

مراحل دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان و ارتباط آنها با توده نفوذی الوند

لیلی ایزدی کیان^۱، محمد محجل^۲ و سید احمد علوی^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۱۱

چکیده

منطقه همدان در شمال باختری پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد و متشکل از سنگ‌های مختلف درونی است که توسط سنگ‌های دگرگونی گوناگون (ناحیه‌ای و مجاورتی) در بر گرفته شده است. ۴ مرحله دگرریختی شکل‌پذیر در این منطقه شناسایی شده‌اند که در هر مرحله با تشکیل چین، برگ‌واره و خط‌واره همراه بوده‌اند. در اولین مرحله دگرریختی منطقه (D₁) برگ‌واره (S₁) و چین‌های نسل اول (F₁) در منطقه تشکیل شده است. مرحله دوم دگرریختی به وسیله چین خوردن دوباره سطح محوری چین‌های نسل اول و تشکیل چین‌های نسل دوم (F₂) دیده می‌شود. برگ‌واره دوم (S₂) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین‌های نسل دوم در منطقه شکل گرفته است. در این مرحله، دگرریختی چیره بوده و برگ‌واره اصلی منطقه را تشکیل داده است. میل محور چین‌های نسل دوم منطقه متغیر است و از حالت کاملاً افقی تا قائم تغییر می‌کند. سوی میل این چین‌ها از فرم توده الوند پیروی می‌کند. سطح محوری چین‌های نسل دوم نیز پراکنندگی گسترده‌ای را نشان می‌دهد و امتداد برگ‌وارگی‌ها در بیشتر بخش‌ها کم‌وبیش از فرم توده الوند پیروی می‌کنند. در مرحله سوم دگرریختی، چین‌های ملایم تا باز به همراه برگ‌واره نوع سطح محوری تشکیل شده‌اند. این برگ‌وارگی در بخش‌هایی از خاور توده الوند برگ‌وارگی چیره را تشکیل می‌دهند. بیشترین میل محور چین‌های نسل سوم به سوی جنوب خاور با روند N165 است. وجود طرح‌های تداخلی چین‌های نسل اول، دوم و سوم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی به صورت چین خوردگی دوباره نوع سوم، هم‌محور بودن دگرریختی اول، دوم و سوم را نشان می‌دهد. دگرریختی چهارم (D₄) خود را به صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای (S₄) و خط‌واره کانایی (L₄) حاصل از رشد سیلیمانیت در منطقه نشان می‌دهد. این خط‌واره‌ها (L₄) در کل منطقه راستای شمال خاور - جنوب باختر را نشان می‌دهند. خط‌واره نسل چهارم در هورنفلس‌ها دیده نمی‌شود. چرخش محور چین‌های نسل دوم و همچنین برگ‌وارگی نسل دوم در پیرامون توده الوند آشکارا دیده می‌شود. این چرخش نشان می‌دهد میدان کرنش نهایی در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان از فرم توده الوند پیروی و احتمالاً توده اصلی گرانیتوبیدی الوند هم‌زمان با دگرریختی دوم به منطقه نفوذ کرده است.

کلیدواژه‌ها: دگرریختی، دگرگونی، توده الوند، همدان

*نویسنده مسئول: لیلی ایزدی کیان

E-mail: L.izadi@basu.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

و نیز بخش‌های مارنی و توفیتی به صورت میان‌لایه درون توالی اصلی وجود دارد (معین‌وزیری و بهاری‌فر، ۱۳۷۶). دگرگونی شیل‌ها، سیلتستون‌ها و برخی گری‌وک‌ها به تشکیل بخش‌های اصلی سنگ‌های منطقه یعنی اسلیت‌ها، فلیت‌ها، شیت‌ها و هورنفلس‌ها انجامیده است و میان‌لایه‌های درون آن نیز بر پایه نوع کانایی‌ها و ناخالصی‌های اولیه، سنگ‌های دگرگونی متفاوتی را ایجاد کرده‌اند (معین‌وزیری و بهاری‌فر، ۱۳۷۶). با حرکت به سوی توده نفوذی الوند بر شدت دگرگونی ناحیه‌ای افزوده شده به گونه‌ای که دگرگونی از رخساره شیت سبز شروع می‌شود و تا رخساره گرانولیت (احتمالاً ادامه پیدا می‌کند (بدرزاده، ۱۳۸۱). پدیده تفریق دگرگونی و شدت آن از اسلیت‌ها به میکاشیت‌ها افزایش می‌یابد و گاهی به شدت از میکا غنی می‌شود. بیرون آمدن کوارتز از درون سنگ‌های پلیتیک موجب غنی‌شدگی متن سنگ از کانایی‌های دیگر مانند بیوتیت، گارنت، استارولیت و ... شده است (اشراقی، ۱۳۷۵). توده پلوتونیک الوند شامل ۳ مجموعه سنگی گابرو، گرانیت و لوکوگرانیت است (Shahbazi et al., 2010). برپایه آخرین پژوهش‌ها سنگ‌های گابرویی ویژگی ماگمای کالک‌آلکانل و گرانیت‌ها سری ماگمایی کالک‌آلکانل با پتاسیم بالا و لوکوگرانیتوبیدیها سری با پتاسیم کم را نشان می‌دهند (Shahbazi et al., 2010). مشاهده لایه‌بندی اولیه در مناطقی که دچار دگرریختی و دگرگونی‌های بسیار شده‌اند معمولاً کار بسیار دشواری است، ولی در این منطقه نشانه‌های بسیاری از لایه‌بندی اولیه وجود دارد. لایه‌بندی اولیه در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (هورنفلس‌ها) معمولاً به صورت تناوبی از لایه‌های غنی و فقیر از برخی کانایی‌ها به ویژه کانای کوردیریت و میکا (شکل ۲) و همچنین به صورت لایه‌های متناوب غنی و فقیر از کوارتز دیده می‌شود.

در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای لایه‌بندی اولیه به صورت لایه‌های غنی و

محدوده مورد مطالعه در جنوب و جنوب باختر شهر همدان (برگه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان و همدان) و در میان طول‌های جغرافیایی 48°15' تا 48°45' خاوری و عرض‌های جغرافیایی 34° 50' تا 34° 15' شمالی قرار دارد. این منطقه در میان شهرستان‌های همدان، تویسرکان و اسدآباد قرار گرفته است. رشته کوه الوند به‌عنوان مهم‌ترین پدیده ریخت‌شناسی در وسط منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. از نظر زمین‌شناسی منطقه همدان بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968) به‌شمار می‌رود که با روند عمومی شمال‌باختر- جنوب خاور در حد فاصل پهنه‌های ایران مرکزی و زاگرس قرار گرفته است. بخشی از سنگ‌های این پهنه تحت تأثیر دگرگونی درجه پایین تا متوسط در رخساره شیت سبز و آمفیبولیت دگرگون‌شده‌اند و بقیه (سنگ‌های دوران سوم) غیر دگرگونی هستند (هورنفلس‌زاده، ۱۳۵۷). سنگ‌های دگرگونی منطقه به ۳ گروه اصلی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و میگماتیت‌ها تقسیم می‌شوند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای خود شامل سنگ‌های اسلیت، فلیت و انواع شیت هستند. این سنگ‌ها بیشتر در خاور و جنوب خاور توده الوند گسترش دارند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که در اثر تزریق توده الوند تشکیل شده‌اند تقریباً در پیرامون آن گسترش دارند و شامل انواع هورنفلس هستند. میگماتیت‌ها نیز در حد فاصل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و گرانیتوبیدیها و در مناطق سیمین، دره مرادیگ و تویسرکان گسترش دارند (جعفری، ۱۳۸۵) (شکل ۱).

۲- لایه‌بندی اولیه

سنگ مادر چیره سنگ‌های منطقه همدان، توالی به‌نسبت ستیری از شیل و سیلتستون است و بخش‌های ماسه‌سنگی اعم از کوارتز آرنایت، آركوز، گری‌وک

کانی‌های ورق‌بیوتیت و مسکوویت و کانی‌های آندالوزیت و گارنت همزمان با زمین‌ساخت (Syn-D₁) تشکیل شده است (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). با پیشروی دگرشکلی در منطقه آثار این برگ‌وارگی بسیار کم و بیشتر با برگ‌وارگی دوم موازی شده است، به گونه‌ای که نمی‌توان آنها را از هم جدا کرد. به دلیل دیده نشدن چین‌های ایجادکننده این برگ‌وارگی در بخش شمال باختری زیر پهنه دگرشکلی‌های پیچیده (Complexly Deformed Subzone) سنندج - سیرجان، ماهیت این برگ‌وارگی کاملاً شناخته شده نبود و بیشتر به‌عنوان لایه‌بندی ترکیبی که در اثر فراگذاری یا ترانهش (Transposition) به‌وجود آمده و از لایه‌های غنی از کانی‌های تیره (بیوتیت و گاه آمفیبول) و لایه‌های غنی از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار) معرفی می‌شد (صدیق، ۱۳۷۸ و احمدی دزکی، ۱۳۷۸). در مطالعات پیشین که در منطقه همدان صورت گرفته است (فرهپور، ۱۳۷۶؛ معین‌وزیری و بهاری فر، ۱۳۷۶)؛ (Berberian & Alavi-Tehrani, 1977) همه برگ‌وارگی S₂ (برگ‌وارگی چیره منطقه) را به‌عنوان اولین برگ‌وارگی (S₁) و فرهپور (۱۳۷۶) و بهاری فر (۱۳۷۶) آن را موازی با لایه‌بندی و (Berberian & Alavi-Tehrani (1977) آن را (S₁) به‌موازات صفحه محوری چین‌های نسل اول معرفی کرده‌اند. نوزعیم (۱۳۸۲) این برگ‌وارگی را برای اولین بار در منطقه چشمه‌پهن - نهنجه به‌موازات لایه‌بندی اولیه (Bedding Parallel Foliation) مشاهده و آن را S* معرفی می‌کند و تشکیل آن را توسط اولین مرحله دگرگونی (M₁) که پیش از اولین مرحله دگرریختی (D₁) به‌صورت ایستارخ داده می‌داند که در آن تنش و نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند. ولی در منطقه آلموقولا، برگ‌وارگی اول (S*) آشکارا در چین‌های نسل دوم همه مجموعه‌های سنگی (مجموعه آلموقولا، مجموعه چنارشیخ و اسلیت‌های همدان) دیده شد که در همه جا موازی با لایه‌بندی نبود و آن را قطع می‌کرد. این موضوع نشان از دخالت نیروهای زمین‌ساختی در تشکیل اولین برگ‌وارگی دارد و با دیدن چین‌های نسل اول در منطقه آلموقولا در شمال باختر توده الوند، زمین‌ساختی بودن برگ‌وارگی نسل اول به اثبات رسیده است (ایزدی کیان، ۱۳۸۳). لایه‌بندی اولیه و برگ‌وارگی نسل اول تقریباً به موازات هم قرار دارند و از چین خوردن برگ‌وارگی نسل اول، برگ‌وارگی نسل دوم به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای شکل گرفته است (شکل‌های ۵- الف و ب). بقایای برگ‌وارگی اول در بخش‌های میکروولیتن به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای نامتقارن (Asymmetric Crenulation Cleavages) دیده می‌شود (شکل ۵- ب) که به‌صورت تدریجی بخش‌های کلیواژ و میکروولیتن به یکدیگر تبدیل شده‌اند. وجود بخش‌های غنی از کوارتز در بخش لولایی ریزچین‌ها و تمرکز کانی‌های ورق‌بیوتیت در یال چین‌ها نشان می‌دهد که سازوکار انحلال فشاری (Pressure Solution) در تشکیل این برگ‌وارگی نقش مهمی داشته است. همچنین در این شکل همزمانی رشد پورفیروبلاست آندالوزیت و گارنت نسبت به برگ‌وارگی نسل اول دیده می‌شود و کوارتزها در لایه‌لای برگ‌وارگی نسل اول و دوم به‌صورت پهن و مسطح قرار گرفته‌اند. برخلاف سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشاهده برگ‌وارگی نسل اول در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به سختی صورت می‌گیرد و برگ‌وارگی نسل اول در هورنفلس‌ها بیشتر به‌صورت شستوزیته پیوسته (Continuous Schistosity) بدون حضور میکروولیتن دیده می‌شود که در بیشتر موارد بیوتیت‌های بسیار ریز آن را ایجاد می‌کنند.

به همراه این دگرریختی، دگرگونی درجه پایین M₁ در حد رخساره شست سبز رخ داده و پورفیروبلاست‌های گارنت، آندالوزیت به‌صورت همزمان با دگرریختی نسل اول (Syn-D₁) در سنگ‌های دگرگونی رشد کرده‌اند.

۳-۲. دگرریختی مرحله دوم (D₂)

این دگرشکلی در سنگ‌های منطقه بیشترین اثر را نسبت به دگرشکلی‌های دیگر دارد و قوی‌ترین دگرشکلی به‌شمار می‌رود. آثار دگرشکلی دوم به‌صورت چین خوردگی، تشکیل برگ‌وارگی، پدیده فراگذاری، تشکیل بودین و پهنه‌های

فقیر از سیلیکات‌های آلومینیم به ویژه سیلیمانیت و آندالوزیت (شکل ۳- الف) دیده می‌شود. همچنین لایه‌بندی اولیه به صورت لایه‌های پلیتی (شکل ۳- ب) با ستبرای بسیار کم در حد سانتی‌متر که در برخی بخش‌ها کرناتی شده‌اند و لایه‌های کوارتز-فلدسپاردشت بلور که بیشتر چین خورده‌اند، در برخی مناطق همچون چشمه‌پهن (شکل ۳- ج) دیده می‌شوند. این لایه‌ها به دلیل اختلاف رنگ، جنس و دانه‌بندی پس از تحمل دگرگونی با تمرکز رشد برخی از پورفیروبلاست‌ها همچون گارنت در متن سنگ متمایز شده‌اند.

۳-۳. دگرریختی‌های منطقه

از بررسی‌های ساختاری سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند، رخداد ۴ مرحله دگرریختی شکل‌پذیر (D₁, D₂, D₃, D₄) به‌طور آشکار دیده می‌شود که آثار آنها در منطقه به‌صورت چین خوردگی‌های بسیار (F₁, F₂, F₃, F₄)، برگ‌وارگی‌های متعدد (S₁, S₂, S₃)، خطواره‌ها، پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و گسل‌ها بر جای مانده است. از این میان دگرریختی چهارم تنها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دیده می‌شود و آثار آن در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی وجود ندارد. برگ‌وارگی‌های منطقه به‌صورت برگ‌وارگی سطح محوری هستند، بنابراین تشکیل برگ‌وارگی مرتبط با چین‌های هر مرحله از دگرریختی است و برای معرفی ساختارهای منطقه ابتدا به چین‌های هر نسل در مجموعه‌های سنگی منطقه اشاره و در ادامه برگ‌وارگی‌های هر مرحله توضیح داده خواهد شد.

۳-۱. دگرریختی مرحله اول (D₁)

معمولاً در مناطقی که چندین رویداد دگرریختی را تجربه کرده‌اند شناسایی دگرریختی‌های ابتدایی به سختی صورت می‌گیرد و منطقه همدان نیز که در بخش دگرریختی‌های پیچیده پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد از این امر مستثنی نیست. به‌ویژه پدیده فراگذاری یا ترانهش (Transposition) سبب شده است که مشاهده و تشخیص چین‌های نسل اول به‌جز در طرح‌های تداخلی چین‌های نسل‌های مختلف به‌سختی صورت گیرد. دگرریختی اول سبب 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 (بهاری فر، ۱۳۸۳). در اولین مرحله دگرریختی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با فاز حرارتی سبب دگرگون شدن سنگ‌ها و رسوبات شده و چین‌های نسل اول را در منطقه تشکیل داده است. چین‌های مربوط به دگرشکلی اول در محل‌های محدودی از زیرپهنه دگرشکلی‌های پیچیده سنندج-سیرجان دیده شده است (Mohajel et al., 2006). این چین‌ها همچنین در منطقه آلموقولا در شمال باختر توده الوند معرفی و بررسی شده است (ایزدی کیان، ۱۳۸۳؛ محجل و ایزدی کیان، ۱۳۸۶). در منطقه همدان نیز بقایایی از چین‌های نسل اول حفظ شده است که در مشاهدات صحرائی دیده می‌شود. چین‌های نسل اول بیشتر به‌صورت بسته و یال موازی هستند که در دگرریختی‌های بعدی سطح محوری آنها دوباره چین خورده است. تشخیص چین‌های نسل اول تنها به وسیله چین‌های نسل دوم امکان‌پذیر است و بنابراین در معرفی چین‌های نسل اول از چین‌های نسل دوم استفاده می‌شود. در منطقه همدان چند نمونه از چین خوردگی‌های مکرر به‌صورت ماکروسکوپی دیده شده است. این چین‌ها هم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دیده می‌شوند. یکی از زیباترین آنها در باختر توده الوند و میان روستاهای حلور و شیلاندر در کلریت شست‌های آهک‌دار رخمون دارد. در این نمونه چین‌های نسل اول، دوم و سوم توسط لایه‌بندی اولیه دیده می‌شوند (شکل ۴). برگ‌وارگی نسل اول با تشکیل کانی‌های ورق‌بیوتیت به موازات سطح محوری چین‌های نسل اول در منطقه تشکیل شده است که به دلیل پدیده فراگذاری بیشتر موازی با لایه‌بندی و از نوع برگ‌وارگی پیوسته اسلیتی (Slaty Cleavage) و شستی (Continuous Schistosity) دیده می‌شوند. این برگ‌وارگی بیشتر از

در بخش شمال باختر و جنوب خاور توده در راستای شمال خاور - جنوب باختر است که به تدریج می چرخد و در بخش شمال خاور و جنوب باختر توده در راستای شمال باختر - جنوب خاور قرار می گیرد. به دلیل وجود یک پهنه برشی در منطقه سیمین بیشترین روند محورهای چین های این بخش از حرکت پهنه برشی پیروی می کند و به سوی شمال خاور میل دارد. جهت یابی روند محورها هم در سنگ های دگرگونی مجاورتی و ناحیه ای با یکدیگر همخوانی دارد. همان گونه که پیش تر گفته شد برگ وارگی که در طی دگرریختی دوم در منطقه تشکیل شده است برگ وارگی چیره و از نوع سطح محوری است. تنها در چند منطقه کوچک از بخش خاور توده الوند برگ وارگی چیره را برگ وارگی نسل سوم ایجاد می کند و در دیگر نقاط برگ وارگی نسل دوم برگ وارگی اصلی منطقه است. جهت یابی این برگ وارگی در نمایش کلی پراکندگی زیادی دارد (شکل ۱۰- الف) و حتی قطب های آنها نیز جهت یابی خاصی نشان نمی دهند (شکل ۱۰- ب). برگ وارگی نسل دوم به شدت تحت تأثیر چین خوردگی مرحله بعد قرار گرفته است ولی به طور کلی می توان گفت که امتداد برگ وارگی ها در بیشتر بخش ها به جز بخش جنوب خاور کم و بیش از فرم توده پیروی می کند (شکل ۱۱). مسکوویت و بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت و کوردیریت پورفیروبلست های همزمان با دگرریختی نسل دوم ($Syn-D_2$) هستند (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). دیگر ساختارهای دگرریختی دوم D_2 رگه ها و کانی های دگرگونی بودین شده مانند آندالوزیت، استارولیت، پهنه های برشی و رگه ها هستند. پهنه های برشی که در این مرحله تشکیل شده اند در دگرریختی مرحله بعد چین خورده اند (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۹).

۳-۳. دگرریختی مرحله سوم (D_3)

ساختارهای حاصل از این دگرشکلی در منطقه به صورت تشکیل برگ وارگی نسل سوم (S_3)، چین های نسل سوم (F_3) و خطواره حاصل از محور ریز چین های نسل سوم (L_3) دیده می شود. این نسل بیشتر با چین خوردن برگ وارگی چیره منطقه (S_2) مشخص می شود ولی در تشکیل این چین ها رگه های گرانیتی و پگماتوئیدی نیز شرکت می کنند (شکل های ۱۲- الف و ب). چین های نسل سوم بر پایه وضعیت سطح محوری و محور (Ramsay & Huber, 1988) بیشتر به صورت ملایم (Gentle) تا باز (Open) در منطقه نمایان هستند که چین ها و برگ وارگی نسل دوم (S_2) را دوباره چین داده اند. این چین ها سطح محوری قائم (شکل ۱۲- ج) تا مایل و محور مایل تا افقی دارند. برخی از چین های مربوط به این نسل اندازه های بسیار بزرگ در حد کیلومتر دارند که تنها در مقیاس نقشه قابل مشاهده اند. در بخش اسلیتی، سنگ های دگرگونی ناحیه ای چین های نسل سوم، لولای کوچک و یال های مستقیمی دارند و چین های جناخی (شکل ۱۲- الف) با سطح محوری قائم تا مایل را ایجاد کرده اند ولی در هورنفلس ها این چین ها معمولاً بزرگ تر هستند (شکل ۱۲- د).

برگ وارگی نسل سوم از نوع سطح محوری است که به موازات چین های نسل سوم در سنگ های دگرگونی ناحیه ای به صورت کنگره ای (Crenulation Cleavage) و رخ شکستگی (Fracture Cleavage) به خوبی گسترش یافته است. برگ وارگی این نسل قائم تا مایل است و برگ وارگی نسل دوم را تحت تأثیر قرار می دهد. گسترش این برگ وارگی بسیار محدود ولی در بخش هایی از خاور توده الوند همچون عشاق، ارزانفود، میدانک، برگ وارگی چیره منطقه است (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۸). در سنگ های دگرگونی ناحیه ای این برگ وارگی از چین خوردن برگ وارگی نسل دوم (شکل ۱۳) و در بخش هایی از خاور توده الوند از رشد کانی های ورقی به موازات سطح محوری تشکیل شده است (شکل ۱۳) و در سنگ های دگرگونی مجاورتی این برگ وارگی به صورت رخ شکستگی خود را نشان می دهد. برگ وارگی نسل سوم در مقاطع میکروسکوپی به صورت رخ کنگره ای متقارن و نامتقارن (Asymmetric Crenulation Cleavage)، فاصله دار (Spaced Crenulation Cleavage) و دارای میکروولتین دیده می شود.

برشی شکل پذیر نمایان است. چین خوردگی نسل دوم که بیشتر چین های منطقه را شامل می شود بر پایه وضعیت سطح محوری و محور (Ramsay & Huber, 1988) به صورت تشکیل چین های بسته (Close) و فشرده (Tight) تا یال موازی (Isocline)، مایل (Reclined) تا خوابیده (Recumbent) و حتی یال برگشته (Overturned) است (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). این چین خوردگی در واحدهای مختلف سنگ های دگرگونی ناحیه ای (شکل ۶- الف)، مجاورتی (شکل ۶- ب) و حتی میگماتیت ها (شکل ۶- ج و د) آشکارا دیده می شود.

ماهیت برگ وارگی نسل دوم که در منطقه برگ وارگی چیره را ایجاد کرده است، بیشتر از نوع شیستوزیته سطح محوری (شکل ۷- الف) و در بخش هایی از نوع برگ وارگی میولینی (شکل ۷- ب) است (ایزدی کیان، ۱۳۸۸). این برگ وارگی گاهی به موازات لایه بندی دیده می شود که در طی دگرشکلی های بعدی چین خورده و برگ وارگی سوم را در منطقه ایجاد کرده است. ویژگی های این نسل از برگ وارگی به تفکیک نوع دگرگونی در ادامه بیان می شود. این برگ وارگی در سنگ های دگرگونی ناحیه ای با تشکیل کانی های صفحه ای مانند بیوتیت و مسکوویت ایجاد شده است و برخی از بلورهای کوارتز در راستای این برگ وارگی به بلورهای طولی تغییر شکل داده اند و تخت شدگی نشان می دهند (شکل ۷- ج). از دید ریخت شناسی (Passchier & Trouw, 2005) برگ وارگی نسل دوم در سنگ های دگرگونی ناحیه ای گوناگون است و از برگ وارگی پیوسته تا فاصله دار (Spaced Foliation) را شامل می شود. در بخش باختر توده الوند برگ وارگی پیوسته از نوع اسلیتی و در بخش خاور توده الوند از نوع شیستوزیته است. در برگ وارگی فاصله دار نیز هر دو نوع برگ وارگی کنگره ای و انفصالی (Disjunctive) تشکیل شده است که از چین خوردن برگ وارگی اولیه (S_1) و رشد کانی های ورقی به وجود آمده است و در نوع برگ وارگی کنگره ای هر دو نوع متقارن و نامتقارن در مقاطع میکروسکوپی دیده می شود. برگ وارگی نسل دوم در نزدیکی چین هایی که از رگه های کوارتزی و پگماتوئیدی شکل گرفته اند تغییر جهت می دهد و ساختار بطری گون را ایجاد می کند (شکل ۷- ب). در سنگ های دگرگونی مجاورتی که نسبت به توده نفوذی فاصله دارند برگ وارگی نسل دوم بیشتر به صورت برگ وارگی پیوسته اسلیتی دیده می شود که کانی های ورقی آن ریز هستند. در تشکیل این برگ وارگی بیوتیت نقش اصلی و مسکوویت سهم کمتری دارد. در سنگ های دگرگونی مجاورتی برگ وارگی کنگره ای دیده نمی شود ولی برگ وارگی فاصله دار از نوع انفصالی (Disjunctive) در مقاطع میکروسکوپی وجود دارد (شکل ۷- د).

میل محور چین های نسل دوم منطقه متغیر است و از حالت کاملاً افقی تا قائم تغییر می کند. سوی میل این چین ها نیز در هنگام نمایش روی استریونت روند خاصی نشان نمی دهد و تقریباً می توان گفت که این روند از شمال باختر تا خاور، جنوب خاور و جنوب باختر پراکندگی دارد (شکل ۸- الف). سطح محوری چین های نسل دوم نیز پراکندگی گسترده ای را نشان می دهد و جهت یابی ترجیحی خاصی ندارد دلیل آن چین خوردگی دوباره چین های نسل دوم در دگرریختی های بعدی است (شکل ۸- ب). وقتی محور چین های نسل دوم روی نقشه کلی رسم می شود سوی میل محور چین ها معنی دار می شود. همان گونه که در شکل ۹ نیز مشخص است محور چین های نسل دوم از شکل کلی توده گرانیتوئیدی الوند پیروی می کند و هماهنگ با تغییرات شکل ظاهری توده الوند روند محور چین ها نیز تغییر می کند (شکل ۹). چین هایی که از توده الوند فاصله بیشتری دارند (برای نمونه در منطقه چشمه پهن، زمان آباد، کمری، انجلاس و ...) روند شمال باختر - جنوب خاور را نشان می دهند. ولی چین هایی که به توده نزدیک تر هستند روند محورهای آنها از پیچ و خم توده الوند پیروی می کند و به عبارت دیگر نفوذ توده الوند، محور چین های نسل دوم را تحت تأثیر خود قرار داده است. گفتنی است که پیکان های نمایش داده شده در روی نقشه با در نظر گرفتن بیشترین جهت یابی محور چین های نسل دوم رسم شده است. روند محور چین ها

فرم توده الوند پیروی می‌کند. جاسازی برای بالا آمدن توده الوند با ایجاد فضاهای کششی به‌وجود آمده است (محبجل، ۱۳۸۴) و توده خیلی راحت در این فضای باز شده بالا آمده و جای گرفته است و بنابراین تنش کمتری را به سنگ‌های میزبان خود وارد کرده است. با بالا آمدن ماگما در شکاف کششی یک سامانه برشی ساده، سنگ بستر به همراه عناصر زمین‌ساختی موجود می‌چرخد (Castro & Fernandez, 1998) (شکل ۲۱).

چرخش محور چین‌های نسل دوم و همچنین برگ‌وارگی نسل دوم در پیرامون توده الوند آشکارا دیده می‌شود (شکل ۲۲). با جایگزین شدن ماگمای جدید به بخش مرکزی، توده نفوذی می‌چرخد و به‌همراه آن برگ‌وارگی و چین‌های سنگ بستر نیز می‌چرخند. در منطقه همدان این چرخش از دگرریختی دوم شروع شده و در زمان دگرریختی سوم نیز کمی ادامه داشته است. تأثیر این چرخش در مورد چین‌های نسل دوم و سوم، به‌صورت پیروی محور این چین‌ها از فرم توده الوند دیده می‌شود. البته چرخش چین‌های نسل سوم در بخش خاور توده الوند نسبت به بخش باختر بیشتر دیده می‌شود. این چرخش در مورد ریزچین‌های نسل چهارم دیده نمی‌شود و محور ریزچین‌های نسل چهارم از شکل توده الوند تأثیر نپذیرفته‌اند و این دگرریختی پس از جایگزینی بخش اصلی توده نفوذی الوند (گرانیت‌های پورفیری) شکل گرفته است. در منطقه همدان و نواحی مجاور سنگ‌های رسوبی با سن پیش از تریاس وجود ندارد، بنابراین صحبت از حرکات کوهزایی پیش از مزوزویک لزومی ندارد. همچنین در منطقه همدان سنگ‌های با سن تریاس دیده نمی‌شود و سن پروتولیت توالی دگرگونی احتمالاً متعلق به تریاس پیشین تا ژوراسیک پایانی است (سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸). دگرریختی در منطقه همدان پیش، همزمان و پس از جایگیری گرانیت‌های پورفیروئید صورت گرفته است. اولین برگ‌وارگی مربوط به پیش از جایگیری گرانیت‌هاست و برگ‌وارگی دوم همزمان با تزریق گرانیتوئیدهای پورفیروئید تشکیل شده است. مجموعه پلوتونیک الوند در یک رژیم کششی در ارتباط با کمان - قاره در طول فرورانش نوتیتس به زیر پوسته سندانج - سیرجان ایجاد شده است (Shahbazi et al., 2010). با توجه به تعیین سن جدید بر روی این مجموعه که سن توده گرانیتوئید الوند را ۱۶۲ تا ۱۶۴ میلیون برآورد کرده است (Shahbazi et al., 2010) می‌توان سن دگرریختی دوم را نیز در این محدوده زمانی در نظر گرفت.

۵- نتیجه‌گیری

چهار مرحله دگرریختی شکل‌پذیر در منطقه همدان شکل گرفته که در هر مرحله چین، برگ‌وارگی و خطوط تشکیل شده است. در اولین مرحله دگرریختی منطقه (D_1) برگ‌وارگی (S_1) و چین‌های نسل اول (F_1) در منطقه تشکیل شده است. از این برگ‌وارگی آثار کمی در منطقه برجای مانده و توسط دگرریختی‌های بعدی به‌صورت موازی با برگ‌وارگی دوم و لایه‌بندی درآمده و جدایی آن تنها در بخش لولای چین‌های نسل دوم امکان‌پذیر است. مرحله دوم دگرریختی به‌وسیله چین‌خوردن دوباره سطح محوری چین‌های نسل اول و تشکیل چین‌های نسل دوم (F_2) دیده می‌شود. برگ‌وارگی دوم (S_2) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین‌های نسل دوم در منطقه شکل گرفته است. این مرحله، دگرریختی چیره و برگ‌وارگی اصلی منطقه را تشکیل داده است. میل محور چین‌های نسل دوم منطقه متغیر است و از حالت کاملاً افقی تا قائم تغییر می‌کند. سوی میل این چین‌ها از فرم توده الوند پیروی می‌کند. سطح محوری چین‌های نسل دوم نیز پراکندگی گسترده‌ای را نشان می‌دهد و امتداد برگ‌وارگی‌ها در بیشتر بخش‌ها کم و بیش از فرم توده الوند پیروی می‌کنند. در مرحله سوم دگرریختی، چین‌های ملایم تا باز به‌همراه برگ‌وارگی نوع سطح محوری تشکیل می‌شوند. این برگ‌وارگی در بخش‌هایی از خاور توده الوند برگ‌وارگی چیره را تشکیل می‌دهد.

بر خلاف محور چین‌های نسل دوم، محور چین‌های نسل سوم پراکندگی زیادی نشان نمی‌دهند (شکل ۱۴- الف) و بیشترین میل محور چین‌های نسل سوم در روی شبکه استریونت به‌سوی جنوب خاور با روند N165 است.

سطح محوری چین‌های نسل سوم جهت‌یابی خاصی نشان نمی‌دهند و به نظر می‌رسد تحت تأثیر دگرریختی مرحله بعد قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱۴- ب و ج). با توجه به نقشه شکل ۱۵ محور چین‌های نسل سوم نسبت به توده الوند تغییر زیادی نشان نمی‌دهد و تنها در انتهای جنوب خاور توده الوند محور چین‌ها دستخوش تغییرات شده است. گارنت، استارولیت، کلریت، بیوتیت و مسکوویت پورفیروبلاست‌هایی هستند که همزمان با دگرریختی نسل سوم $(Syn-D_3)$ رشد کرده‌اند (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). با این که محورهای اندازه‌گیری شده چین‌های نسل دوم و سوم با یکدیگر همخوانی ندارند، وجود طرح‌های تداخلی چین‌های نسل دوم و سوم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی به‌صورت نوع سوم (Ramsay & Huber, 1988) هم محور بودن دگرریختی دوم و سوم را تأیید می‌کند (شکل ۴).

۴-۳ دگرریختی مرحله چهارم (D_4)

این دگرریختی برای اولین بار در منطقه چشمه‌پهن (نوزعم، ۱۳۸۲) به‌صورت محدود و غیر فراگیر شناسایی و بررسی شد. آثار این دگرریختی در کل منطقه همدان در پیرامون توده الوند دیده می‌شود. با این ویژگی که تنها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشاهده و اندازه‌گیری کرد و آثار آن در هورنفلس‌ها تنها به‌صورت رشد سیلیمانیت دیده می‌شود. این دگرریختی به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای و خطواره کانایی حاصل از رشد سیلیمانیت در منطقه خود را نشان می‌دهد. در دگرریختی مرحله چهارم ریزچین‌هایی (شکل‌های ۱۶- الف و ب) ایجاد شده‌اند که بیشتر خطواره‌های نسل سوم را تحت تأثیر قرار داده‌اند. بسیاری از این ریزچین‌ها در بخش خاوری توده الوند، در اثر رشد پورفیروبلاست سیلیمانیت ایجاد شده‌اند. سیلیمانیت‌هایی که در بخش خاوری توده الوند در رخنمون سنگی دیده می‌شوند بیشتر در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت‌بودین شده و یا چین‌خورده رشد کرده‌اند (شکل‌های ۱۷- الف و ب) و بنابراین روند آنها غیر واقعی به‌نظر می‌رسد. ولی پورفیروبلاست‌های سیلیمانیت که آزادانه رشد کرده‌اند بیشترین روند رشد را در راستای N185 نشان می‌دهند و هم روند با خطواره نسل چهارم یعنی در راستای عمومی شمال خاور- جنوب باختر در منطقه رشد کرده‌اند (شکل ۱۸). این پورفیروبلاست‌ها کاملاً سالم هستند و برخلاف گروه اول بودین‌شدگی و چین‌خوردگی نشان نمی‌دهند. در این مرحله بیشتر پورفیروبلاست‌های آندالوزیت از حاشیه به مسکوویت و سیلیمانیت تبدیل شده‌اند. موقعیت کلی خطواره‌های نسل چهارم در کل منطقه همدان در شکل ۱۹ رسم شده است. توده نفوذی الوند با توجه به شکلش هیچ تأثیری در تغییر روند این خطواره‌ها نداشته است.

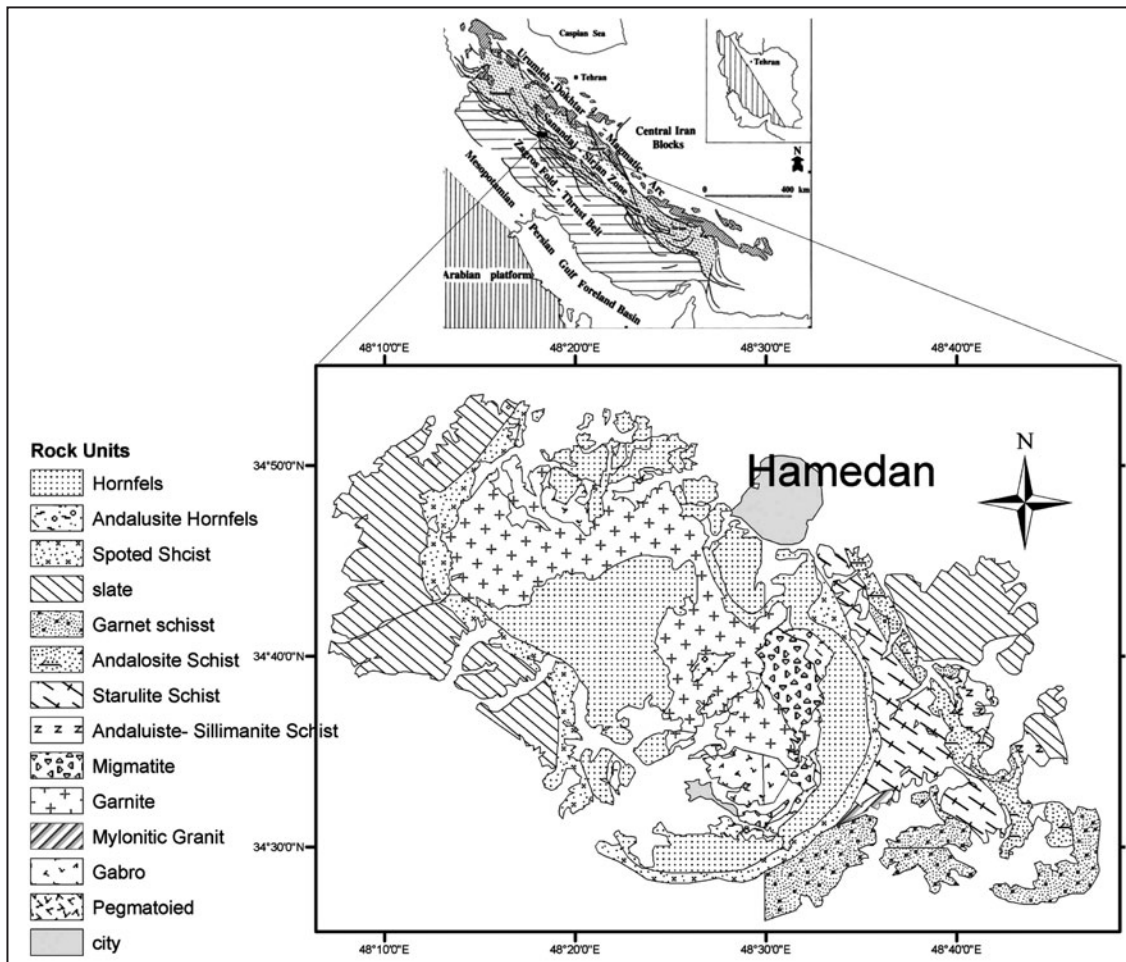
برگ‌وارگی نسل چهارم در مقاطع عمود بر خطواره نسل سوم و چهارم به‌صورت کینک‌باند منفرد یا ریزچین دیده می‌شود. به‌دلیل تلاقی دو خطواره نسل سوم و چهارم مقطع آنها به‌صورت کینک‌باند مزدوج دیده می‌شود که با کمی دقت مشخص می‌شود که در اصل آنها کینک‌باندهای منفرد هستند که در طی دگرریختی‌های جدا تشکیل شده‌اند و کینک‌باندهای جوان‌تر (S_4) کینک‌باندهای کهن‌تر (S_3) را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۲۰). در راستای این برگ‌وارگی رشد کانی‌های ورق‌ی دیده نمی‌شود و تنها خمش کانی‌های ورق‌ی آن را ایجاد می‌کند.

۴- بحث

همان‌گونه که در بخش‌های پیش گفته شد میل محور چین‌های نسل دوم منطقه متغیر است و از حالت کاملاً افقی تا قائم تغییر می‌کند. سوی میل این چین‌ها از فرم توده الوند پیروی می‌کند. سطح محوری چین‌های نسل دوم نیز پراکندگی گسترده‌ای نشان می‌دهد و امتداد برگ‌وارگی‌ها در بیشتر بخش‌ها کم و بیش از

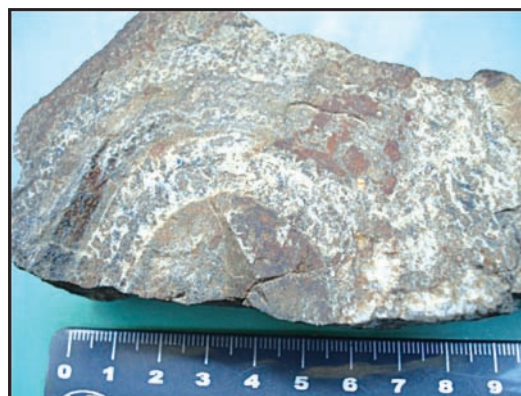
از دگرگونی مجاورتی و همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه شکل گرفته‌اند. مرحله چهارم دگرریختی که با رشد کانی‌های حرارت بالا همراه بوده احتمالاً در دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است. چرخش محور چین‌های نسل دوم و همچنین برگ‌وارگی نسل دوم در پیرامون توده الوند آشکارا دیده می‌شود. این چرخش نشان می‌دهد میدان کرنش نهایی در این بخش از سنندج-سیرجان از فرم توده الوند پیروی می‌کند و احتمالاً توده اصلی گرانیتویدی الوند همزمان با دگرریختی دوم به منطقه نفوذ کرده است.

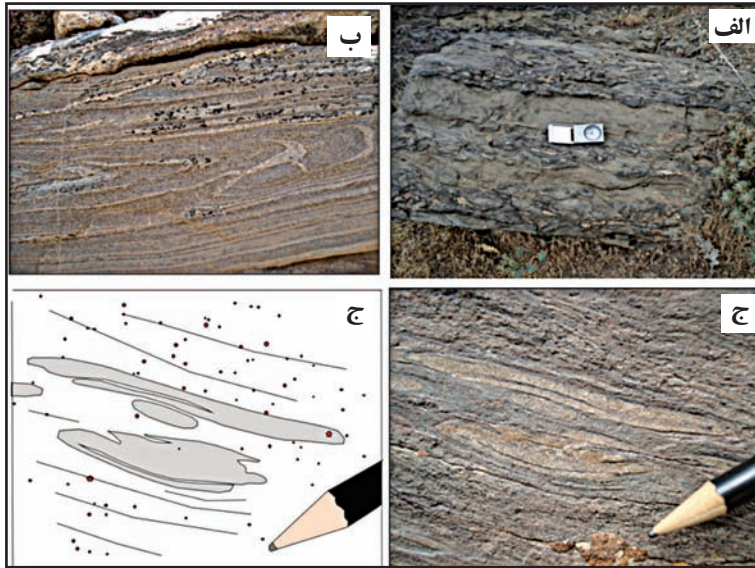
بیشترین میل محور چین‌های نسل سوم به سوی جنوب خاور با روند N165 است. وجود طرح‌های تداخلی چین‌های نسل اول، دوم و سوم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی به صورت نوع سوم، هم‌محور بودن دگرریختی اول، دوم و سوم را تأیید می‌کند. دگرریختی چهارم خود را (D_4) به صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای (S_4) و خطواره کانایی (L_4) حاصل از رشد سیلیمانیت در منطقه نشان می‌دهد. این خطواره‌ها (L_4) در کل منطقه راستای شمال خاور - جنوب باختر دارند. این خطواره در هورنفلس‌ها دیده نمی‌شود. ۳ مرحله دگرریختی اول احتمالاً پیش



شکل ۱- موقعیت منطقه در پهنه سنندج - سیرجان و نقشه زمین‌شناسی منطقه همدان، تلفیقی از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان، تویسرکان، ملایر و نهاوند سازمان زمین‌شناسی کشور.

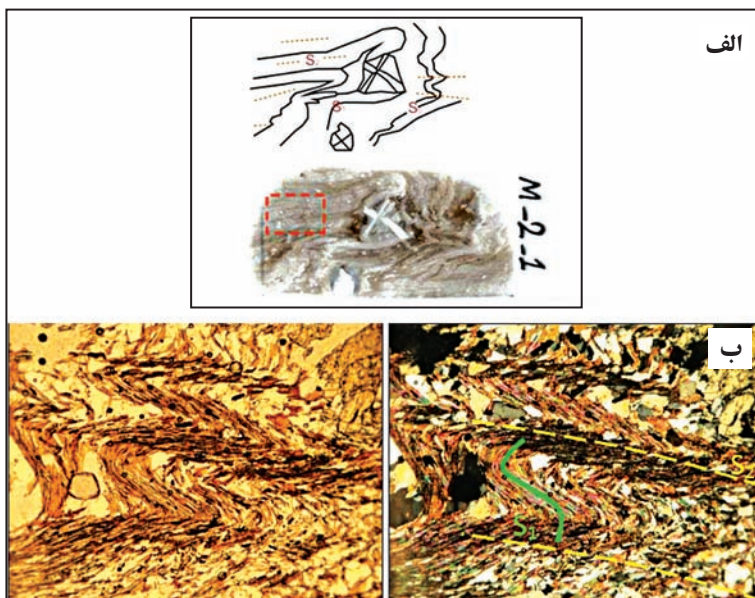
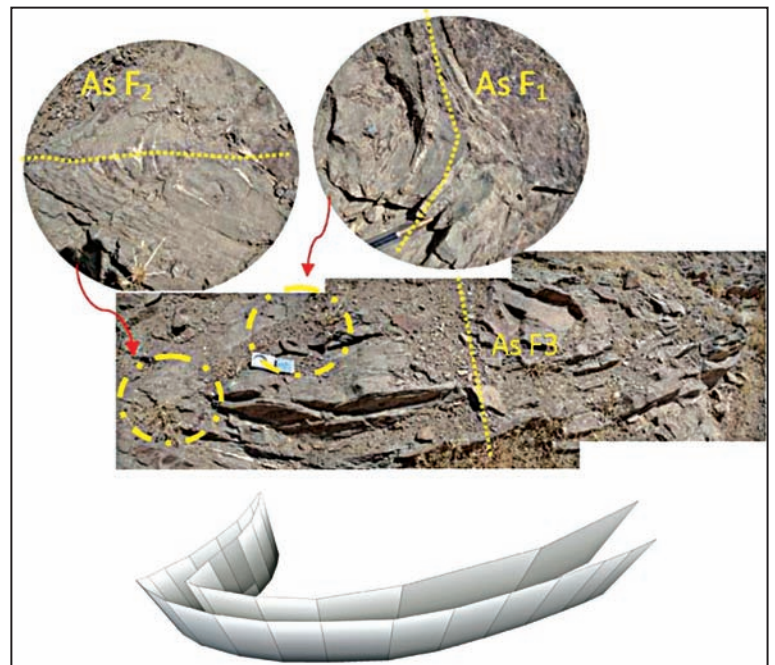
شکل ۲- لایه‌بندی اولیه به صورت لایه‌های غنی و فقیر از کوردپریت، میکا و کوارتز در هورنفلس دره مرادیبک.





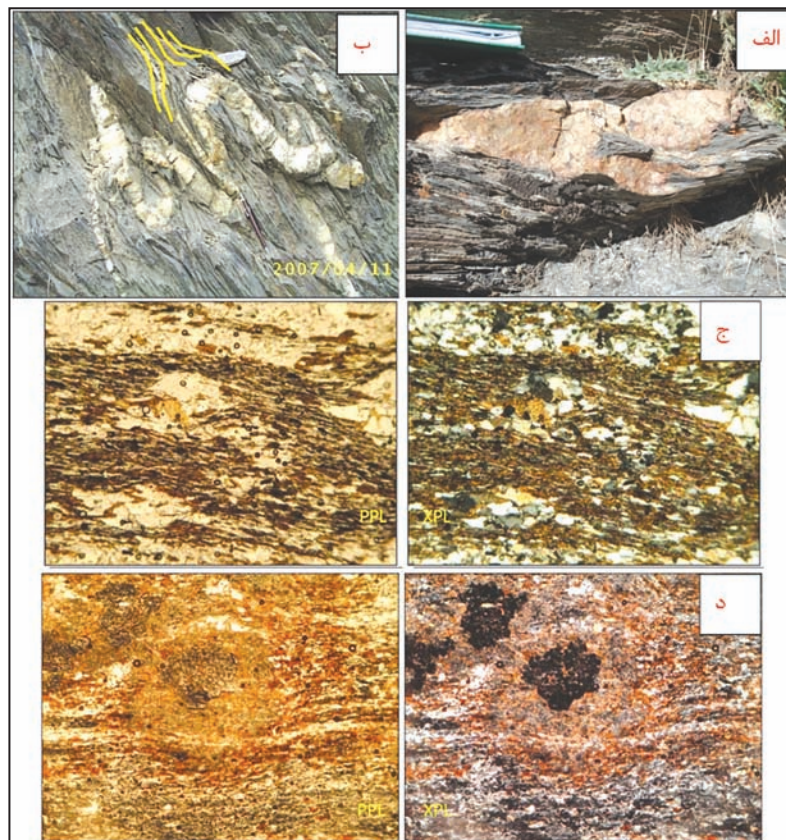
شکل ۳- الف) لایه‌های غنی و فقیر از آندالوزیت در آندالوزیت شیست دهنو اسداله‌خان، نگاه به N30E؛ ب) تناوب لایه‌های ماسه‌سنگی و سیلتی در میگماتیت‌های سیمین، نگاه به S10W؛ ج) آثار لایه‌بندی اولیه در گارنت شیست چشمه‌پهن و شکل نمادین آن، نگاه به S60E.

شکل ۴- چین‌خوردگی نسل اول در شیست آهکی باختر توده الوند، منطقه لولای چین‌های نسل اول، دوم و سوم و سطح محوری آنها مشخص شده است، چین نسل سوم به صورت یک چین باز دیده می‌شود، نگاه به شمال، شکل نمادین در زیر تصویر اصلی طراحی شده است.



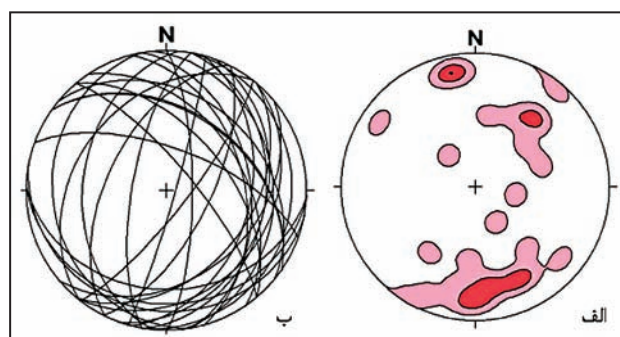
شکل ۵- الف) چین‌های ریز مقیاس نسل دوم و لایه‌بندی اولیه در مقطع نازک، منطقه میدانک؛ ب) برگ‌وارگی نسل اول به صورت ریزچین‌های نامتقارن در میان برگ‌وارگی نسل دوم 10X.

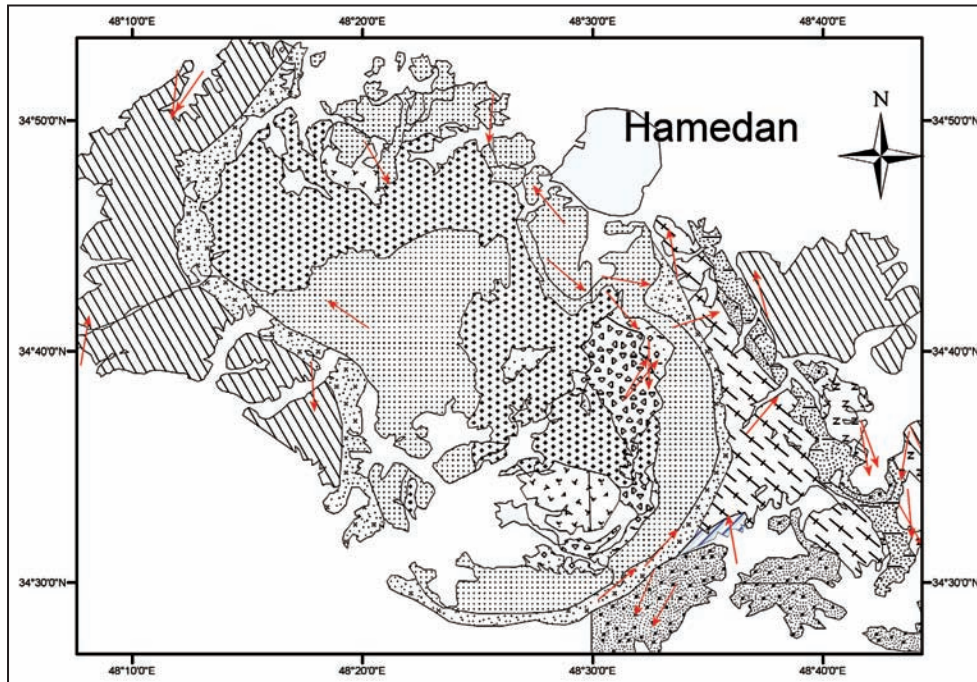
شکل ۶- الف) چین یال موازی با سطح محور شیب‌دار نسل دوم رگه پگماتوئید در گارنت‌شیت چشمه‌پهن، نگاه به جنوب؛ ب) چین خوابیده نسل دوم در کوردیریت هورنفلس دره مرادبیک، نگاه به باختر؛ ج) چین مشابه نسل دوم در میگماتیت‌های سیمین، نگاه به $S20^{\circ}W$ ؛ د) چین موازی نسل دوم در میگماتیت‌های سیمین، نگاه به $S20^{\circ}W$.



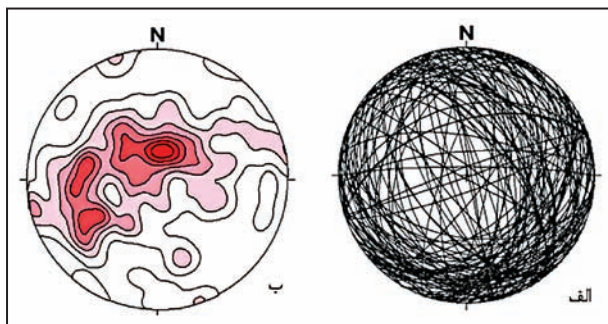
شکل ۷- الف) چین یال موازی رگه کوارتزی در استارولیت‌شیت و گسترش برگ‌وارگی موازی سطح محوری آن، نگاه به خاور؛ ب) چین‌های یال موازی با سطح محوری شیب‌دار در گارنت‌شیت جوکار و ساخت بطری‌گون، نگاه به $N30^{\circ}E$ ؛ ج) تصویر میکروسکوپی برگ‌وارگی نسل دوم به صورت پیوسته در بخش پایین تا فاصله‌دار در بخش بالا که برخی از کوارتزها موازی آن تخت‌شدگی نشان می‌دهند، $10\times$ ؛ د) تصویر میکروسکوپی برگ‌وارگی نسل دوم در هورنفلس‌ها به صورت پیوسته اسلیتی تا انفصالی، بزرگ‌نمایی $10\times$.

شکل ۸- الف) نمودار کنتوری محور چین‌های نسل دوم و ب) سطح محوری چین‌های نسل دوم در کل منطقه، $n=30$.

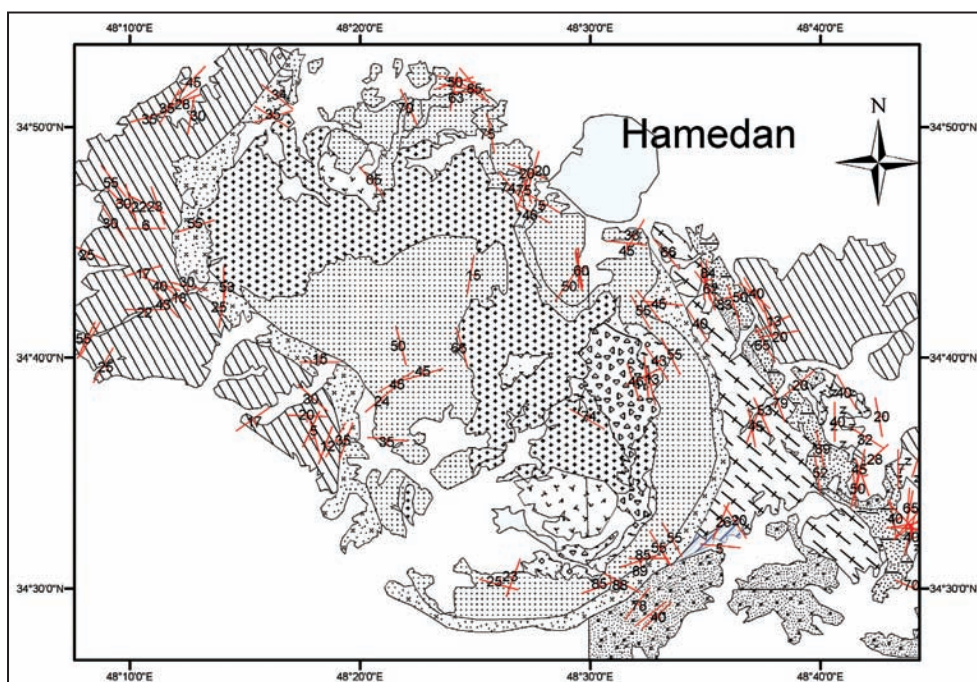




شکل ۹- موقعیت محور چین‌های نسل دوم در نقشه زمین‌شناسی منطقه همدان.



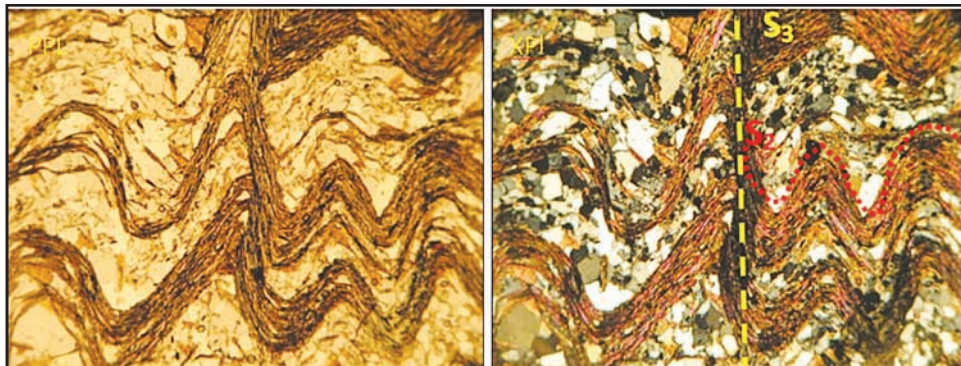
شکل ۱۰- الف) موقعیت کلی برگ‌وارگی نسل دوم؛
ب) نمودار کنٹوری قطب برگ‌وارگی نسل دوم.
 $n=138$



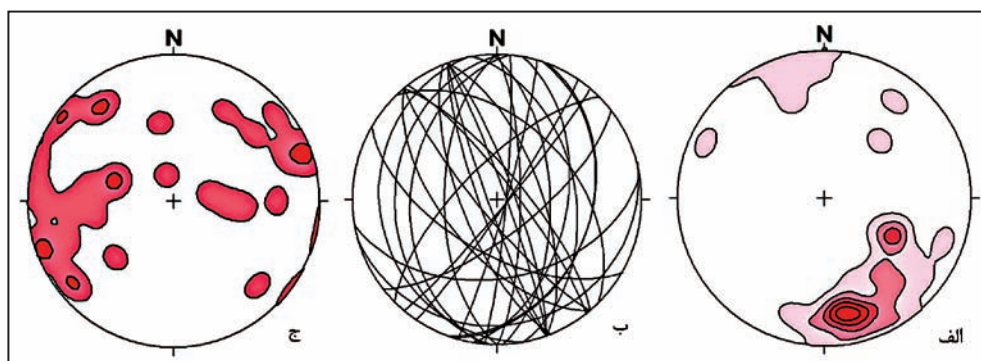
شکل ۱۱- موقعیت برگ‌وارگی نسل دوم (چیره) در منطقه همدان.



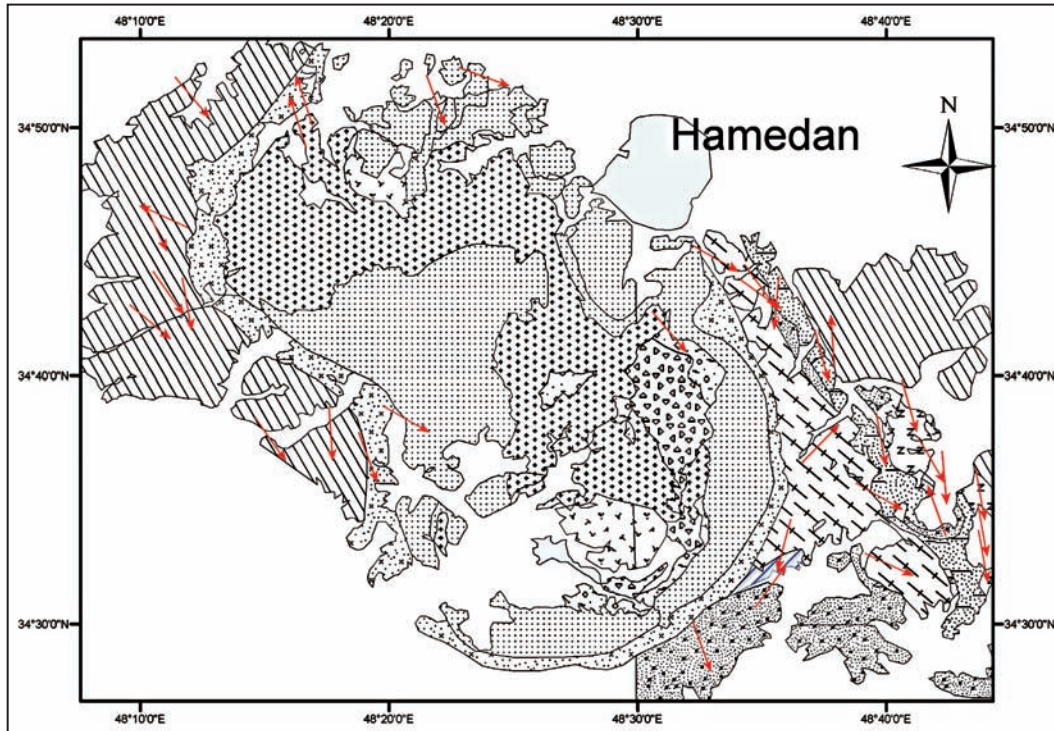
شکل ۱۲- الف) چین قائم نسل سوم رگه گرانیتی در هورنفلس و فرجین (شمال توده الوند)، نگاه به شمال؛ ب) چین‌های جناغی نسل سوم در اسلیت‌های انجلاس (خاور توده الوند)، نگاه به S۲۰E؛ ج) چین نسل سوم با محور افقی و سطح محوری قائم از رگه پگماتوئیدی در کمری (خاور توده الوند)، نگاه به زمین؛ د) چین موازی نسل سوم همراه با بودیناز لایه‌بندی اولیه در هورنفلس کوه دره‌غار (جنوب خاور توده الوند)، نگاه به NE.



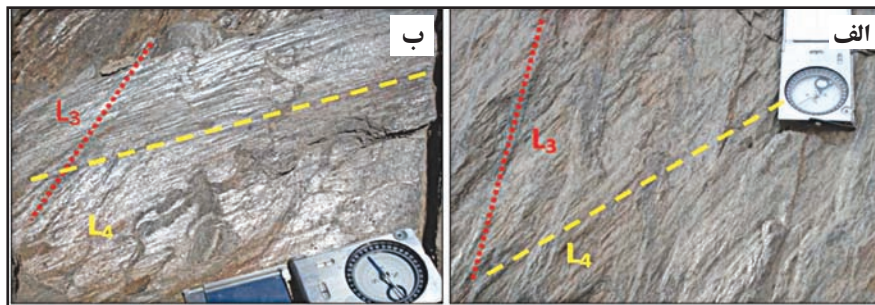
شکل ۱۳- تصویر میکروسکوپی برگ‌وارگی کنگره‌ای نسل سوم در گارنت میکاشیست، بزرگ‌نمایی ۱۰X.



شکل ۱۴- الف) نمودار کنتوری موقعیت محور چین‌های نسل سوم، $n=32$ ؛ ب) موقعیت سطح محوری چین‌های نسل سوم، $n=36$ ؛ ج) نمودار کنتوری قطب برگ‌وارگی نسل سوم.

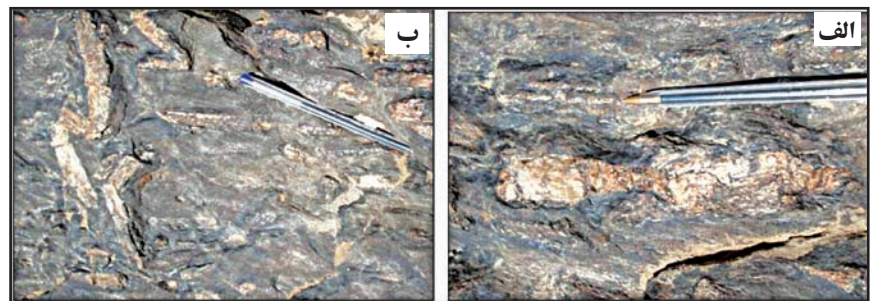


شکل ۱۵- موقعیت محور چین‌های نسل سوم در سنگ‌های دگرگونی همدان.

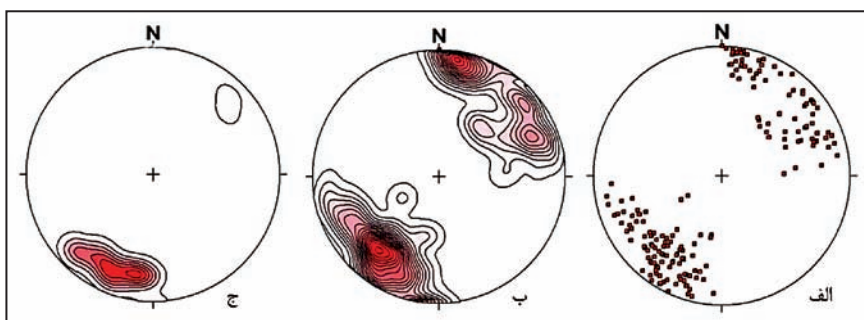


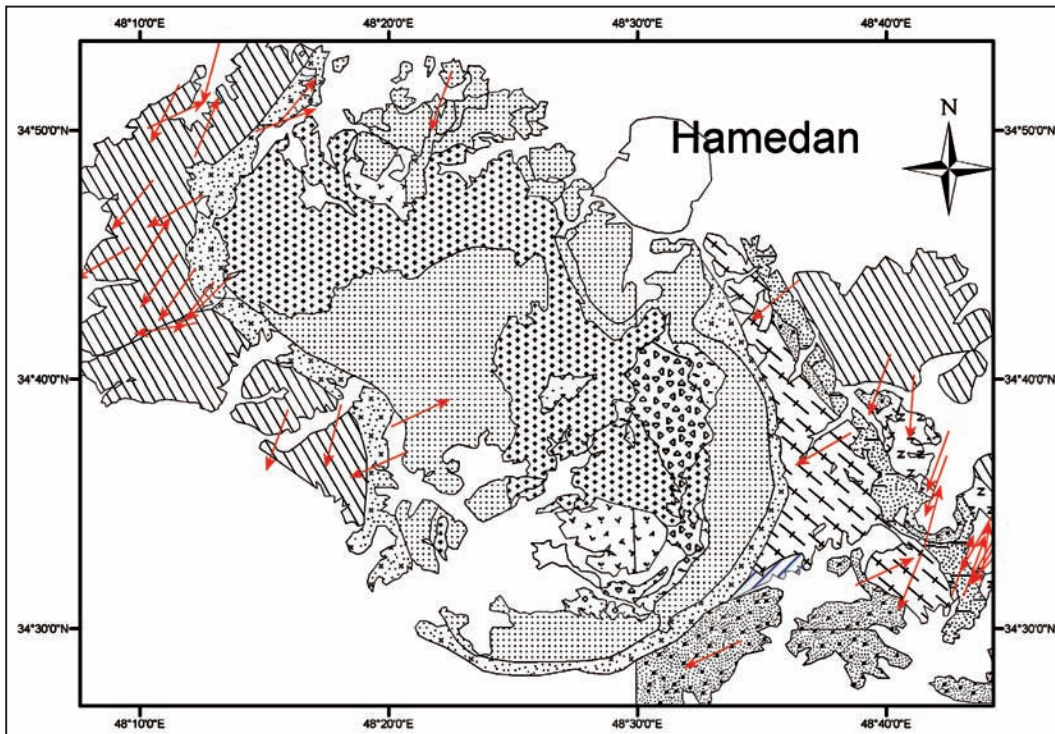
شکل ۱۶- الف و ب) خطواره ریزچین نسل چهارم که خطواره نسل سوم را تحت تأثیر قرار داده است. میل این خطواره از افقی (الف، نگاه به سطح زمین) تا شیب‌دار تغییر می‌کند (ب، نگاه به باختر)، منطقه چشمه پهن.

شکل ۱۷- الف) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست بودین شده آندالوزیت؛ ب) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست چین خورده آندالوزیت، ده‌نواسداله‌خان.

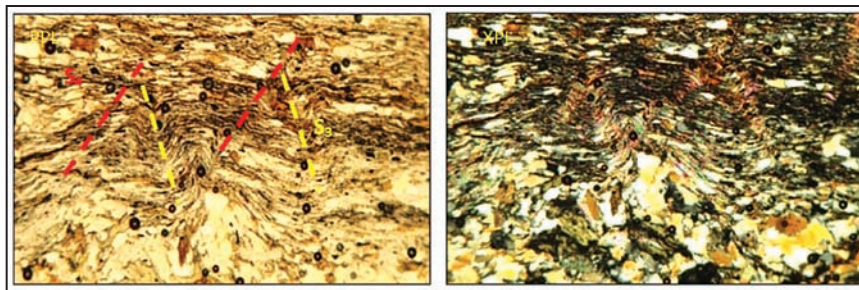


شکل ۱۸- الف) خطواره نسل چهارم در کل منطقه همدان، $n=193$ ؛ ب) نمودار کنتوری خطواره نسل چهارم؛ ج) نمودار کنتوری موقعیت سیلیمانیت‌هایی که آزادانه رشد کرده‌اند، $n=29$.

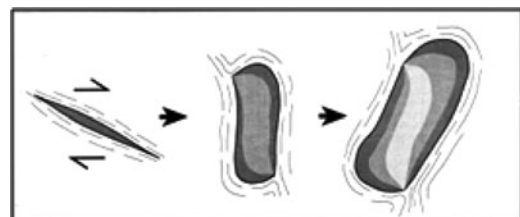
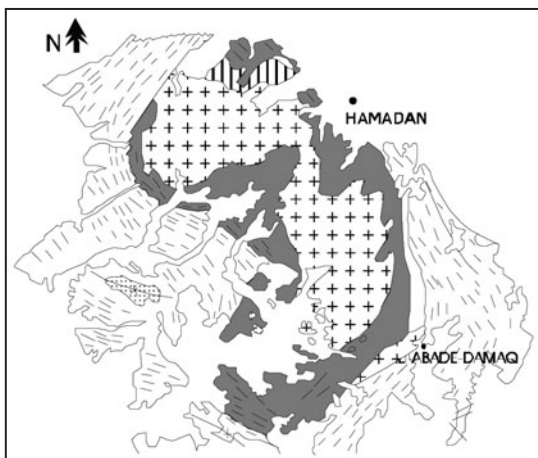




شکل ۱۹- موقعیت محور چین‌های نسل چهارم در سنگ‌های دگرگونی همدان.



شکل ۲۰- تصویر میکروسکوپی برگ‌وارگی نسل چهارم (خط چین سرخ رنگ) به صورت کینک‌باند که برگ‌وارگی نسل سوم (خط چین زرد) را قطع می‌کند، بزرگ‌نمایی ۱۰X.



شکل ۲۱- بالا آمدن ماگما در فضای کششی و چرخش شکستگی کششی (Castro & Fernandez, 1998).

شکل ۲۲- توده گرانیتوئید الوند و چرخش فابریک در سنگ‌های دربرگیرنده به موازات همبری توده نفوذی (محجل، ۱۳۸۴).

کتابنگاری

- احمدی دزکی، ق.، ۱۳۷۸- دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۳۰ ص.
- اشراقی، ص.، ۱۳۷۵- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی ناحیه الوند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۵۰ ص.
- اشراقی، ص.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی توپوگرافیک، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه همدان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۳- تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقولا (شمال باختر همدان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۵ ص.
- ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۸- تحلیل ساختاری و پتروفابریکی سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند (جنوب و جنوب باختر همدان) رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۰ ص.
- ایزدی کیان، ل.، علوی، س. ا. و محجل، م.، ۱۳۸۹- تحلیل ساختاری پهنه برشی سیمین- دره مرادیبیک، جنوب همدان، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سال نوزدهم، شماره ۷۵، بهار ۸۹.
- ایزدی کیان، ل.، علوی، س. ا.، محجل، م. و سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۸۸- دگرریختی چندمرحله‌ای در منطقه کمری - دهنو اسداله‌خان، جنوب خاور همدان، فصلنامه علمی- پژوهشی زمین‌شناسی ایران، سال سوم، شماره یازدهم، پاییز.
- بدرزاده، ز.، ۱۳۸۱- پترولوژی دگرگونه‌های منطقه سرابی- توپوگرافیک با تأکید ویژه بر ماهیت دگرگونه‌های درجه بسیار بالا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (پترولوژی)، پژوهشکده علوم زمین، ۱۵۰ ص.
- بهرای فر، ع. ا.، ۱۳۸۳- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۸ ص.
- جعفری، ر.، ۱۳۸۵- پترولوژی میگماتیت‌ها و سنگ‌های پلوتونیک منطقه جنوب سیمین همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (پترولوژی)، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۵۶ ص.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری (پترولوژی)، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- صدیق، م.، ۱۳۷۸- تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونی در ناحیه موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس.
- فرهپور، م. و علیزاده گنجی، م.، ۱۳۸۲- تحلیل هندسی میکاشیست‌های خاور باتولیت همدان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۹-۵۰، پاییز و زمستان.
- فرهپور، م.، ۱۳۷۶- تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای خاور باتولیت همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۲۰ ص.
- محجل، م. و ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۶- چین خوردگی‌های چند مرحله‌ای و سازوکار تشکیل آنها در تکتونیت‌های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (باختر همدان)، فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۶.
- محجل، م.، ۱۳۸۴- تأثیر تکتونیک تراسپرسی (transpression) در فضا سازی برای نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سنندج- سیرجان (بخش شمال باختری)، نهمین انجمن زمین‌شناسی ایران.
- معین وزیری، ح. و بهاری فر، ع. ا.، ۱۳۷۶- بررسی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- نوزعیم، ر.، ۱۳۸۲- تحلیل شیست‌های همدان در منطقه چشمه پهن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس.
- هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۷- بررسی مسئله فازهای تغییر شکل و دگرگونی در زون شهر کرد- سنندج، نشریه کانون مهندسی، شماره ۵۹.

References

- Berberian, M. & Alavi-tehrani, N., 1977- Structural Analyses of Hamadan Metamorphic Tectonites : A Paleotectonic Discussion. Geological and Mining Survey of Iran. 263-278.
- Castro, A. & Fernandez, C., 1998- Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain, Journal of Structural Geology, Vol. 20, No. 9/10, pp. 1219 to 1228.
- Mohajjel, M., Baharifar, A., Moinevaziri, H. & Nozaem, R., 2006- Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALSbearing schist's, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 2005- Microtectonics (2nd ed.), Springer-Verlag, Berlin.
- Ramsay, J. G. & Huber, M., 1988- The Techniques of Modern Structural Geology. Academic Press, V. 2, P.309-700.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. C. & 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 Associated petroleum Geological Bulletin, 52, 1229-1258.

Deformation Stages of the Metamorphic Rocks in Hamedan Area and Their Relationship with Alvand Intrusive Pluton

L. Izadi kian ^{1*}, M. Mohajjel ² & S. A. Alavi ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, University of Tarbiat Modarres, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty Of Earth Science, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

Received: 2011 July 12

Accepted: 2012 December 31

Abstract

Hamedan area is in the NW of the Sanandaj-Sirjan Zone. Different types of plutonic rocks are outcropped in this area which in turn, surrounded by the various metamorphic rocks (regional and contact metamorphism). Four ductile deformation stages were recognized. Each of them is accompanied with formation of fold, foliation and lineation. The first generation foliation (S1) and folds (F1) formed at the first stage of deformation (D1). The second deformation defined by refolding of the first axial surface and forming of the second foliation (S2) and folds (F2). This stage is the strongest deformation and formed main foliation in this area. Axis of these folds changes from horizontal to vertical. The direction of this fold axis follows the Alvand pluton form. The second foliation shows wide dispersal in orientation and their trends follows the Alvand pluton form. The third deformation (D3) defined by close to open, mostly upright with curved hinges folds (F3) and the axial-plane foliation (S3). This foliation (S3) is predominant in areas east of the Alvand pluton and is crenulation cleavage to fracture foliation. The most axis of F3 show N165 plunging. Because of the interference pattern between the first, second and third folding at the regional and contact metamorphic rocks, these stages of deformation are coaxial deformation. D4 is characterized by a crenulation cleavage (S4) and a mineral lineation (L4). L4 have a NE-SW plunging. This lineation does not exist at the contact metamorphic rocks. The rotation of axis of F2 and the second foliation is obvious around the Alvand pluton. This rotation shows that the final strain field is followed the pluton forms and probably the main granitic Alvand pluton intruded during the second deformation in this area.

Keywords: Deformation, Metamorphism, Alvand Pluton, Hamedan

For Persian Version see pages 187 to 198

*Corresponding author: L. Izadi Kian; E-mail: l.izadi@basu.ac.ir