگ‌های با درجه دگرگونی کم، مانند اسلیت‌ها، فیلیت‌ها (به‌صورت سربیسیت) و میکاشیست‌ها و سنگ‌های با درجه دگرگونی متوسط، فراوان است. بیوتیت نیز در سنگ‌های متنوعی از درجه کم، متوسط و بالا دیده می‌شود به‌طوری‌که در شیست‌ها، هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها یکی از کانی‌های اصلی به‌شمار می‌رود (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

استارولیت

این کانی در شیست‌های استارولیت‌دار و برخی از هورنفلس‌ها دیده می‌شود. شیست‌های استارولیت‌دار گسترده‌ترین شیست‌های منطقه هستند (اقلیمی،

۱۳۷۹). استارولیت‌های موجود در مجموعه دگرگونی منطقه همدان به‌صورت دو گروه متفاوت معرفی شده که هر گروه از آن‌ها طی یک رخداد دگرگونی جداگانه متبلور شده‌اند و از این رو می‌توان آن‌ها را گامه‌های مجزایی در نظر گرفت (جعفری و همکاران، ۱۳۸۵). استارولیت‌های گامه اول که در شیست‌ها دیده می‌شود اغلب درشت و دارای ماکل صلیبی و ضربدری هستند و گسترش فراوانی دارند. استارولیت‌های گامه دوم گسترش کمی دارند و بسیار ریز و فاقد ماکل هستند. این گامه از استارولیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاور توده‌های نفوذی مجتمع بوده و با دگرگونی مجاورتی مرتبط است (جعفری، ۱۳۸۵ و بهاری‌فر، ۱۳۸۳).

کردیریت

پیدایش این کانی در دگرگونی ناحیه‌ای در کردیریت میگماتیت و گرانولیت‌های دگرگون شده و دیگری به‌طور گسترده‌تری در دگرگونی مجاورتی رخ داده است. از ویژگی‌های مهم کردیریت گامه اول آن است که توسط فیبرولیت‌های سیلیمانیت و میکا به‌طور ناقص یا کامل جانشین شده است. کردیریت‌های گامه دوم اغلب ریزدانه هستند و در دماهای متوسط شکل گرفته‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

کلریت

این کانی به‌صورت اولیه در سنگ‌های اسلیت و فیلیت در دگرگونی دمای پایین تشکیل شده است. با افزایش درجه دگرگونی کلریت در تشکیل کانی‌هایی مانند گارنت، استارولیت و کردیریت مصرف شده است. در طول دگرگونی پس‌رونده کانی‌هایی نظیر کردیریت، گارنت و استارولیت به کلریت ثانویه تبدیل شده‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵) و یا در طی واکنش‌های برگشتی در اطراف آندالوزیت به‌همراه مسکوویت تشکیل شده است (بهاری‌فر، ۱۳۸۳).

آندالوزیت / کیانیت / سیلیمانیت

هر سه چندریخت سیلیکات آلومینیم در سنگ‌های منطقه و اغلب در شیسست‌ها و هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها یافت می‌شود. حداقل دو گامه آندالوزیت، دو گامه کیانیت و سه گامه مختلف سیلیمانیت در منطقه وجود دارد. آندالوزیت‌های گامه اول فراوانی بیشتری دارند و طول آن‌ها بیشتر است. آندالوزیت در طی دگرگونی پس‌رونده به استارولیت تبدیل شده است. کیانیت نیز در برخی از شیسست‌ها و هورنفلس‌ها دیده می‌شود که از تبدیل دیگر سیلیکات‌های آلومین به صورت مجزا حاصل شده‌اند. کیانیت‌های گامه اول دارای دگرریختی هستند ولی کیانیت گامه دوم بدون دگرریختی هستند. سیلیمانیت در سنگ‌های مختلف مانند سیلیمانیت شیسست، رگه‌های پگماتیتی سیلیمانیت‌دار و برخی هورنفلس‌ها دیده می‌شود. سیلیمانیت گامه اول از تحول آندالوزیت در شیسست‌ها و میگماتیت‌ها ایجاد شده است. گامه دوم سیلیمانیت از واکنش آندالوزیت با مذاب‌های دیوریتی و گرانیتی در اطراف درونگیرهای آندالوزیت درون دیوریت و گرانیت‌ها و سیلیمانیت گامه سوم به صورت فیبرولیت به خرج کانی‌هایی مثل بیوتیت، کردیریت گارنت و پلاژیوکلاز حاصل شده است (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

گارنت

در منطقه همدان، گارنت در دگرگونی ناحیه‌ای با درجه کم، متوسط و بالا در دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای یکی از کانی‌های متداول به‌شمار می‌رود. گارنت‌های منطقه از گروه پیرالسپیت و نوع آلماندن هستند. گارنت در طی دگرگونی پس‌رونده به‌ویژه از اطراف به بیوتیت و یا کلریت تبدیل شده است. گارنت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و برخی بدون اذخال و برخی دارای اذخال هستند و در مقاطع محدودی به صورت گارنت اسکلتی دیده می‌شوند.

زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها

معیارهای بافتی زیادی برای روشن کردن روابط زمان رشد پورفیروبلاست‌ها و توسعه برگ‌وارگی پیشنهاد شده است (Prior, 1987). در این نوشتار با توجه به گامه‌های مختلف دگرریختی سعی شده است رابطه هر پورفیروبلاست با هر کدام از گامه‌های دگرریختی به دقت بررسی شود. برای این بررسی، از مقاطع تهیه شده از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیرامون توده الوند استفاده و برآورد کلی به صورت خلاصه در ادامه آورده شده است.

پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با دگرریختی گامه اول (Syn-D₁).

مسکوویت

این کانی از درجات پایین دگرگونی در سنگ‌ها به وجود آمده و از گامه اول دگرریختی رشد پیدا کرده است. در زمان تشکیل برگ‌وارگی گامه دوم بعضی از مسکوویت‌ها چین خورده و برخی دیگر به تبعیت از برگ‌وارگی گامه دوم، آرایش مجدد پیدا کرده‌اند (شکل ۲- الف).

بیوتیت

این کانی آشکارا در تشکیل برگ‌وارگی گامه اول دخالت داشته و در حین تشکیل برگ‌وارگی گامه دوم چین خورده است (شکل ۲- الف).

گارنت

این کانی طیف وسیعی از تبلور را نشان می‌دهد. گارنت‌هایی که در گامه اول دگرریختی تشکیل شده‌اند نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم سایه فشاری متقارن دارند (شکل ۲- ب). گارنت‌هایی که از نزدیک توده گرانت الوند برداشته شده‌اند مربوط به دگرگونی مجاورتی بوده و یا بقایایی از گارنت‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند و آن‌هایی که دور از توده دیده می‌شوند

استارولیت

با توجه به شواهد صحرایی و مقاطع میکروسکوپی استارولیت‌ها در دگرخی گامه اول رشد کرده‌اند به‌طوری‌که برخی از آن‌ها در دگرخی گامه بعد بودین شده و یا با چین‌های گامه دوم چین خورده‌اند (شکل ۵- الف و ب).

پورفیروبل‌های هم‌زمان با دگرخی گامه دوم (Syn-D₂)

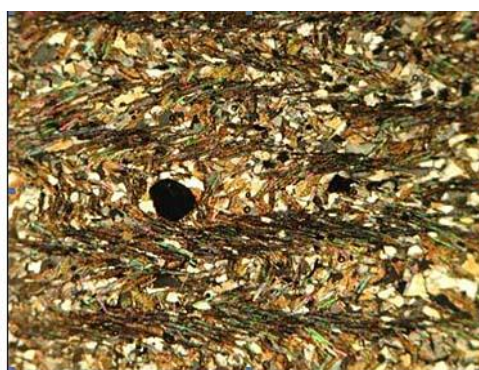
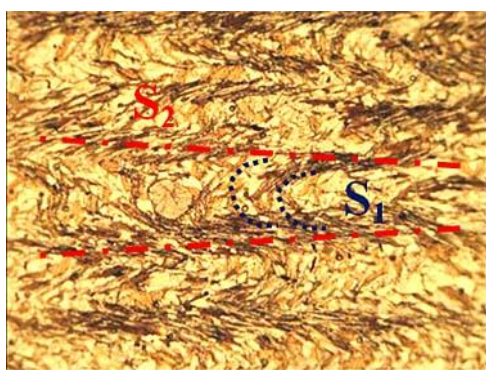
مسکوویت و بیوتیت

در این گامه از دگرخی کانی‌های مسکوویت و بیوتیت در راستای سطح محوری در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به‌خوبی رشد کرده‌اند. در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیوتیت بیشتر از مسکوویت دیده می‌شود (شکل ۲).

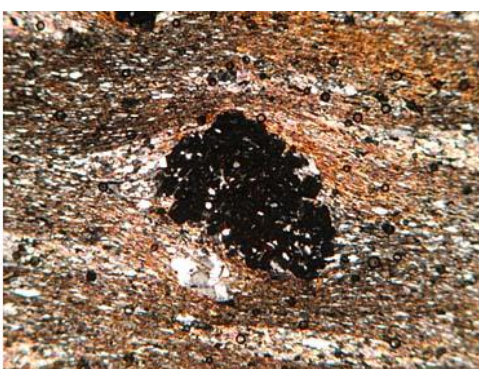
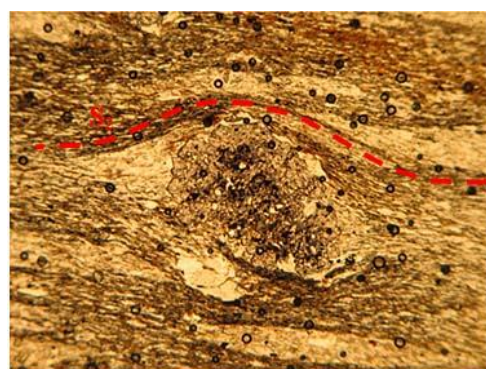
در اثر دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده‌اند. گارنت‌های گامه اول بیشتر در بخش میکروولیتن برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه دوم دگرخی دیده می‌شوند (شکل ۲- الف).

آندالوزیت

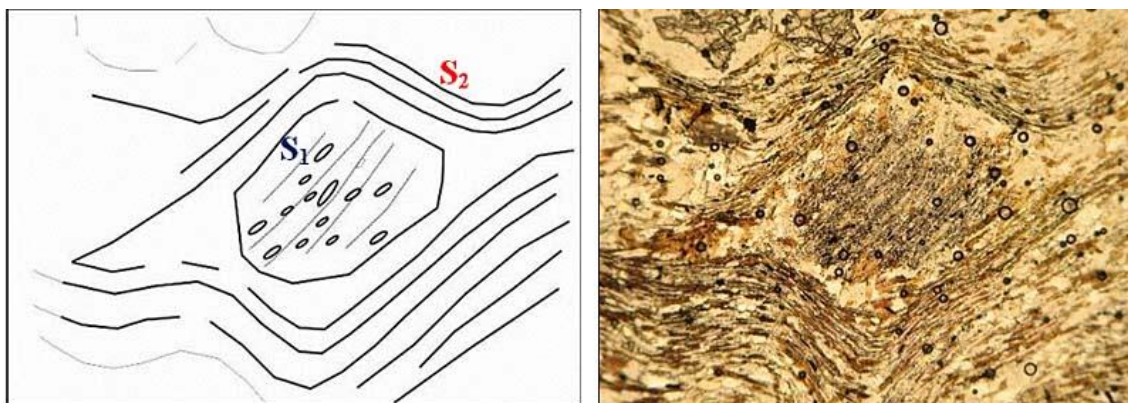
در برخی مقاطع آندالوزیت ساختار بین تکتونیک (Inter tectonic) نسبت به برگ‌وارگی دوم نشان می‌دهند (شکل ۳). این آندالوزیت‌ها دارای برگ‌وارگی درونی منظم هستند که برگ‌وارگی بیرونی را کاملاً قطع می‌کند و ممتد نیستند. همچنین برخی از بلورهای آندالوزیت همراه برگ‌وارگی S₁ در گامه دوم چین‌خوردگی نشان می‌دهند و نسبت به برگ‌وارگی S₂ سایه‌واتنشی دارند و این موضوع نشان می‌دهد که پورفیروبل‌های آندالوزیت در دگرخی اول و قبل از دگرخی دوم در منطقه رشد داشته‌اند (شکل ۴).



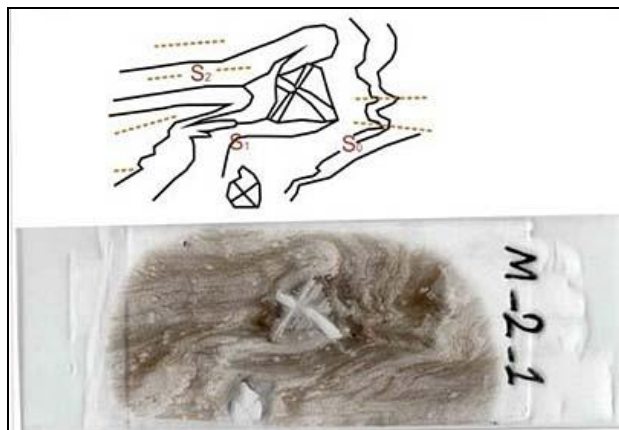
شکل ۲- الف) بیوتیت و مسکوویت سازنده برگ‌وارگی نسل اول و دوم، برگ‌وارگی نسل اول در بخش میکروولیتن دیده می‌شود. همچنین رشد گارنت هم‌زمان با D₁ بوده است که در گامه بعد در بخش میکروولیتن برگ‌وارگی کنگره‌ای قرار گرفته است، بزرگ‌نمایی 10X



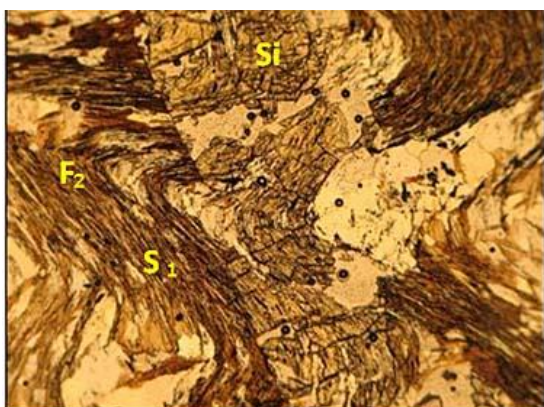
شکل ۲- ب) گارنت قبل از برگ‌وارگی S₂ که کلاه واتنش و سایه کرنش نسبت به برگ‌وارگی دوم دارد، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۳- آندالوزیت بین تکتونیک که فابریک داخلی آن شامل بیوتیت، مسکوویت و گرافیت ریز دانه است و کاملاً فابریک خارجی S_2 را قطع می‌کند، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۴- تصویر مقطع نازک از آندالوزیت گارنت شیست، آندالوزیت به صورت قبل تا هم‌زمان با دگرریختی اول (D_1) می باشد که در چین‌خوردگی مرحله بعدی شرکت کرده است، محل نمونه برداری: شرق توده الوند



شکل ۵- ب) پورفیروبلست استارولیت از نوع بین تا هم‌زمان با تکتونیک (syn-inter tectonic) که در بخش مرکزی بلور استارولیت برگ‌وارگی درونی (S_i) چین‌خورده و در بخش‌های انتهایی این برگ‌وارگی مستقیم است، در قسمت چپ برگ‌وارگی S_1 چین‌خورده و چین‌های گامه دوم تشکیل شده است، بزرگ‌نمایی 10X



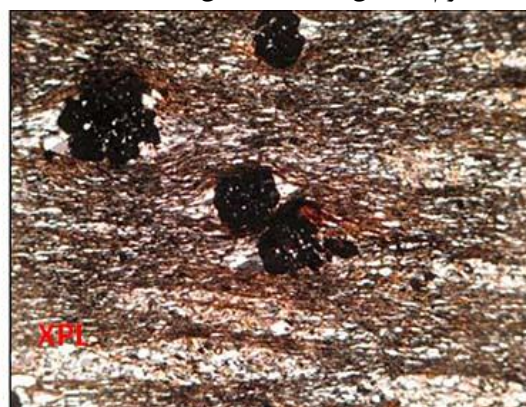
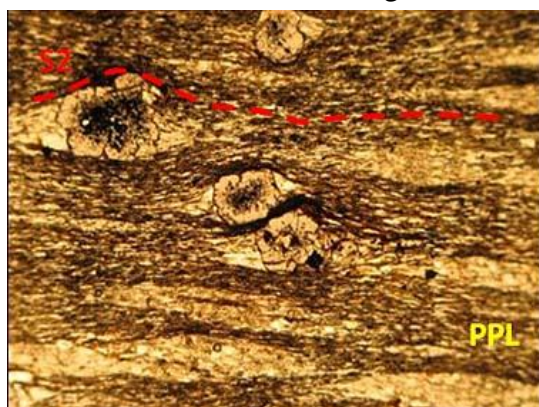
شکل ۵- الف) بلور استارولیت بودین شده که در بین قطعات آن کوارتز رشد کرده است، منطقه کمرب (شرق الوند)، نگاه به E

گارنت

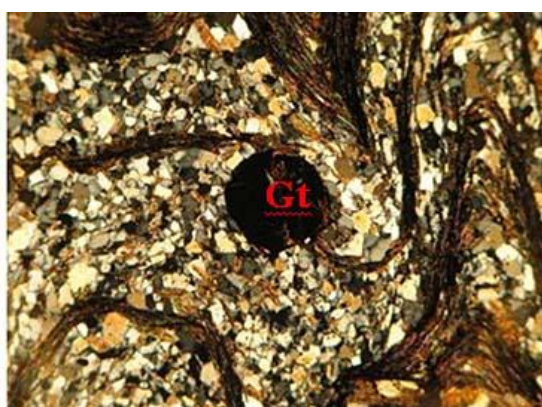
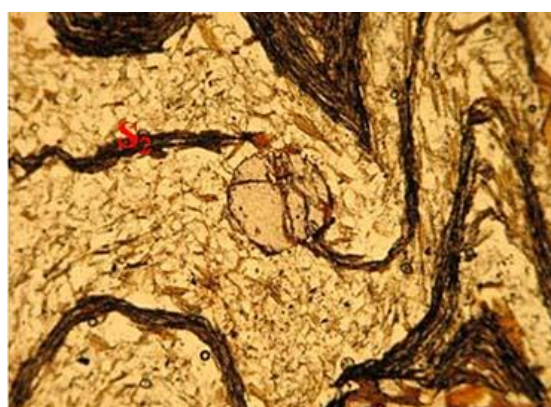
گارنت‌هایی که نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم چرخش نشان می‌دهند و سایه فشاری نامتقارن دارند در این گامه از دگرریختی تشکیل شده‌اند (شکل ۶). این گارنت‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و بخش داخلی آن‌ها پر از ادخال و بخش خارجی آن‌ها بدون ادخال است. در گارنت و استارولیت شیشه‌ها، گارنت‌هایی دیده می‌شود که برگ‌وارگی نسل دوم را در خود جای داده‌اند و با چین‌های گامه سوم چین خورده‌اند که به نظر می‌رسد این گارنت‌ها بعد از گامه دوم دگرریختی و قبل از گامه سوم تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

آندالوزیت

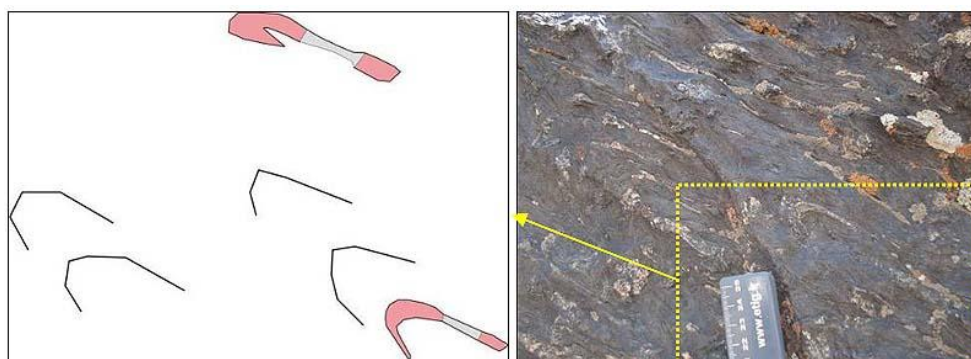
به نظر می‌رسد رشد بلورهای آندالوزیت در این گامه نیز ادامه داشته است. برخی از بلورهای آندالوزیت در مقیاس نمونه دستی و در مقطع عرضی بلور نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم چرخش و سایه فشاری نامتقارن و متقارن نشان می‌دهند که هم‌زمانی رشد آن‌ها را با متقارن دگرریختی دوم نشان می‌دهد. همچنین آندالوزیت‌های بودین شده همراه با چین‌های گامه سوم دچار چین‌خوردگی شده‌اند که نشان می‌دهد قبل از دگرریختی گامه سوم بودین شدن آندالوزیت‌ها رخ داده است (شکل ۸).



شکل ۶- گارنت قبل تا هم‌زمان با گامه دوم (Pre-syn tectonic) با سایه فشاری نامتقارن که حرکت چپ‌بر را نشان می‌دهد؛ هسته گارنت‌ها نسبت به حاشیه آن‌ها ادخال کربن بیشتری دارد و نشان می‌دهد سرعت رشد گارنت در نخست بالا بوده و ادخال کربن زیادی در برگرفته است و همچنین کلاه واکنشی نشان دهنده این است که هنگام به‌وجود آمدن برگ‌وارگی افقی بخش‌های مرکزی گارنت وجود داشته و آن را دور می‌زنند، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شمال توده الوند



شکل ۷- گارنت بعد از برگ‌وارگی دوم و قبل از دگرریختی گامه سوم (Pre-D₃)، برگ‌وارگی درون گارنت و بیرون آن کاملاً در یک امتداد قرار دارند و سپس تحت تأثیر چین‌خوردگی مرحله سوم قرار گرفته است، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شرق توده الوند



شکل ۸- چین خوردگی آندالوزیت بودین شده با چین‌های گامه سوم، منطقه شرق توده الوند، نگاه به E

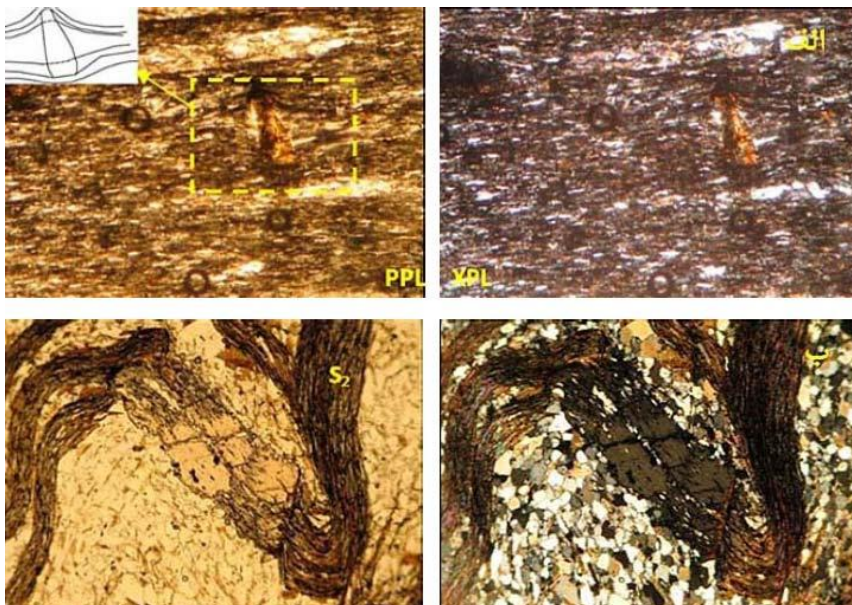
استارولیت

در گارنت استارولیت شیست‌های شمال توده الوند استارولیت‌هایی دیده می‌شود که دو گامه رشد را نشان می‌دهند. در شکل ۹- الف پورفیروبلست استارولیت در بخش مرکزی رشد، قبل از گامه دوم (D_2 Pre) و در بخش‌های انتهایی رشد هم‌زمان با D_2 را نشان می‌دهد. در بخش مرکزی آثار برگ‌وارگی در بخش سایه فشاری دیده نمی‌شود و تنها در بخش‌های انتهایی آن برگ‌وارگی گامه دوم دیده می‌شود. در گارنت- استارولیت شیست‌ها، کانی‌های استارولیت دیده می‌شود که برگ‌وارگی نسل دوم در قسمت‌های انتهایی آن‌ها مشاهده می‌شود و بخش‌های داخلی آن‌ها بدون برگ‌وارگی است و با چین‌های گامه سوم چین‌خورده‌اند.

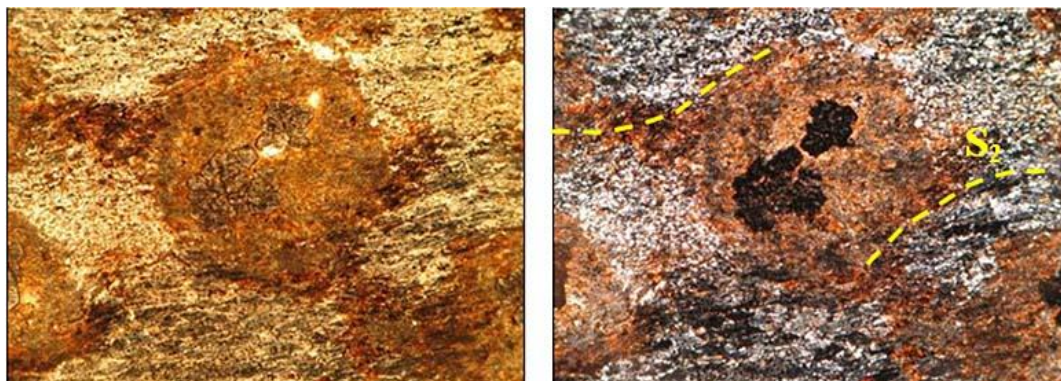
احتمالاً این استارولیت‌ها قبل یا هم‌زمان با D_2 و بعد از گامه دوم دگرریختی و قبل از گامه سوم شکل گرفته‌اند (شکل ۹- ب).

کردیریت

کردیریت‌های این گامه در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دارای فابریک داخلی هستند که نسبت به برگ‌وارگی خارجی دچار چرخش شده است. این کردیریت‌ها سایه فشاری خیلی کمی دارند و یا اصلاً سایه فشاری در اطراف آن‌ها تشکیل نشده است (شکل ۱۰). در اثر دگرگونی پس‌رونده، کردیریت‌ها به‌ویژه در سنگ‌های مجاورتی تبدیل به بیوتیت و گارنت شده‌اند.



شکل ۹- الف) استارولیت با دو گامه رشد قبل و هم‌زمان با دگرریختی دوم (pre- syn tectonic) در اطراف بخش مرکزی حاشیه واتنشی متقارن کوارتز دیده می‌شود؛ شکل ۹- ب) استارولیت با دو گامه رشد قبل یا هم‌زمان با D_2 و بعد از D_2 که با چین‌های مرحله سوم (D_3) چین‌خورده است. بخش داخلی آن بدون برگ‌وارگی و قسمت‌های انتهایی آن برگ‌وارگی گامه دوم را در بر دارد، محل نمونه‌برداری: شرق توده الوند، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۱۰- کردیریت هم‌زمان با تکتونیک (Syn-D₂) با حرکت برشی راست‌بر، کردیریت به بیوتیت و گارنت تبدیل شده است، بزرگ‌نمایی 10X

کردیریت

در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، کردیریت‌هایی دیده می‌شود که برگ‌وارگی گامه سوم با کمی چرخش از آن عبور می‌کند و احتمالاً هم‌زمان تا بعد از دگرریختی گامه سوم در منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳- الف).

آندالوزیت

در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، آندالوزیت‌های بدون سایه فشاری مشاهده می‌شود که برگ‌وارگی دوم را نیز قطع کرده‌اند و بعد از گامه دوم در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳- ب).

پورفیروبل‌های هم‌زمان با گامه دگرریختی چهارم (Syn-D₄)

گارنت

گارنت‌هایی که نسبت به برگ‌وارگی سوم حاشیه فشاری ندارند و برگ‌وارگی گامه سوم در اطراف آن‌ها انحراف و خمیدگی پیدا نمی‌کند و به‌صورت مستقیم آن را قطع می‌کند مربوط به گامه چهارم دگرریختی هستند (شکل ۱۴- الف). در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز گارنت بعد از تکتونیک مشاهده می‌شود که فیبرولیت‌ها آن را قطع می‌کنند (شکل ۱۴- ب).

پورفیروبل‌های هم‌زمان با دگرریختی سوم (Syn-D₃)

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی به‌نظر می‌رسد که کانی‌هایی نظیر گارنت، استارولیت، کلریت، بیوتیت و مسکوویت در این گامه از دگرشکلی و در ارتباط با تشکیل برگ‌وارگی (S₃) تبلور داشته‌اند.

بیوتیت و مسکوویت

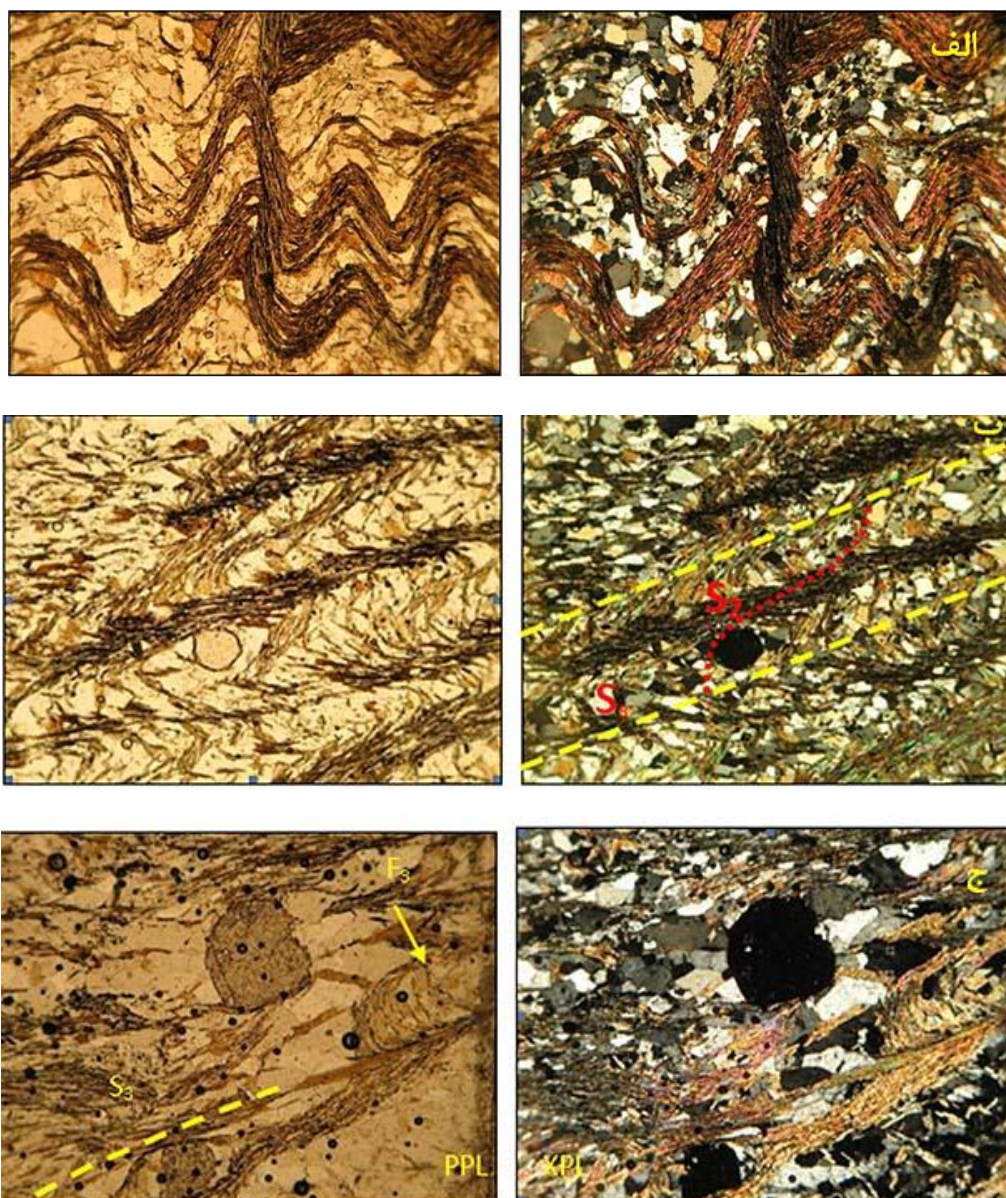
همان‌طور که قبلاً اشاره شد برگ‌وارگی گامه سوم در برخی نقاط از رشد بیوتیت و مسکوویت به موازات سطح محوری چین‌های گامه سوم شکل گرفته است (شکل ۱۱- الف، ب و ج). از نظر ریخت‌شناسی، برگ‌وارگی گامه سوم به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای است که در مقاطع به هر دو صورت متقارن و نامتقارن مشاهده می‌شود.

گارنت

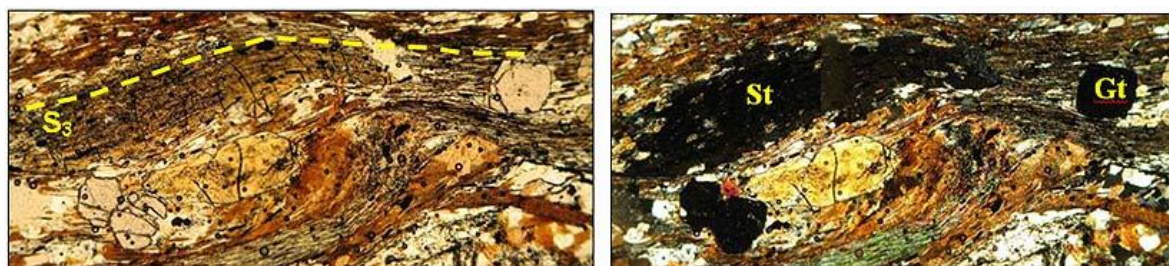
پورفیروبل‌های گارنت که در این گامه رشد کرده‌اند نسبت به برگ‌وارگی گامه سوم سایه فشاری ندارند و یا سایه فشاری نامتقارن دارند (شکل ۱۱- ج).

استارولیت

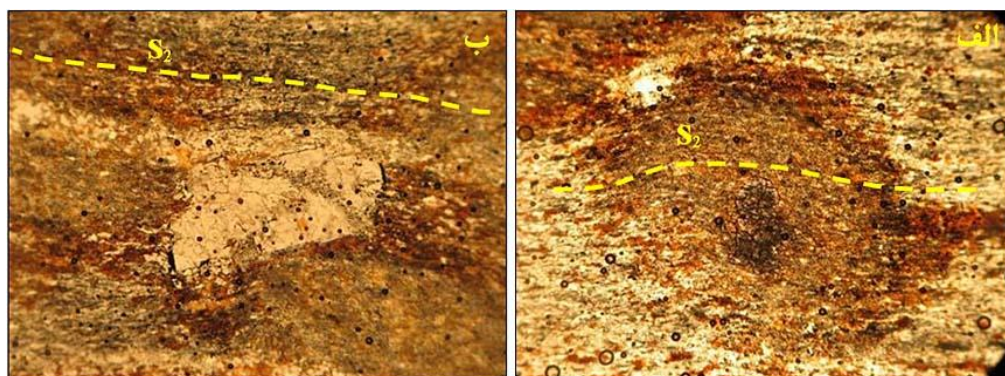
این پورفیروبل‌ها که سایه فشاری ندارند و برگ‌وارگی گامه سوم با کمی چرخش وارد آن‌ها می‌شود مربوط به گامه دگرریختی سوم هستند (شکل ۱۲).



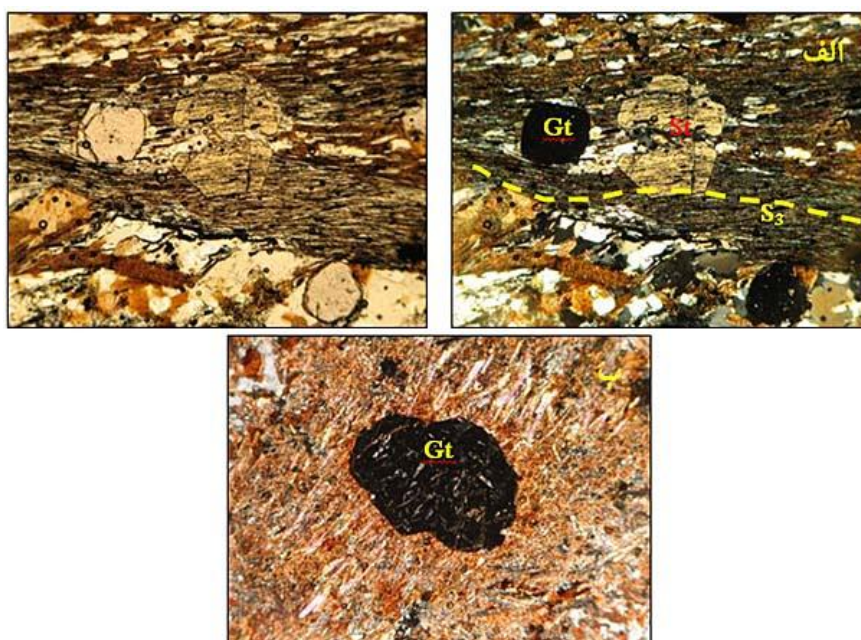
شکل ۱۱- الف) برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه سوم در گارنت میکاشیست، ب) برگ‌وارگی کنگره‌ای نامتقارن گامه سوم و رشد کانی‌های ورق‌ی در گارنت میکاشیست، ج) رشد بیوتیت موازی سطح محوری چین گامه سوم و تشکیل برگ‌وارگی، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری جنوب شرق توده الوند



شکل ۱۲- گارنت بعد از تکتونیک (Post-D₃) و استارولیت (St) هم‌زمان با برگ‌وارگی گامه سوم (Syn-D₃)، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری شرق الوند



شکل ۱۳- الف) کردیریت بعد از تکتونیک (Post-D₂) و احتمالاً هم‌زمان با D₃ که برگ‌وارگی خارجی (S₂) با کمی انحراف از داخل کردیریت نیز عبور می‌کند. این کردیریت به بیوتیت ریز و گارنت تبدیل شده است، ب) آندالوزیت بعد از تکتونیک (Post-D₂) در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که برگ‌وارگی گامه دوم را قطع کرده است و هیچ سایه فشاری ندارد، بزرگ‌نمایی 10x، محل نمونه‌برداری‌ها: غرب توده الوند



شکل ۱۴- الف) استارولیت و گارنت بعد از تکتونیک (Post-D₃) که سایه فشاری ندارند و برگ‌وارگی بدون هیچ انحرافی از آن‌ها عبور می‌کند، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شرق الوند، ب) گارنت بعد از تکتونیک در هورنفلز، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: غرب الوند

استارولیت

در این گامه از دگرریختی استارولیت‌هایی تشکیل شده است که برگ‌وارگی گامه سوم در داخل و خارج آن در یک امتداد قرار دارد و سایه فشاری و کلاه واتنش در اطراف آن‌ها تشکیل نشده است (شکل ۱۴- الف).

کلریت

در برخی مناطق که با توده الوند فاصله دارند و

دگرگونی مجاورتی به صورت پس‌رونده در آن‌ها رخ داده، کلریت رشد کرده است. کلریت‌ها برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه سوم را درون خود جای داده‌اند (شکل ۱۵).

مسکوویت

مسکوویت اغلب از تبدیل آندالوزیت تشکیل شده و در اطراف آن‌ها رشد کرده است. این مسکوویت‌ها اغلب درشت بلور هستند و ادخال اندکی دارند.

سیلیمانیت و فیبرولیت

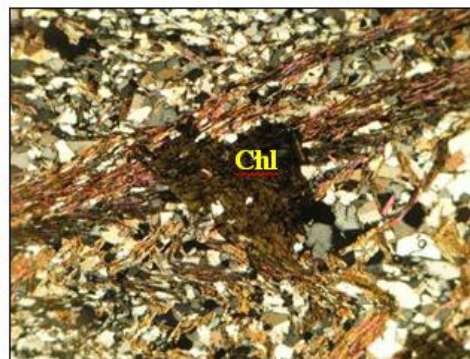
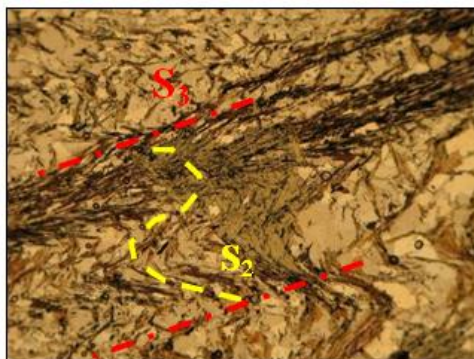
آندالوزیت‌ها در این گامه به‌عنوان قالب برای سیلیمانیت‌ها عمل کرده (شکل ۱۶- الف و ب) و از حاشیه به سیلیمانیت تبدیل شده‌اند. برخی از بلورهای سوزنی سیلیمانیت نیز به‌صورت آزاد رشد کرده‌اند. در خیلی از مقاطع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای فیبرولیت دیده می‌شود. فیبرولیت‌های منطقه همدان از نظر پتروگرافی در شایسته‌ها اغلب از نوع فیبرولیت‌های داخل بیوتیت، فلدسپار و سیلیکات آلومینیم و در هورنفلس‌ها از نوع داخل بیوتیت و کردیریت هستند.

زمان‌بندی جایگیری توده نفوذی الوند نسبت به دگرریختی و دگرگونی

سن نفوذی‌ها نخست باید بر اساس زمان‌بندی نسبی بین جایگیری توده و دگرریختی و دگرگونی عمومی به‌دست بیاید و پورفیروبلاست‌هایی که در هاله توده در

اثر دگرگونی مجاورتی مرتبط با جایگیری توده رشد کرده‌اند نقش مهمی در تعیین سن نسبی این حوادث بازی می‌کنند (Johnson, 1999). برای این کار باید سه رابطه زمان‌بندی در هاله توده مشخص شود:

الف) دگرریختی و توده نفوذی، ب) توده نفوذی و دگرگونی، ج) دگرگونی و دگرریختی (Karlstrom and Williams, 1995). وجود کردیریت‌های هم‌زمان با گامه دوم در هاله دگرگونی مجاورتی نشان می‌دهد که توده گرانیتوئید الوند در طی دگرریختی دوم در منطقه نفوذ کرده است. نخستین برگ‌وارگی مربوط به قبل از جایگیری این گرانیت‌هاست و برگ‌وارگی دوم هم‌زمان با تزریق گرانیتوئیدهای پورفیروئید تشکیل شده است. مجموعه توده نفوذی الوند در یک رژیم کششی در ارتباط با کمان قاره در طول فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای در پهنه سنج- سیرجان ایجاد شده است (محجل، ۱۳۷۸؛ Shahbazi et al., 2010).



شکل ۱۵- کلریت بعد از دگرریختی سوم، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: جنوب‌شرق الوند



شکل ۱۶- الف) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست بودین شده آندالوزیت و ب) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست چین‌خورده آندالوزیت، محل نمونه‌برداری: شرق الوند

با توجه به تعیین سن جدید بر روی این مجموعه که سن توده گرانیتوئید الوند ۱۶۲-۱۶۴ میلیون سال برآورد شده است (Shahbazi *et al.*, 2010; Mahmoudi *et al.*, 2011) می‌توان سن دگرریختی دوم را نیز در این محدوده زمانی در نظر گرفت.

بحث

رابطه پورفیروبلاست-خمیره کمک می‌کند تکوین دگرگونی-تکتونیک در یک منطقه روشن شود. در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شواهد، دست کم چهار گامه دگرریختی را نشان می‌دهد که با رخداد‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همراه بوده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). پورفیروبلاست‌های متعددی در این سنگ‌های دگرگونی به صورت قبل، هم‌زمان و بعد از گامه‌های دگرریختی رشد کرده‌اند. به‌طور کلی می‌توان روابط رشد پورفیروبلاست‌ها را نسبت به گامه‌های دگرریختی در منطقه همدان به صورت شکل ۱۷ خلاصه کرد. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت اغلب بدون برگ‌وارگی داخلی (S_i) بوده و فقط در برخی از مقاطع دو گامه رشد را نشان می‌دهند. با توجه به شواهد، آندالوزیت، به صورت قبل از دگرریختی گامه اول (D_1) و هم‌زمان با دگرریختی گامه دوم (D_2)، رشد کرده است. گارنت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی مناطق در هسته آن‌ها گرافیت تمرکز یافته است

(شکل ۹). گارنت‌ها اغلب بدون ادخال هستند. در مقاطع محدودی به صورت گارنت اسکلتی دیده می‌شوند. رشد گارنت با توجه به خمیره به صورت قبل یا هم‌زمان با دگرریختی گامه اول (D_1)، بعد از دگرریختی گامه اول (D_1)، هم‌زمان با دگرریختی گامه دوم (D_2)، بعد از دگرریختی گامه دوم (D_2) و احتمالاً هم‌زمان با دگرریختی گامه سوم (D_3) و بعد از دگرریختی گامه سوم (D_3) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده است. استارولیت به صورت قبل از دگرریختی گامه دوم (D_2) و احتمالاً هم‌زمان با دگرریختی گامه اول (D_1)، قبل و هم‌زمان با دگرریختی گامه دوم (D_2) و بعد از دگرریختی گامه سوم (D_3) تشکیل شده است. سیلیمانیت نیز اکثراً در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و یا به صورت فیبرولیت در گامه چهارم رشد کرده است.

کردیریت در اثر هر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رشد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کردیریت هم‌زمان با دگرریختی گامه دوم (D_2) و بعد از آن تشکیل شده است. حداقل دو گامه دگرگونی این حوادث دگرریختی را همراهی می‌کنند و با توجه به بررسی‌های زمین‌دماسنجی (بهراری‌فر، ۱۳۸۳) محدوده تغییرات دما از حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و تغییرات فشار نیز از ۲ تا ۶ کیلو بار است.

	D1	D2	D3	D4
And		—		
Grt	—	—	—	—
St	—	—	—	
Sil				—
Crd		—		
Chl				—
Ms	—			
Bt	—	—	—	

شکل ۱۷- رابطه رشد پورفیروبلاست‌ها و گامه‌های دگرشکلی در منطقه همدان

نتیجه‌گیری

پورفیروبولاست‌های گارنت، استارولیت، آندالوزیت و کردیریت به‌صورت هم‌زمان با تکتونیک نسبت به برگ‌وارگی در هر گامه از دگرریختی رشد کرده‌اند. تغییرات دگرگونی در منطقه همدان از نوع پیش‌رونده است و توسعه پورفیروبولاست‌های دما و فشار بالا در طی توسعه برگ‌وارگی‌های متعدد آن را اثبات

می‌کند. گارنت و استارولیت تقریباً در همه گامه‌های دگرریختی رشد داشته‌اند و سیلیمانیت نیز در گامه چهارم دگرریختی رشد داشته است. دگرریختی گامه دوم، اصلی‌ترین دگرریختی در منطقه است که هم‌زمان با نفوذ بخش گرانیتوئید الوند در منطقه همدان تشکیل شده است. با توجه به جدیدترین تعیین سن برای توده گرانیتوئید الوند، زمان تشکیل دگرریختی گامه دوم در حدود ۱۶۲ تا ۱۶۴ میلیون سال پیش برآورد می‌شود.

منابع

- احمدی دزکی، ق. (۱۳۷۸) دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- اشراقی، ص. (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی توپسرکان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- اقلیمی، ب. (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی همدان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- ایزدی کیان، ل. (۱۳۸۳) تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقولا (شمال غرب همدان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- ایزدی کیان، ل. (۱۳۸۸) تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- بهاری فر، ع. ا. (۱۳۸۳) پترولولژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- بهاری فر، ع. ا. (۱۳۷۶) نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- سپاهی گرو، ع. ا. و معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۹) مروری بر فازهای نفوذی و رگه‌های موجود در مجموعه نفوذی الوند. نشریه علوم دانشگاه تهران ۲۶: ۱۷۵-۱۸۶.
- سپاهی گرو، ع. ا.، جعفری، ر. و مانی کاشانی، س. (۱۳۸۵) بررسی ترکیب شیمیایی و دگرگونی کانی‌ها در طول دگرگونی‌های مختلف در منطقه همدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲: ۴۳۱-۴۷۰.
- جعفری، ر. (۱۳۸۵) پترولولژی میگماتیت‌ها و سنگ‌های نفوذی منطقه جنوب سیمین همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران.
- جعفری، ر.، سپاهی، ع. ا. و آلیانی، ف. (۱۳۸۵) مقایسه استارولیت‌های نسل اول و دوم از نظر توزیع اندازه دانه‌ها، پارائزهای کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی در مجموعه دگرگونی الوند. چهاردهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.
- جعفریان، م. ب. و زمانی‌پدرام، م. (۱۳۷۸) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه ملایر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- فرهپور، م. (۱۳۷۶) تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شرق باتولیت همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت

مدرس، تهران، ایران.

محجل، م. و سهندی، م. (۱۳۷۸) تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال غربی و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن. فصل‌نامه علوم زمین ۳۱-۳۲: ۴۹-۲۸.

محجل، م. و ایزدی‌کیان، ل. (۱۳۸۶) چین‌خوردگی‌های چندمرحله‌ای و ساز و کار تشکیل آن‌ها در تکتونیت‌های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (غرب همدان). فصل‌نامه علوم زمین ۱۷(۶۶): ۱۱۶-۱۳۳.

معین‌وزیری، ح. و بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۷۶) بررسی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. مجموعه مقالات نخستین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.

نوزعیم، ر. (۱۳۸۲) تحلیل شیبست‌های همدان در منطقه چشمه پهن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

محجل، م (۱۳۷۸) تاثیر تکتونیک ترافشاری (Transpression) در فضا سازی برای توده های گرانیتوئیدی پهنه سنندج (بخش شمال باختری). نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.

Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience* 336:1443-1452.

Berberian, M. and Alavi-Tehrani, N. (1977) Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonites: A paleotectonic discussion. In: contribution to the seismotectonic of Iran part III. Geological and Mining Survey of Iran I: 263-278.

Johnson, S. E. (1999) Porphyroblast microstructures: A review of current and futures trends. *American Mineralogist* 84: 1711-1726.

Karlstrom, K. E. and Williams, M. L. (1995) The case for simultaneous deformation, metamorphism and plutonism: an example from Proterozoic rocks in central Arizona. *Journal of Structural Geology* 17: 59-81.

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.

Mohajjel, M., Baharifar, A., Moinevaziri, H. and Nozaem, R. (2006) Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALS bearing schists, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Society of Iran* 1: 11-19.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics* (2nd edition): Springer, Verlag, Berlin.

Prior, D. J. (1987) Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and processes. *Journal of Metamorphic Geology* 5:27-39.

Ramsay, J. G. (1967) *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. and Huber, M. (1988) *The techniques of modern structural geology*. Academic Press, London.

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

Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.

Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area

**Leyli Izadi Kian ^{1*}, Mohammad Mohajjel Kafshdouz ², Seyed Ahmad Alavi ³,
Ali Asghar Sepahi Garoo ¹ and Seyed Jafar Hoseini dust ¹**

¹ Department of Geology, Faculty of Sciencse, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Eearth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

Structural elements of four deformation stages have been recognized in the Hamedan schists. These deformation stages were synchronous with regional and contact metamorphism events. Numerous porphyroblasts have grown in the metamorphic rocks as pre, syn and post deformation stages. Andalusites were generated Pre and syn- D₂ due to regional metamorphism in the area. Andalusites were oriented in NW-SE trend and were extended, boudinaged and distances between boudins filled by quartz fibers. Garnets have been initiated pre, syn and post D₁, syn and post D₂ and syn and post D₃ in the metamorphic rocks. Staurolites were grown pre D₂ probably syn D₁, pre and syn D₂ and post D₃. Sillimanites are found in the andalusites or as fibrolits that were produced during D₄ stage. Cordierites were generated by both regional and contact metamorphism and it is found pre-syn D₂ in regional metamorphic rocks.

Key words: Porphyroblast, Deformation, Metamorphism, Hamedan

* l.izadi@basu.ac.ir