زمین ساخت و نئوزمین ساخت گستره شهر همدان و پیرامون آن با نگرشی بر موقعیت سایزموتکتونیکی منطقه

سید جعفر حسینی دوست*

هیات علمی دانشگاه بوعلی سینا، گروه زمین شناسی

* مسئول مکاتبات – نشانی الکترونیکی: jhosseinidust@yahoo.com

دریافت: ۸۷/۶/۲۷ پذیرش:۸۸/۱۲/۱۹

چکیده

ناحیه مورد مطالعه در شمال شرق باتولیت الوند و در۱۳۰ کیلومتری نوار تکتونیکی زاگرس واقع است. از نظر موقعیت زمین شناختی، این منطقه در پهنه نوار دگرگونی سنندج – سیرجان (حوضه پیش کمانی) در غرب کشور واقع بوده که براساس تقسیمات زمین‌ساختی، از جمله نواحی پویای صفحه ایران را تشکیل می دهد. بررسی سنگ بستر منطقه شهری همدان و پیرامون آن، حاکی است که سازه های شهری در تمام نقاط بر روی سنگ کف ساخته نشده اند بلکه بستر سازه های شهری در اکثر مناطق بر روی رسوبات نامتراکم کواترنری بنا گردیدند که از دامنه الوند به سمت شرق تا جنوب شرق گسترده می باشند. سنگ کف سازه های شهری و رسوبات نا متراکم زیر آن، از سنگ های اسلیتی (معروف به شیست های همدان)، تشکیل گردیده است که در سرتا سر این استان گستردگی دارند.

در طی مطالعات تکتونیکی گسل‌های متعددی در این منطقه در پیرامون و در محدوده شهری همدان و هم‌چنین در ارتفاعات الوند مشاهده شده اند که از روی ویژگی هایی به گسل های پیش از کواترنری و گسل‌های کواترنری تفکیک گردیدند. گسل های کواترنری (موضوع اصلی در این پژوهش)، معمولاً به صورت یک سیستم ظاهر شده، طول آن‌ها نسبتاً زیاد بوده، گسل های قدیمی و مورفولوژی منطقه و هم چنین ساختار های قدیمی را تحت تاثیرقرار می دهند، به علاوه ساختار تقریباً خطی دارند که با ساختار اصلی زاگرس (NW_SE) در غرب کشور همخوانی دارند.

هدف از این پژوهش بررسی گسل های لرزه خیز شناخته شده در پیرامون این استان و نقش آن‌ها برروی گسل های واقع درمحدوده مطالعه از نظر ویژگی‌های سایزموتکتونیکی می باشد. جهت شناسایی و تفسیر سازوکار گسل های اصلی منطقه، نتایج برداشت های صحرایی به خصوص اثر آن‌ها در روی سطح زمین مورد استفاده قرار گرفته است. با استفاده از این برداشت‌ها، بیشینه شتاب مورد انتظار برای گسل‌ها براساس مدل میرایی محاسبه شده است.

گستره استان همدان توسط گسل‌های لرزه خیز بزرگی مانند گسل جوان اصلی زاگرس در غرب - جنوب غرب، گسل تبریز در شمال و گسل آوج در شمال شرق احاطه شده است که فاصله آن‌ها نیز از مرکز استان و پیرامون آن زیاد نمی باشد، لذا توان لرزه ای و شتاب بیشینه هر یک از آن‌ها می‌تواند سبب فعالیت لرزه‌ای گسل های بخش مرکزی گردد. به این سبب گسل‌های شناسائی شده در منطقه قادرند در وضعیت لرزه خیزی همدان و شهرک های پیرامون آن نقش مهمی ایفا نموده و خطر های ناشی از زمین لرزه و پیامد های آن را تشدید نمایند.

واژه های کلیدی: نئوتکتونیک، سایزموتکتونیک، تکتونیک صفحه ای، زاگرس، گسل های کواترنری، همدان

مقدمه

گستره مورد مطالعه از نظر مختصات جغرافیائی با طول ´۴۵ °۴۸ -´۱۵ °۴۸ و عرض ´ ۳۴°/۳۵ -´ ۳۴°/۳۰ درجه در همجواری و در شمال شرق رشته کوه الوند واقع است (شکل۱). از نظر زمین‌شناختی این منطقه در گستره دگرگونی سنندج – سیر جان و در ۱۲۰ کیلومتری زون تکتونیکی و رورانده زاگرس واقع گردیده است. این نوار دگرگونی به طول حدود۱۸۰۰ و پهنای۵۰ تا ۱۲۰ کیلومتر در سرتاسر غرب ایران، از نظر زمین‌ساختی بسیار پویا و از نواحی فعال صفحه ایران به شمار می آید [۱۱] (شکل ۲) .

شهر همدان و نواحی پیرامون آن در این نوار دگرگونی واقع بوده، و براساس مطالعات زمین شناسی، بستر سازه های شهری اکثراً از رسوبات نا متراکم کواترنری بوده که از مخروط افکنه های رودخانه ای، و هم چنین از واریزه های مختلف دامنه ای تشکیل گردیده که از دامنه الوند به سمت شرق و جنوب شرق گسترده شدند. ضخامت این رسوبات از دامنه الوند به سمت شرق و مرکز شهر تدریجاً افزایش یافته و در دشت مشرف به شهر، بیش از ۱۵۰ متر تخمین زده می شود. علاوه بر سد اکباتان، سفره های آب زیر زمینی موجود در این رسوبات در دشت همدان-بهار (شمال شرق

همدان)، از جمله منابع تأمین کننده آب شرب شهری و یا مصارف کشاورزی به شمار می آیند.

ساخت و ساز های شهری همدان از دیرباز (از زمان تشکیل اولین پایتخت ایران باستان در همدان؛ هگمتان)، در مجاور رودخانه دره مرادبیک و در تپه هگمتانه، بر روی سنگ های اسلیتی(سنگ کف) بنا گردیده است. بعدها به دلیل افزایش جمعیت وتوسعه شهری، بیشتر سازه های شهری برروی رسوبات سست کواترنری ایجاد شده اند. پی سنگ این رسوبات جوان کواترنری از توالی اسلیت ها و ماسه سنگ های دگرگونی تشکیل گردیده که بخشی از سنگ های دگرگونی نوار سنندج - سیرجان را تشکیل می دهند و در بعضی از نقاط شهری مانند تپه هگمتانه، تپه صدف، و مناطقی از جنوب (کوی استادان و منطقه پردیس)، برونزد دارند.

سازه های شهری در نواحی شمالی آن (شهرک مدنی، حسن آباد و دانشگاه آزاد اسلامی) بر خلاف سایر نقاط بر روی رسوبات آواری ایجاد شدند که عمدتاً از گراول همراه با قطعات بزرگ و کوچک گرانیت تشکیل می شوند و این امر مبین وجود توده های گرانیت در زیر بخش فرسایشی می باشد.

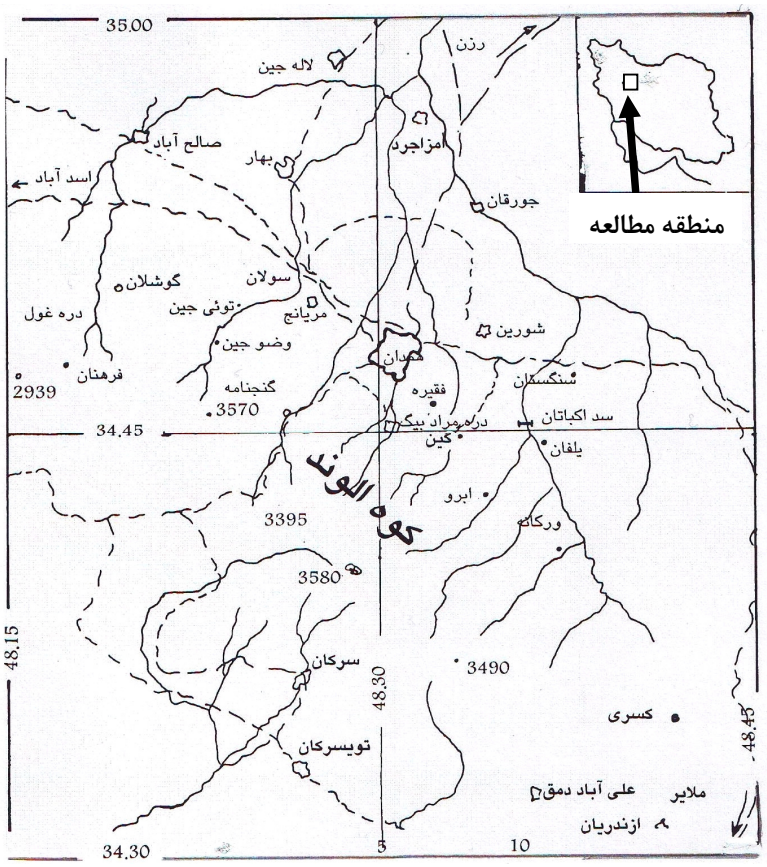
در بررسی های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی [۵]، و در مطالعات جدید گسل‌های متعددی در گستره این منطقه شناسائی و ردگیری شدند که در مجموع به گسل های قدیمی(قبل از کواترنری)، و گسل‌های جوان کواترنری تفکیک شدند. گسل های کواترنری که موضوع این پژوهش به شمار می آیند در محدوده های دگرگونی و همچنین در بخش آذرین شناسائی شدند. برخی از آن‌ها (گسل های یلفان و کشین)، در ابتدا برروی عکس های هوایی قدیمی تشخیص داده شدند لیکن هنگام مطالعات صحرایی آن‌ها، گسل های دیگری در شرق همدان و هم چنین در داخل محدودهٔ شهری و اخیراً نیز در ارتفاعات الوند مورد شناسائی قرار گرفتند. مجموعه این گسل‌ها گستره دگرگونی و هم چنین توده گرانیتی الوند را در نوردیده و برخی نیز از محدوده شهری همدان یا از شهرک های همجوار آن می گذرند (شکل ۳).

از آن جائی که این گسل‌ها در محدوده سنگ‌های دگرگونی و یا آذرین واقع شدند، تشخیص سازوکار آن ها آسان نبوده ولی در مسیر جاده گنجنامه و روستای شهرستانه، این ها بهتر تشخیص داده می شوند به خصوص در جاهایی که سبب خرد شدگی در سنگ‌های گرانیتی و یا اکسیده و لیمونیتی شدن مجموعه این سنگ ها شده است.

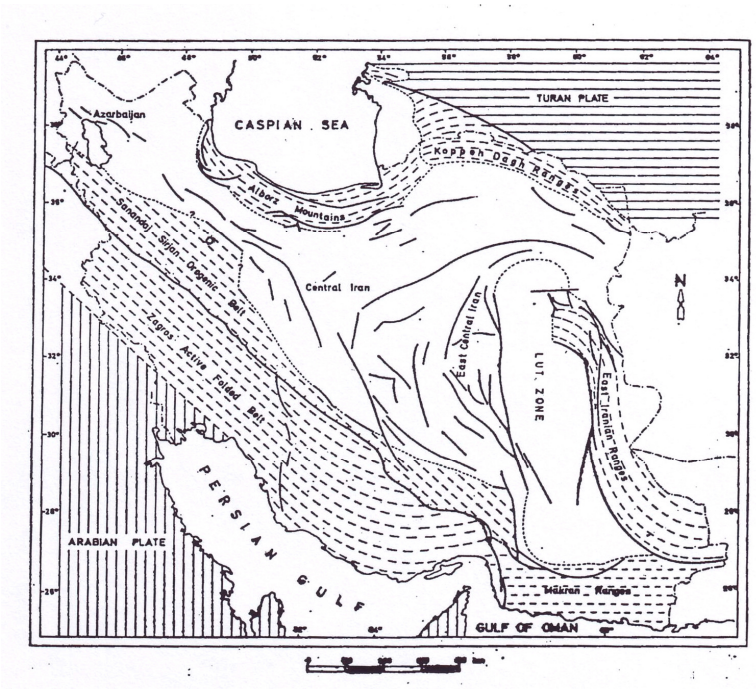
از ویژگی های ساختار این گسل‌ها این است که بر روی گسل های قدیمی و هم چنین مورفولوژی منطقه اثر گذار می باشند و به علاوه راستای آن‌ها در منطقه مورد مطالعه نسبتاً خطی می باشد که در گسل های الوند و گسل های پیرامون موجود در بخش دگرگونی به چشم می خورد. امتداد کلی آن‌ها در الوند (که از تکه های گسلی تشکیل شده اند)، و در بخش دگرگونی، از روند اصلی زاگرس (NW-SE)، که یک ساختار غالب در غرب و جنوب غرب ایران به شمار می آید، تبعیت میکنند. گرچه راستای آن‌ها به خصوص در بخش کشاورزی مخدوش گردیده است، در عین حال طول بعضی از آن‌ها مانند گسل کشین تا ۳۰ کیلومتر تخمین زده می شود و در مواردی نیز فرا تر از آن بوده و خارج از منطقه مورد مطالعه ادامه می یابند.

موقعیت تکتونیکی

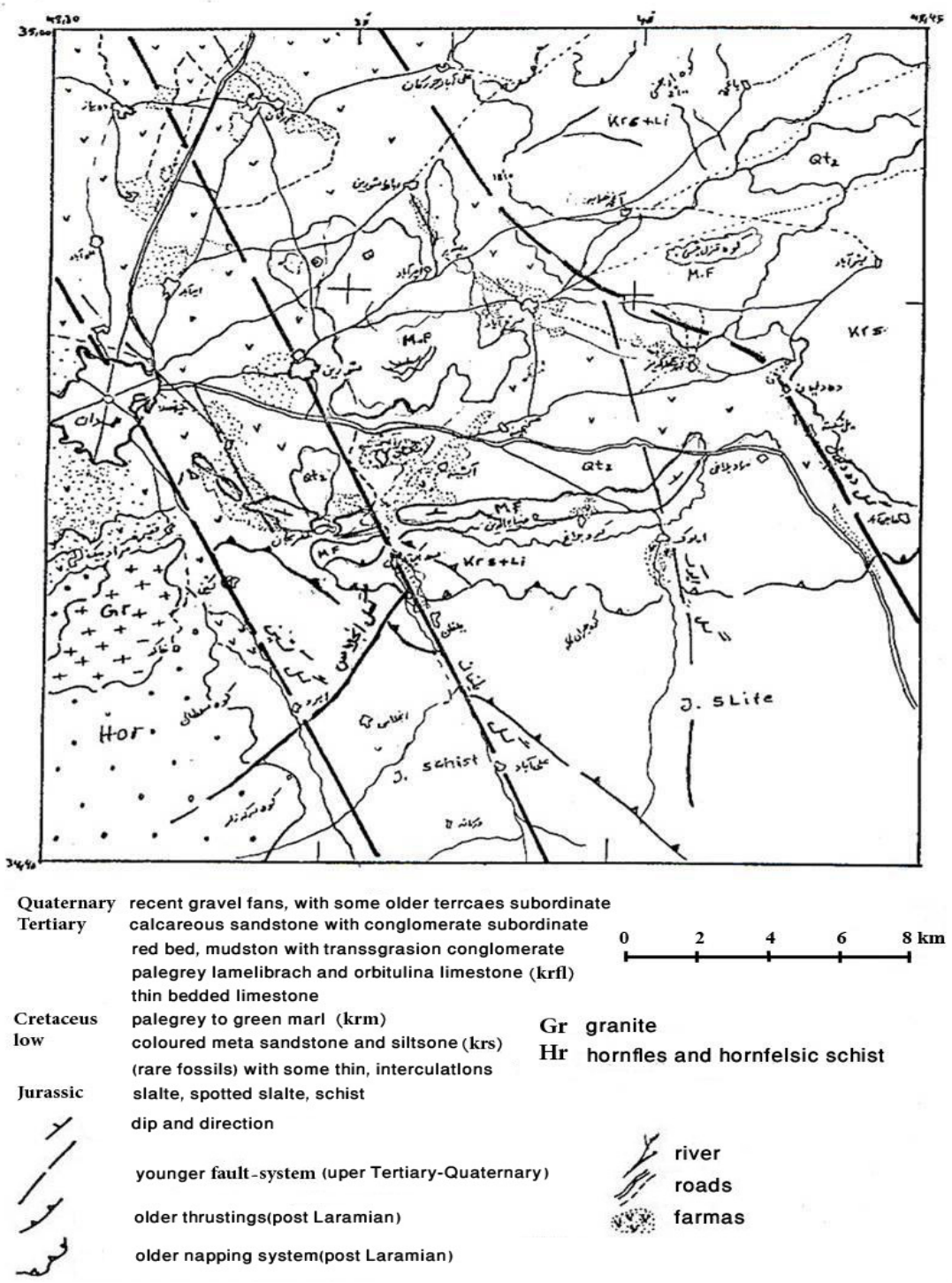
گستره مورد مطالعه از نظر واحد های زمین‌ساختی در نوار دگرگونی سنندج- سیرجان قرار دارد [۲۲] که سنگ های دگرگونی آن سنگ کف سازه های شهری همدان و شهرک های پیرامون و هم‌چنین سنگ بستر آن‌ها را تشکیل می دهد. از دیدگاه تکتونیکی این نوار دگرگونی از پویا ترین زون های غرب ایران به شمار می آید، که کوهزائی های مهم آلپی و چند فاز دگرگونی مهم را در مزوزوئیک پشت سر گذاشته است [۱۱ و ۱۷]. به علاوه این زون تحولات تکتونیکی و کوهزایی های مربوط به دوران سنوزوئیک را نیز در خود ثبت نموده است [۶]. گرچه در تقسیمات زمین ساختی، این نوار دگرگونی بخشی از ایران مرکزی و حاشیه جنوب غربی آن به شمار می آید، لیکن از نظر ساختاری از



شکل ۱- نقشه منطقه مطالعه



شکل ۲- موقعیت نوار سنندج – سیرجان در غرب ایران [۹].



شکل۳- نقشه زمین‌شناسی و نئوزمین‌ساخت همدان و نواحی شرق آن [۸] .

امتداد کلی زاگرس در غرب ایران تبعیت می کند (شکل ۲). از دیدگاه تکتونیک صفحه ای گستره دگرگونی سنندج ـ سیرجان به عنوان کمربند کراتنی، بین نوار ولکانیکی[1] ارومیه – بزمان در شرق و شمال شرق و

منطقه لرزه خیز زاگرس[۲]، در غرب- جنوب غرب واقع می باشد. بخش غربی آن پیشانی برخورد صفحه ایران با صفحه عربستان[۳] و محل زیررانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران[۴] و به علاوه محل جوش خوردگی پوسته قاره ای دو صفحه [۵] به شمار می آید.

رشته کوه الوند در راستای ساختاری زاگرس تقریباً در میانه گستره دگرگونی واقع است که زمان تشکیل آن را به پایان فاز کوهزایی لارامین نسبت داده اند [۲۴]. حرکت‌های تکتونیکی آلپی پایان کرتاسه در سرزمین ایران نمی تواند جدا از فرآیند های تکتونیک صفحه ای بوده باشد بلکه فشار های دینامیکی که در اواخر مزوزوئیک سبب چین خوردگی، دگرگونی و گرانیت زائی، گسل خوردگی در نهشته های کرتاسه و ماقبل آن شده است، حاصل جا بجایی صفحهٔ عربستان و فشار ناشی از آن می باشد که در راستای شمال شرق به صفحهٔ ایران وارد نموده است. چنان‌که ساختار های تکتونیکی و دگریختی در پهنه ایران گویای این امر می باشند. بر اساس مطالعات زمین ساختی وبررسی های پترولوژی، الوند از تیپ های مختلف سنگ های گرانیتوئیدی [۱۲]، در بخش میانی و تا قسمتی نیز از سنگ‌های بازیک گابرویی (درحاشیه)، تشکیل گردیده که به سمت حاشیه به سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و سپس به گستره شیست ها و اسلیت های پیرامون ختم می گردد (شکل۴).

در مورد ویژگی‌های تکتونیکی و ساختاری، در زون سنندج ـ سیرجان تحقیقات زیادی صورت گرفته است [۱۹]. به علاوه بر اساس نوع سنگ های دگرگونی، این نوار به دو قسمت جنوبی (بادرجه دگرگونی زیاد) و قسمت شمالی(با درجه دگرگونی کم) تقسیم گردیده که منطقه همدان در قسمت شمالی آن واقع است [۱].

بخش شمالی زون سنندج ـ سیرجان که به تراف ارومیه ـ همدان نامیده شده است [۱]، فاز های مهم کوهزایی سیمرین و کرتاسه پایانی را در خود ثبت نموده است. قدیمی ترین سنگ‌های منطقه همدان از تشکیلات کربناته دگرگون شده پرمین تشکیل شده است که در منطقه نهاوند (سیادره)، در یک سیستم روراندگی (دوپلکس) برونزد یافته اند [۸].

ساختارهای تکتونیکی موجود در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان از اثر گذاری چندین فاز کوهزایی در طی دوران مزوزوئیک حکایت دارد و همین امر محققین زیادی را از داخل و خارج در این نوار دگرگونی به تحقیق و مطالعه وا داشته است. سنگ های دگرگون شده در سیمرین پسین (ژوراسیک پایانی) توسط کنگلومرای قاعده کرتاسه زیرین(آبتین- آلبین)، با دگرشیبی دار پوشیده می شوند [۱۱ و ۲۱]. فاز کوهزائی و تکتونیکی لارامین که در پایان کرتاسه به وقوع پیوسته است، سبب گسترش دگرگونی ناحیه ای در تمام نهشته های این دوره در نوار سنندج ـ سیرجان گردیده و پیامد آن دگر شکلی پلاستیکی در سنگ‌های کرتاسه و تشکیل ساخت خطی محوری نسل دوم (L_2) و سطوح تورق محوری ناشی از آن (S_2)، گردیده که نسبت به ساختار های مشابه (L_1) و (S_1) مربوط به نسل اول موجود در میان شیست ها و اسلیت های ژوراسیک که از پدیده های فاز سیمرین پسین می باشند، جدید ترند [۱۳ و ۱۹] ، نیز این ساختار ها را به نسل دوم و به کرتاسه پایانی نسبت داده اند. به علاوه تشکیل باتولیت الوند و ایجاد هاله دگرگونی ناشی از آن را نیز به پایان این فاز کوهزایی دانسته اند [۲۴].

از آثار بارز فاز لارامین در نهشته های کرتاسه ایجاد ساختاری غالب در عناصر ساختاری (محور ریز چین ها و سطوح تورق، راستای غالب رگه های سیلیسی، شکستگی ها و جهت گیری گسل‌ها) می باشند که همه در راستای N140-150E جهت گیری دارند. بعضی از این آثار نه تنها در محدوده زون دگرگونی بلکه فرا تر از آن نیز مشاهده می شود. به علاوه این فاز بخش‌هایی از ژوراسیک را نیز تحت تاثیر قرار داده چنان‌که فرآیند های آن، در میان اسلیت های ژوراسیک نیز دیده می شود.

بررسی های ساختاری به عمل آمده [۲] در مجموعه سنگ های دگرگونی در بخش همدان بیش از دو نسل عناصر ساختاری مورد مطالعه قرار گرفته است که احتمالاً از فرایند های حاصل از تداوم فاز کوهزایی لارامین و یا حتی فاز های تکتونیکی بعد از آن می باشند. پس از فاز تکتونیکی لارامین، پدیده های تکتونیکی با چهره نوینی در حاشیه غربی صفحه ایران و

در پهنه دگرگونی (حوضه پیش کمانی) ظاهر شدند که از آن جمله سفره های رورانده[۶] پی در پی را می توان نام برد [۷]. این ساختار ها از سمت شمال شرق به جنوب غرب و به سمت راندگی اصلی زاگرس در پوسته قاره ای ایران شدت می یابند که همه آن‌ها از پدیده های آلپی جدید در غرب ایران به شمار می آیند و بدون تردید با فعل و انفعالات تکتونیک صفحه ای در غرب ایران مرتبط می‌باشند. در منطقه همدان و پیرامون آن نیز نهشته های کرتاسه متشکل از سنگ‌های آواری و آهکی برروی نهشته های قدیمی‌تر رورانده شدند [۱۱].

وجود توالی رسوبات قاره ای معادل ساند قم همراه با کنگلومرای پیشرونده[۷] بر روی رسوبات دگرگونی مزوزوئیک در منطقه همدان و پیرامون آن حاکی است که، پس از فاز لارامین این منطقه به صورت قاره در آمده تا این که پیشروی دریای اولیگومیوسن در این منطقه که حاشیه آن را تشکیل می داده است، پس از یک نبود چینه شناسی[۸]، با برجای گذاشتن یک کنگلومرای پلی ژنتیک پیشرونده، و با دگرشیبی زاویه دار [۹]، بر روی نهشته های قدیمی تر، سبب تشکیل لایه های ماسه ای- مارنی بخش های فوقانی این سازند در این نواحی گردیده است.

وجود چین خوردگی و گسلیدگی دررسوبات نئوژن و کواترنری زیرین در این محدوده و پیرامون شهر همدان، حاکی از ادامه فاز های کوهزائی آلپ پایانی یا پاسادنین در نیمه شمالی نوار دگرگونی سنندج-سیرجان می باشد [۸]. اثر فاز کوهزایی پاسادنین در نهشته های نئوژن پایانی – کواترنری زیرین بسیار شدید می باشد و این مبیین آن است که دگر ریختی نوین در پوسته قاره ای ایران که امروز پس از طی فرسایش شدید ناظر آن می باشیم معلول حرکت تکتونیکی شدید آخرین فاز کوهزائی آلپی به شمار می رود.

ویژگی های سایزموتکتونیکی

مطالعات سایزموتکتونیکی در پهنه ایران حاکی است که نوار زمین‌ساختی زاگرس در غرب، البرز در شمال و مکران در جنوب از جمله نواحی سایزموتکتونیکی و فعال صفحه ایران به شمار می روند و غالب فعل و انفعالات لرزه زمین ساختی در این پهنه از پدیده های تکتونیکی و سایزموتکتونیکی در این زون ها به شمار می روند. از طرفی نیز بنا بر دلایل تکتونیک صفحه ای، شمال شرق نوار زاگرس (زاگرس خارجی)، همراه با گسل های معکوس (MZRF)، محل برخورد صفحه عربی با صفحه ایران به شمار می آید که از نواحی لرزه خیز ایران بوده به طوری که زلزله های سرتاسر غرب ایران معلول فرآیند های تکتونیک صفحه ای در این حاشیه برخوردی است.

پس از رویداد فاز کوهزائی پاسادنین (آخرین فاز کوهزایی آلپی) پدیده های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه عمدتاً با دگر شکلی های برشی و شکل گیری گسل های متعدد و لرزه زا توام بوده است.

در بررسی های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه همدان و نواحی پیرامون آن با مقیاس ۱:۱۲۰۰۰۰ [۱۱]، گسل‌هایی در گستره ی منطقه مورد مطالعه شناسائی شدند که برخی از آن‌ها از محدوده شهری همدان و یا از شهر های پیرامون آن می گذرند و بعضی نیز در درون محدوده شهری به دلیل ساخت و ساز های شهری به صورت محدود قابل رد گیری هستند (شکل ۳).

از نظر ویژگی های ساختاری گسل‌های مورد مطالعه به دو گروه قبل از کواترنری و گسل های کواترنری به شرح زیر از یکدیگر تفکیک شده اند.

گسل های پیش از کواترنری: این دسته از گسل ها دارای سازوکار راندگی هستند و بیشتر به صورت سفره های رورانده و ساختار فلسی در منطقه تجلی پیدا نموده اند و امتداد مشخصی ندارند لیکن در این منطقه غالباً در راستایNE-SW دیده شده اند. بررسی پیامد های تکتونیکی در منطقه حاکی است که این گروه از گسل‌ها غالباً به بعد از فاز لارامین و قبل از پیشروی دریای قم در این منطقه بر می گردند: مانند راندگی ماسه سنگ های دگرگونی بر روی آهک های کرتاسه در اطراف سد اکباتان، و راندگی آهک های کرتاسه بر روی واحد های قدیمی تر در منطقه همدان [۱۰] ، راندگی شیست های ژوراسیک بر روی واحد های کربناته پرمین.

گسل های کواترنری: این دسته از گسل‌ها دارای ویژگی هایی هستند که مهم ترین آن‌ها به شرح زیراست.

۱- تاثیر گذاری بر روی موررفولوژی منطقه و سیستم های زهکشی و روی واحد های الیگو میوسن منطقه، ۲- دارا بودن ساختارهای نسبتاً خطی که به خصوص در گسل های کشین و یلفان به صورت بارزی به چشم می خورد.

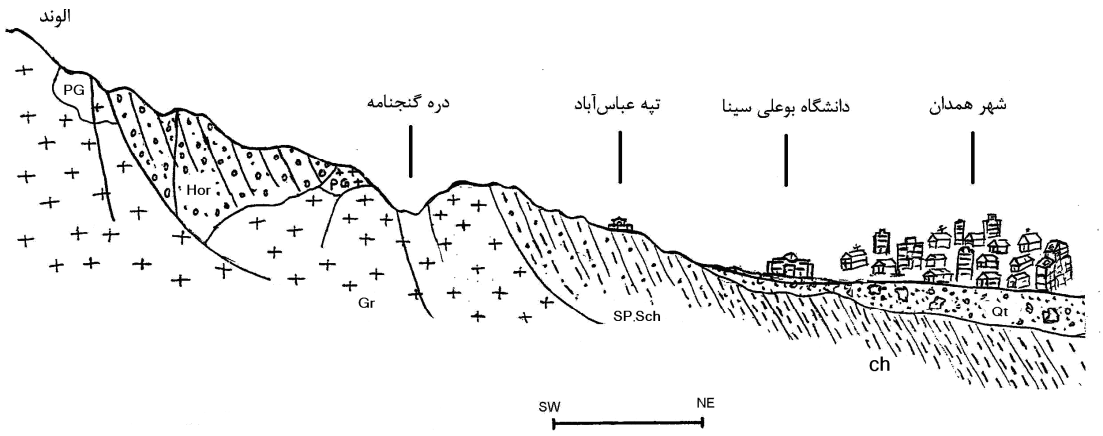
۳- به صورت سیستم های گسلی می باشند و با توجه به تاثیر آن ها بر روی واحد های الیگومیوسن، عملکرد آن ها به آخرین فاز کوهزایی آلپی (پاسادنین) نسبت داده می شود. بر اساس مطالعات انجام یافته در این منطقه، روند آنها متفاوت بوده و به شرح زیر خلاصه می شود.

a- گسل هایی که در راستای NW-SE جهت گیری دارند و در دو راستای N120-130 و N150 - 160 مشاهده می شوند. این‌ها از گسل های بزرگ مقیاس بوده و طول آن‌ها بعضاً تا ۳۰ کیلومتر قابل رد گیری می باشد . از آن‌ها می توان گسل کشین، یلفان و ده دلیان را در بخش دگرگونی (شکل ۳) و گسل های موجود در ارتفاعات الوند (شکل‌های ۸ و ۹) را نام برد. روند نسبتاً خطی آن‌ها در روی سطح زمین میتواند مبین شیب زیاد آن‌ها در بخش های فوقانی زمین باشد گرچه ممکن است نسبت به عمق شیب آن‌ها تدریجاً کاهش یابد (شکل ۴). در روی سطح زمین این گسل‌ها سبب خردشدگی شدید و تغیر رنگ در سنگ های آذرین و دگرگونی منطقه شده اند.

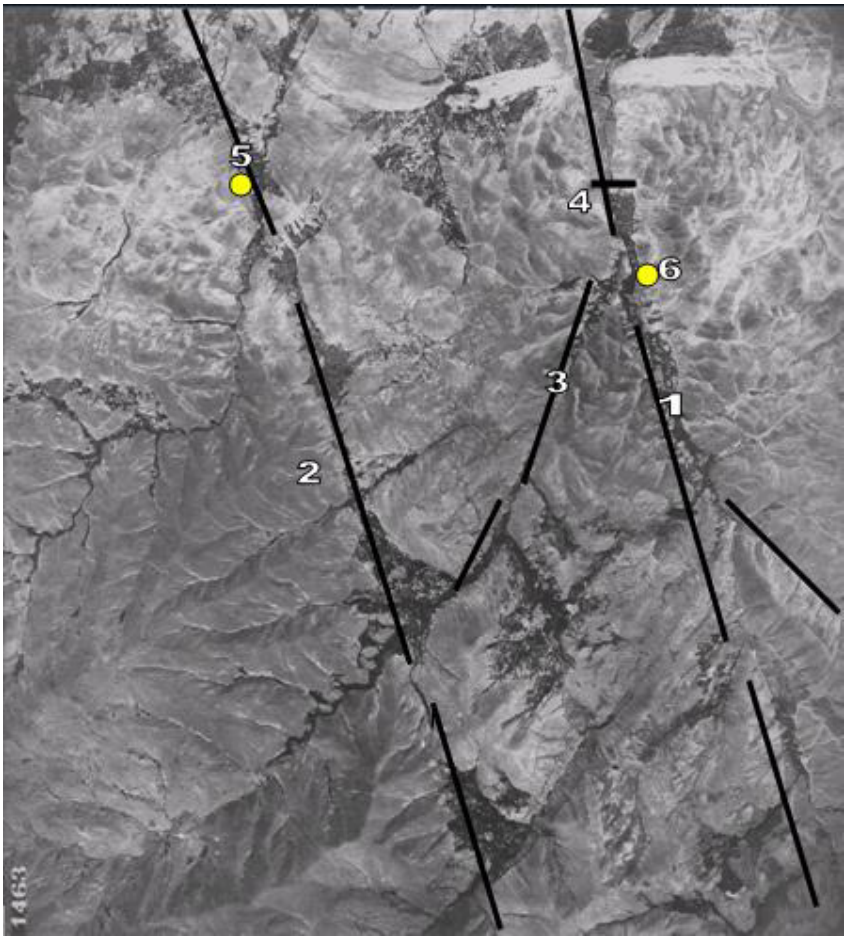
b- گسل هایی که روند آن‌ها در خلاف جهت گسل های دسته اول بوده و بعضاً تحت تاثیر آن‌ها نیز قرار میگیرند. از این‌ها گسل تپه امامقر که راستای شمالی ـ جنوبی دارد، مجموع گسل های یاد شده در دو گروه، در میان بخش دگرگونی و آذرین شکل گرفته اند که این امر مشکل اساسی در تعین سازوکار آن‌ها ایجاد نموده است. ویژگی گسل های شناسائی شده در این منطقه مبین آن است که همه آن‌ها منشاء تکتونیکی مشترکی دارند و میتوان آن‌ها را حاصل فرآیند های تکتونیک صفحه ای در غرب کشور به شمار آورد. به علاوه مجموع گسل های یاد شده بر روی مورفولوژی منطقه تاثیر گذار بوده و در دگرریختی نهایی این منطقه نقش به سزایی داشته اند.

معرفی گسل های مهم منطقه و ویژگی‌های آن‌ها:

گسل کشین: نام این گسل از روستای کشین که در جنوب شرق شهر همدان و در مجاور آن واقع شده، انتخاب گردید (شکل، ۵). بر اساس شواهد صحرایی، از طرف جنوب شرق این گسل از روستای ابرو و سیمین گذشته و به سمت شهر ازندریان در جنوب ادامه می یابد. از طرف شمال غرب نیز از منطقه فقیره (بخش جنوب شرقی شهر همدان) وارد محدوده شهری شده و پس از گذر از محدوده شهر همدان به سمت دشت بهار ادامه می یابد ولی به دلیل فعالیت های کشاورزی و یا ساخت و ساز های شهری ادامه آن مخدوش گردیده است. امتدادآن N150 و از نوع گسل معکوس با شیب عمومی به سمت NE و طول آن تا ۳۰ کیلومتر قابل پی‌گیری است و در سمت جنوب شرق پس از گذر از شهر ازندریان، خارج از منطقه مورد مطالعه ادمه می‌یابد. در داخل شهر همدان نیز از غرب تپه مصلی و مجاور میدان بزرگ شهر (میدان امام) می گذرد جایی که توسط ساخت و ساز های شهری پوشیده می گردد. وجود تپه مصلی و تپه هگمتانه در قسمت مرکزی شهر همدان، از جمله ساختار های مورفو تکتونیکی این گسل بر آورد می شود. گسل کشین در عکس‌های هوائی (به خصوص بخش میانی آن) به صورت خط مستقیم تصویر گردیده است و در روی زمین نیز قابل پیگیری است (شکل، ۵). بخش جنوبی آن از مجاور روستای کشین، ابرو و سیمین می گذرد که اصولاً در میان گارنت آندالوزیت، استارولیت شیست واقع می باشد و سبب راندگی آن‌ها نسبت به یکدیگر گردیده است. بخش شمالی آن تشکیلات فوقانی سازند قم را در کوه خورزنه و تپه صدف قطع و در جهت عقربه ساعت خمیدگی پیدا کرده است. به علاوه چنانکه در روی عکس‌های هوائی نیز دیده می شود، بر روی ساختارهای مورفولوژی منطقه مانند شبکه زهکشی که اکثراً روند جنوب غرب – شمال شرق دارند، اثر گذاشته است.



شکل ۴- نیمرخ زمین‌شناسی شماتیک از شمال شرق الوند [۷] .
Qt =Quaternary,Ho =Hornfels, Sh =Schist ,Pg =Pegmatite,Sp.Sh=Spottet schist,Gr =Granite



شکل ۵- ۱ـ گسل یلفان، ۲ـ گسل کشین، ۳ـ گسل انجلاس، ۴ـ سد اکباتان، ۵ـ روستای کشین، ۶ـ روستای یلفان. عکس هوایی از جنوب شرق شهر همدان (31 jul. 1955).

گسل کشین از گسل های مهم منطقه به شمار می آید و چون از داخل محدوده شهری همدان می گذرد از نظر سایزمو تکتونیکی بیشتر مورد توجه می باشد.

گسل انجلاس: این گسل با راستای NE - SW، با گسل های قدیمی همخوانی دارد و از نزدیکی روستایی به همین نام واقع در جنوب شرقی همدان می گذرد. طول آن کم است زیرا از طرف شمال شرق تحت تاثیر گسل یلفان قرار میگیرد و ادامه آن به دلیل فعالیت کشاورزی مخدوش گردیده است (شکل۳). اثر این گسل بر روی زمین در میان شیست ها واقع می باشد و احتمالاً ادامه گسل های قدیمی پیرامون سد اکباتان باشد. مسیر آن نیز به سمت سد اکباتان غا لباً زیر پوشش زمین های زراعی قرار دارد و این عوامل تشخیص سازوکار آن را با مشکل مواجه نموده است.

گسل یلفان : نام این گسل از روستای یلفان واقع در جنوب شرق سد اکباتان محلی که این گسل از آن می گذرد انتخاب گردید [۱۰]. امتداد کلی آن N150E با شیب عمومی به سمت NE، دارای سازوکار راندگی می باشد . این گسل در شرق گسل کشین و بخش میانی آن تقریباً به موازات آن می باشد (شکل‌های۳ و ۵). از سمت شمال غرب، از ضلع غربی سد اکباتان همدان می گذرد به طوری که قسمت غربی تاج سد دقیقاً بر روی آن احداث گردیده است. آثار آن در این‌جا بر روی ماسه سنگ های کوآرتزیتی رنگین که بر روی سنگ آهک‌های کرتاسه رانده شده، مشهود است که کاملاً برشی و میلونیته شده اند. بدیهی است که هنگام ساخت این سد باتوجه به مشخصه های بارز این گسل در روی زمین و در عکس هوایی، به وجود آن پی برده شده و تمهیدات لازم در ساخت این سد اندیشیده شده است. از سمت جنوب شرق ادامه این گسل از میان گارنت - آندالوزیت - استارولیت - میکا شیست روستا های علی آباد، ارزانفود و تکمه‌داش می گذرد و در این مناطق سبب راندگی گارنت آندالوزیت شیست بر روی اسلیت‌ها گردیده است. سپس از شمال منطقه زمان آباد به سمت روستای کمری و کندولان ادامه داشته از منطقه خارج می شود. از سمت شمال غرب نیز ادامه آن از شرق شهر همدان و از مجاور روستای شورین که امروزه تقریباً بخشی از شهر همدان محسوب می گردد، می گذرد.

گسل یلفان نیز مانند گسل کشین به خصوص بخش میانی آن در روی عکس هوائی به صورت خط تقریباً مستقیمی در راستای Nw-SE ظاهر شده و از نظر سایزموتکتونیکی همچون گسل کشین حائز اهمیت می باشد زیرا این گسل نهشته های میوسن در شمال سد و هم چنین گسل های قدیمی و قبل از کواترنری موجود در شیست ها و آهک‌های کرتاسه شرق سد اکباتان که راستای غالب آن‌ها NE-SW می باشد را قطع می نماید و به علاوه در مسیر خود بر روی مورفولوژی و زهکشی های منطقه اثر نموده است (شکل۵).

در جنوب روستای ارزانفود و در مجاور رودخانه، ارتفاع دیوار مانندی از گارنت آندالوزیت شیست دیده می شود که ممکن است از پدیده های مورفوتکتونیکی این گسل باشد. هم چنین آثار خرد شدگی و لیمونیتی ناشی از آن در گارنت آندالوزیت شیست های ارزانفود و روستای کمری به خوبی مشهود است.

درازای این گسل حدود ۳۰ کیلومتر در داخل منطقه قابل رد گیری می باشد و ادامه آن از سمت شمال غرب نیز بعد از گذر از روستای شورین در زیر مزارع کشاورزی پوشیده می باشد.

گسل صدف: از جمله گسل های درون شهری به شمار می آید که در تپه صدف (حاج عنایت) قرار دارد [۱۰]. از نظر زمین شناسی در این محل مارن و ماسه سنگ های آهکی میوسن با یک ارتباط گسلی بر روی سنگ های دگرگونی (اسلیت ها) که پی‌سنگ این تپه را تشکیل می دهد، قرار گرفته اند. گسل صدف با مشخصه N125/75 NE از نوع معکوس می باشد (شکل۶). ادامه این گسل از سمت شمال توسط سازه های شهری نامشخص گردیده و ممکن است به سمت تپه مصلی ادامه یابد. از سمت جنوب ادامه آن در تپه همجوار و تا کوه خورزنه قابل پیگیری است. جائی که به گسل خورزنه منتهی می شود. رخداد این گسل به بعد از میوسن (بعد از فاز کوه زائی آتیکانین- والاچین) تخمین زده شده و لذا از گروه گسل های کواترنری محسوب نمی گردد. نهشته های آواری- آهکی میوسن منطقهٔ همدان در اثر عملکرد این فاز کوهزایی چین خورده که این چین خوردگی بخش هایی از اسلیت های پی سنگ را نیز درگیر ساخته و راندگی نهشت های میوسن بر

روی اسلیت ها نیز بخشی از این فرآیند تکتونیکی می باشد. آثر میلونیتی شدن در اسلیت ها در محل گسل به وضوح از گسلیدگی بین نهشته میوسن و اسلیت های زیر آن حکایت دارد.

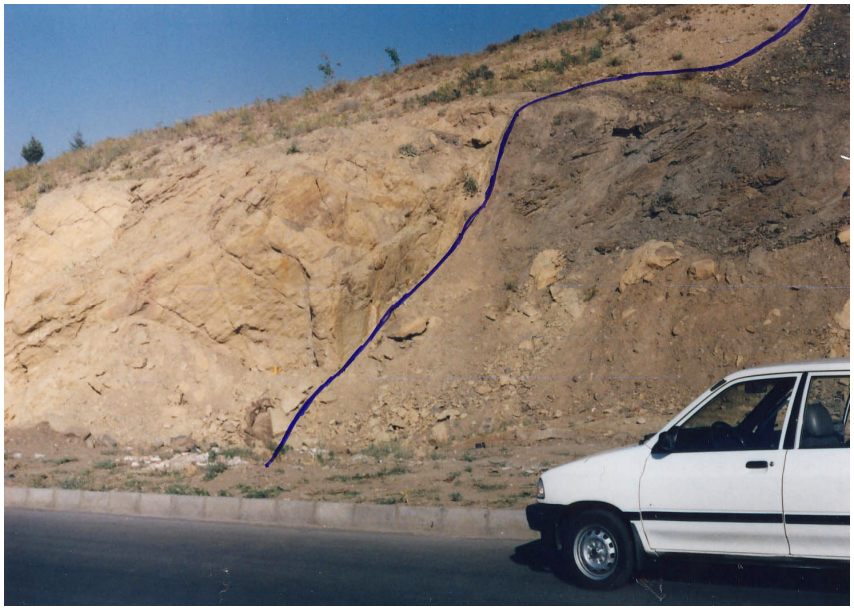
گسل ده دلیان: از جمله گسل های بزرگ پیرامون شهر همدان به شمار می آید که ادامه آن تا مسافت زیادی در شرق جاده همدان- ملایر دیده می شود و نام آن بر گرفته از روستای یاد شده است که از هم جواری آن می گذرد [۱۰]. به علاوه این گسل از مجاور چندین روستای دیگر ازجمله روستاهای سیا کمر، پل شکسته، حاجی آباد، نیز می گذرد (شکل ۳). راستای آن در بخش جنوب شرقی N130- N140 و شیب آن بسمت شمال شرق و از گسل های معکوس منطقه است، لیکن بخش شمال غربی آن به سمت غرب خمیدگی دارد. در فاصله روستای سیاکمر - دهدلیان این گسل نهشته های آواری ماسه ای کرتاسه زیرین را قطع نموده که سبب راندگی آن‌ها بر روی اسلیت های همدان گردیده است. بخش شمالی آن در میان نهشته های آهکی کرتاسه عمل نموده و در ادامه به سمت شمال غرب تشکیلات میوسن را تحت تاثیر قرار می دهد. این گسل نیز با طول حدود ۳۵ کیلومتر، بر روی مورفولوژی و زهکشی های موجود اثر نموده و از گسل های جوان به شمار می آید.

گسل تپهٔ امامقر: این گسل در شرق میدان امام حسین و در ابتدای جاده ملایر در تپه ای معروف به همین نام در میان رسوبات چین خورده کواترنری زیرین مشاهده می گردد [۱۰]. راستای آن بر خلاف سایر گسل های منطقه، شمالی – جنوبی بوده و با شیب ۷۰ درجه به سمت شرق و از گسل های معکوس می باشد. این گسل حاصل فعل و انفعالات کوهزائی پاسادنین بوده که سبب چین خوردگی و گسل خوردگی در تمام نهشته های کواترنری زیرین در غرب کشور و از آن جمله در این منطقه شده است. تپه ذکر شده که توسط تپه ماهور تا گورستان شهر ادامه دارد حاصل راندگی این گسل بوده و از ساختار های مورفوتکتونیکی آن برشمرده می شود (شکل ۷). ادامه آن از سمت شمال به دلیل ساختار های شهری نامشص گردیده ولی بسمت جنوب به طرف باغ بهشت (گورستان شهر) ادامه یافته و سپس در زیر کشت زارها نامشخص می گردد. در شرق میدان امام حسین بر روی بخش فرا دیواره آن که به صورت تپه ماهور درازی است، اماکن مسکونی و ساختمآن‌های گوناگون زیادی ایجاد گردیده است.

گسل خورزنه: این گسل در شرق کوه خورزنه (جنوب شرق همدان) در راستای NW-SE و به موازات گسل یلفان واحتمالاً با همان سازوکار، مشاهده می گردد. در کوه خورزنه روراندگی قدیمی نهشته های میوسن بر روی اسلیت های همدان، توسط این گسل قطع گردیده است. از سمت شمال غرب این گسل به سمت تپه صدف ادمه یافته و بعد از آن در زیر ساختار های شهری نا مشخص می شود. ممکن است تپه صدف و چند تپه کوچکتر و کوه خورزنه، از ساختار مورفوتکتونیکی این گسل باشند. از سمت جنوب شرق به سمت گسل یلفان ادامه داشته و در زیر پوشش مزارع کشاورزی نامشخص می گردد.

گسل های تپه مصلی: تپه بزرگی در بخش مرکزی و شرق شهر همدان وجود دارد که مشرف به شهر می باشد و شهر قدیمی همدان(هگمتانه) در ادامه و شمال این تپه بنا گردیده است. شهر باستانی هگمتانه که امروزه در میان شهر همدان واقع است، اولین پایتخت ایرانیان باستان در دوره ماد ها و قبایل پارسیان در بیش از ۲۵۰۰ سال قبل به شمار می آید. در تپه مصلی چند گسل قدیمی مشاهده می گردد که با امتداد NE-SW، سبب راندگی ماسه سنگ های دگرگونی کرتاسه بر روی اسلیت های همدان شده است و به علاوه این راندگی سبب چین خوردگی و درهم پیچیدگی در اسلیت ها نیز گردیده است. گسل‌ها ی تپه مصلی در راستای خیابان سنگ شیر توسط گسل های جوان(گسل کشین)، قطع می شوند. تپه مصلی حاصل فرآیند چند گسل یاد شده در مرکز شهر همدان می باشد و از ساختار مورفوتکتونیکی مجموعه آن‌ها برشمرده می شود.

گسل های الوند: در غرب شهر همدان و در ارتفاعات الوند که از سنگ های گرانیتی و دگرگونی تشکیل شده است، گسل های متعددی شناسائی گردیدند، که امتداد



شکل۶ - تصویر گسل معکوس تپه صدف راندگی نهشته های میوسن(رنگ روشن) بر روی اسلیت‌ها (رنگتیره) در بخش مرکزی شهر[۷].

شکل ۷- تصویر گسل معکوس تپه امام قر با امتداد شمالی ـ جنوبی، در نهشته های آبرفتی کواترنری زیرین، نگاه عکس به سمت غرب[۷].

آن ها نیز در راستای NW-SE و لذا با سایر گسل های شناسائی شده در منطقه دگرگونی هم خوانی دارند شیب عمومی آن‌ها به سمت NE و از نوع رانده می باشند. وجود این گسل ها در رشه کوه الوند مبیین آن است که حتی توده سخت گرانیتی الوند نیز از فعل و انفعالات تکتونیکی منطقه، مصون نمانده و گسل های متعدی آن را درنوردیدند، مهم ترین آن‌ها در بخش جنوب شرقی الوند عبارتند از :

گسل گنجنامه: این گسل در جنوب دره مراد بیک، در ارتفاعات جنوب شرقی الوند ابتدا به صورت یک خط مستقیم در راستای NW_ SE شناسائی گردید. از سمت شمال غرب این گسل از دره گنجنامه می گذرد و تا روستای توئی جین (مریانج) قابل پی گیری است. نظر به این که این گسل در میان توده گرانیتی واقع شده است، سازوکار دقیق آن‌ها در اثر عوامل فرسایش بشدت مخدوش گردیده است، ولی راستای آن‌ها غالباً با گسل های زاگرس همخوانی دارد. از سمت جنوب شرق نیز ادامه آن در روی عکس هوایی تا روستای علی آباد دمق در حدود ۱۸ کیلومتر قابل پی گیری است. در طی ردگیری این گسل تعداد بی شماری گسل های دیگر که تقریباً به موازات گسل گنجنامه جهت یافتگی دارند، در دو سمت گسل گنجنامه مشاهده گردیدند، از آن جمله گسل های غرب آن که از محل آبشار معروف گنجنامه و مجاور آن می گذرند و در شکل گیری این آبشار نقش داشته اند(شکل ۸). گسل خوردگی در روی بعضی از بلوک های بزرگ گرانیت در مجاور آبشار به چشم می خورد، که آثار حرکتی روی آن‌ها دستخوش فرسایش شده و از بین رفته است. مجموع این گسل‌ها و شکستگی های گوناکون سبب جدایش بلوک های گرانیت دره گنجنامه و در محل آبشار شده است، به طوری که بلوک های خیلی بزرگ محل آبشار لغزش پیدا نموده و ممکن است در اثر حرکت به تدریج ریزش نمایند.

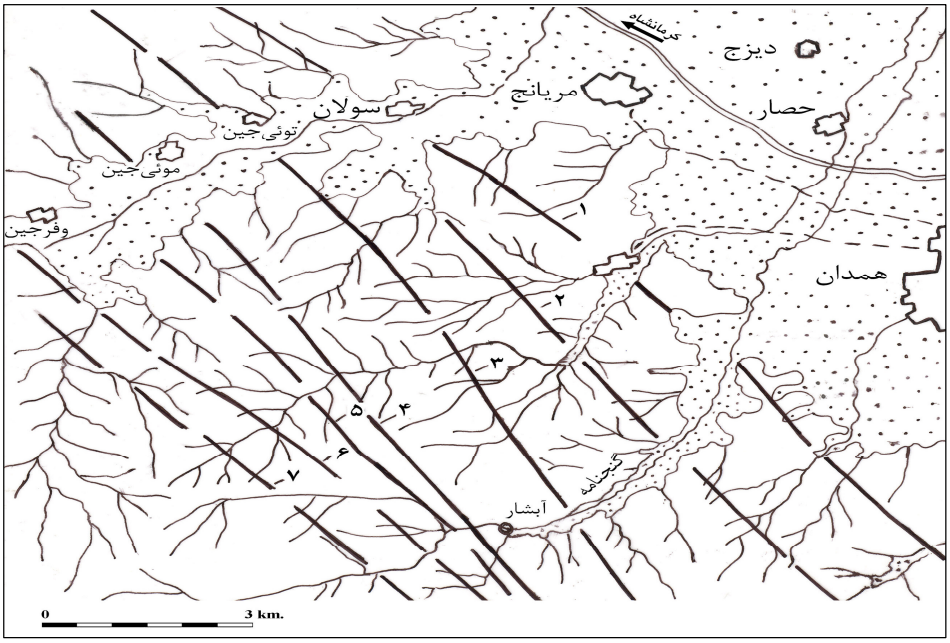
گسل های شمال غربی الوند: علاوه بر گسل های یاد شده، در بخش شمال غربی الوند نیز گسل های بی شماری شناسائی گردیدند که در دو راستای مختلفE N112 و N150 E در ارتفاعات الوند شکل گیری نمودند. این گسل‌ها به شرح زیر می باشند :

گسل وهنان: این گسل در بخش شمال غربی ارتفاعات الوند در راستای N150، از هم جواری روستای وهنان می گذرد و در این منطقه سبب خرد شدگی شدید در سنگ های گرانیت گردیده است. هم چنین در همین راستا گسل های گوشلان و پسی جین مشاهده می گردد. علاوه بر آن در این بخش از الوند گسل های بزرگ و کوچک دیگری با همین روند مورد شناسائی قرار گرفته اند مانند گسل وفرجین و گسل‌های پیرامون روستای دره غول (شکل ۹). مجموعه این گسل‌ها و شکستگی های ناشی از آن‌ها سبب خردشدگی شدید و فرسایش متعاقب آن در تمام نهشته ها به خصوص در توده آذرین و دگرگونی الوند شده به طوری که در شمال روستای دره غول این امر بیش از دیگر نقاط به چشم می خورد. احتمالاً این گسل‌ها در عمق زمین به یکدیگر میرسند و یا یکدیگر را قطع می کنند، این مساله به روند خردشدگی و هوازدگی در توده آذرین و دگرگونی قسمت های عمیق شدت بخشیده است. گرانیت الوند که ساخت های گوناگون اولیه ماگمایی و ساخت های ثانویه تکتونیکی را پشت سر گذاشته است [۱۲ و ۱۴] ، در اثر فرآیند های تکتونیکی فاز لارامین و بعد از آن، کاملاً خرد گردیده و به همین دلیل از نظر سنگ ساختمانی بلوک های موجود در عمق غیر قابل استفاده بوده و این مساله ای است که در اکثر معادن گرانیت و هورنفلس در پیرامون الوند دیده می شود.

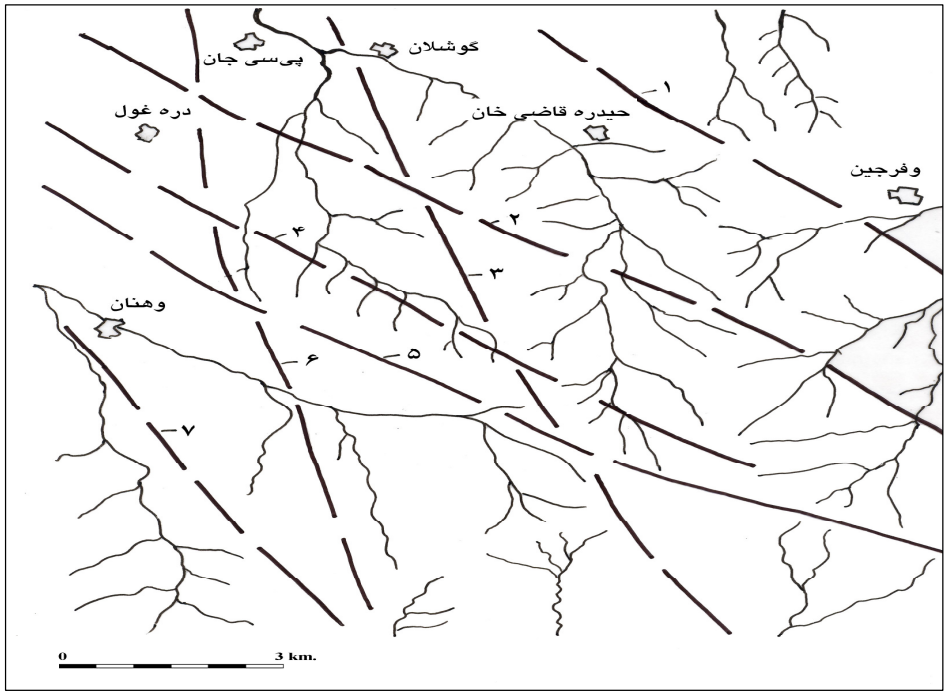
زمین ساخت و لرزه زمین ساخت منطقه

با توجه به نزدیکی گستره مورد مطالعه به نوار تکتونیکی و سایزموتکتونیکی زاگرس، در می یابیم که تکتونیک فعال زاگرس و توان لرزه زمین ساختی آن بر دیگر مناطق هم جوار نیز اثر گذار می باشد.

در بررسی ایالت های لرزه زمین ساختی ایران که بر اساس ثبت بزرگی دامنه (Mb) امواج P از زمین لرزه های سال۱۹۰۰ تا ۱۹۹۲ تهیه شده است، گستره ایران به ۲۷ ایالت تقسیم گردید [۵] ، (شکل۱۰). بر این اساس گستره مورد مطالعه در ایالت ۱۵واقع گردیده است که از نظر لرزه خیزی جزو ایالت های با خطر بالا به شمار می آید. در سالهای اخیر (۱۳۸۳-۱۳۸۰) زلزله های زیادی با بزرگی تا ۵ ریشتر استان همدان را لرزانده



شکل۸- نقشه ساختاری از گسل‌های شناسائی شده در جنوب شرقی رشته کوه الوند. ۱- گسل حیدره، ۲- گسل جنوب حیدره ، ۳- گسل بزرگ گنجنامه، ۴و۵- گسل های همجوار آبشار گنجنامه، ۶ و ۷ - گسل های جنوب وفرجین .



شکل۹- نقشه ساختاری از گسل های شناسائی شده در شمال غربی الوند. گسل جنوب وفرجین، ۲- گسل شمال دره غول، ۳- گسل گوشلان، ۴و۵- گسل جنوب دره غول، ۶- گسل شرق وهنان ، ۷- گسل وهنان .

است اما مرکز آن‌ها در این استان قرار نداشت. تنها در طی سالهای ۸۳–۱۳۸۱ بیش ۱۲ زلزله بالای ۴ ریشتر منطقه مورد مطالعه را لرزانده است و در یکی از آن‌ها (۸۱/۴/۱) که بزرگی آن توسط مرکز ژئوفیزیک تهران ۶ ریشتر اعلام گردید، شهر همدان را نیز شدیداً لرزانده و درشهرستان رزن (شمال شرق همدان) سبب تخریب ۴۰ روستا گردیده است. بر همین اساس مرکز این زلزله در استان همجوار (قزوین) واقع بوده است و در آنجا و استان همجوار آن (زنجان)، نیز سبب خسارت مالی و جانی گردیده است.

حرکت صفحه عربستان در راستای شمال شرق به سوی صفحه ایران از دوره ژوراسیک (حدود صدو چهل میلیون سال قبل) با سرعتی نزدیک به سه سانتی‌متر در سال [۱۱] که با دوخته شدن پوسته قاره ای دو صفحه در میوسن- پلیوسن (شکل ۱۱)، این حرکت کند تر شده اما هم چنان فشردگی بر روی صفحه ایران ادامه دارد. حرکت همگرا بین دو صفحه سبب تشکیل گسل های جوان امتدادی راست گرد لرزه خیز در راستای NW–SE [۲۰] ، گردیده که از آن جمله گسل دینه ور [۱۸] را می توان نام برد که بر اساس اظهارات مردم محلی، هرساله زلزله هائی را در این منطقه سبب می گردد.

در نقشه پهنه بندی مقدماتی خطر نسبی زلزله در ایران (شکل، ۱۲) که بر اساس بیشینه لرزه خیزی نواحی مختلف ایران تهیه شده است [۱۶] ، گستره مورد مطالعه در پهنه با شتاب‌های متوسط واقع گردیده است که در آن فاصله ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری گسل‌ها، نواحی با شتاب متوسط بر آورد گردیده است.

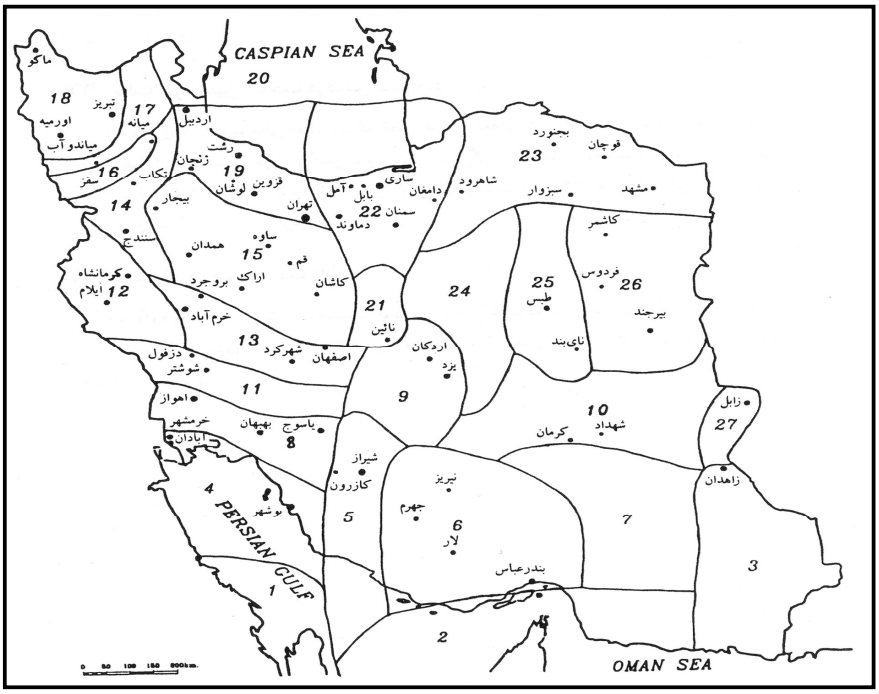
اکنون با شناسائی گسل های لرزه خیز متعدد در پیرامون استان و در منطقه شهری همدان، با توجه به الگوی برشی از سیستم گسل های منطقه (شکل، ۱۳) وضعیت لرزه خیزی گستره مورد مطالعه با حساسیت بیشتری مورد توجه قرار می گیرد. گسل هایی که در صورت رسیدن انرژی لرزه خیزی لازم به آن‌ها احتمال لرزه خیزی در راستای آن‌ها وجود دارد و فعالیت در راستای هر یک می تواند برای این منطقه به خصوص مناطق شهری خطر آفرین باشد. بر اساس برخی تصورات مبنی بر این که چون پی سنگ سازه های شهری شهر همدان و پیرامون آن از سنگ های ستبر دگرگونی و گرانیتی تشکیل شده است، این امر میتواند خطر لرزه خیزی را کاهش دهد، لیکن این اظهار نظر ها پایه و اساس علمی ندارند.

استان همدان فاقد دستگاه لرزه نگار می باشد و اطلاعات مربوط به داده های دستگاهی هم چون تعین مراکز زلزله و دیگر ویژگی‌های آن، در مرکز ژئوفیزیک تهران ثبت می گردد. بر همین اساس طبق شواهد تاریخی، زلزله هائی از همدان گزارش گردیده است [۵] که در زیر به آن‌ها اشاره می شود.

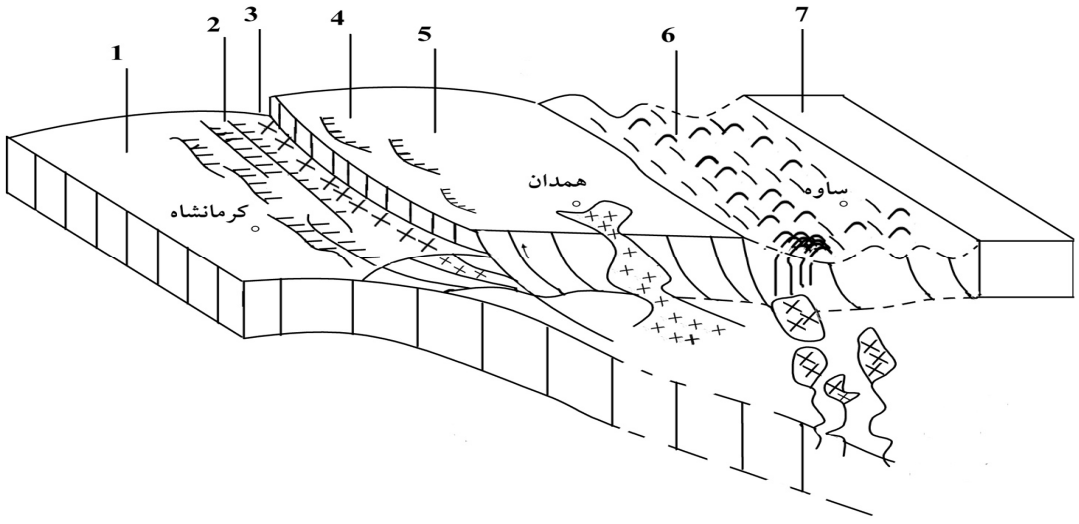
زمینلرزه تاریخی سال۹۵۶ میلادی همدان–اسدآباد که سبب صدمه شدید شهر همدان و اسدآباد گردید. در همدان ساختمآن‌های بسیاری از جمله اداره حاکم شهر فروریخت و شمار زیادی تلفات جانی همراه داشت [۳]. بزرگی این زمینلرزه حدود Ms= 5/3 و شدت آن را Io= v11-v111 درجه برآورد نمودند. زمینلرزه تاریخی نوامبر۱۲۸۷ میلادی که بر اثر آن گستره همدان و کوه های کرکس و تفرش به لرزه در آمدند. در اثر این زمین‌لرزه دو برج در شهر همدان فروریخت و دو بخش در پیرامون همدان ویران گردید و هم چنین خانه های زیادی فروریخت و شماری کشته شدند. پس لرزه های شدید این زمین‌لرزه تا یک هفته ادامه داشت. بزرگی این زمین‌لرزه Ms= 5/9 و شدت آن Io= v11 تخمین زده شد [۳]. ارقام مربوط به سنجش این زمینلرزه ها تخمینی بوده و ممکن است از دستگاه های موجود در دیگر استآن‌ها گرفته شده باشد [۵].

گسل های لرزه خیز پیرامون استان همدان

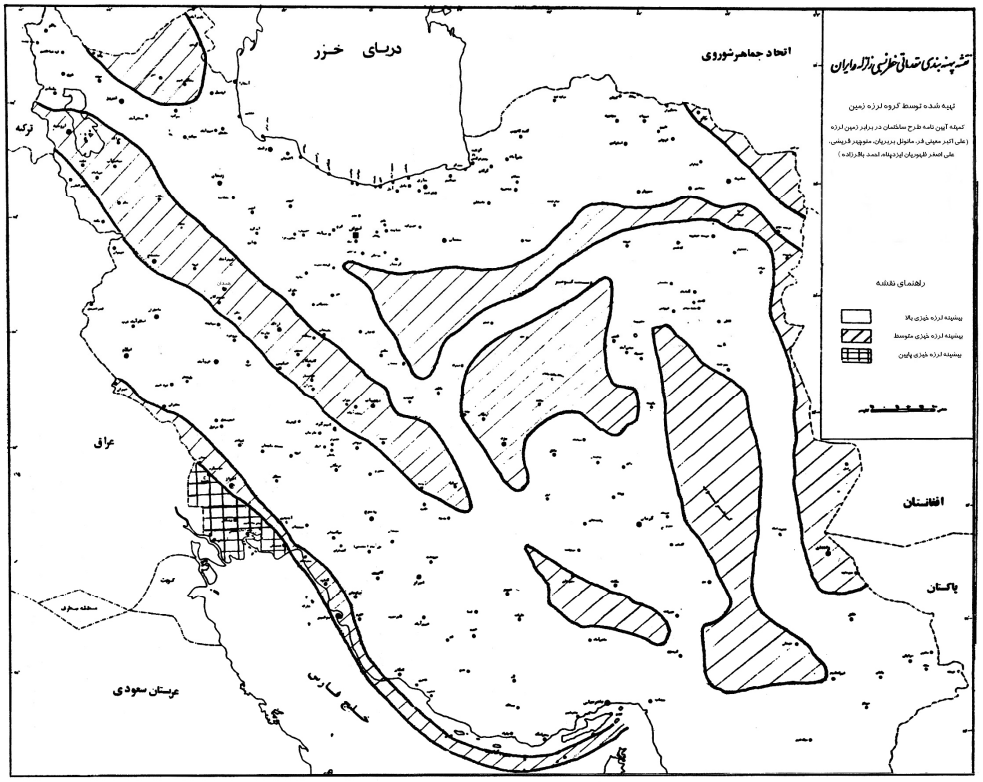
از نظر موقعیت لرزه زمین‌ساختی، پیرامون استان همدان توسط گسل های فعال شناخته شده و لرزه زا احاطه شده است که در کمربند زاگرس مرتفع و ایران مرکزی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴). نظر به این که این گسل‌ها می توانند در وضعیت لرزه خیزی استان همدان و بخش مرکزی آن نقش مهمی ایفا نمایند به طوری که غالب زلزله های این استان و به خصوص بخش مرکزی ناشی از تاثیر پذیری فعالیت گسل های پیرامون استانی است لازم دیده شد در اینجا به آن‌ها پرداخته شود.



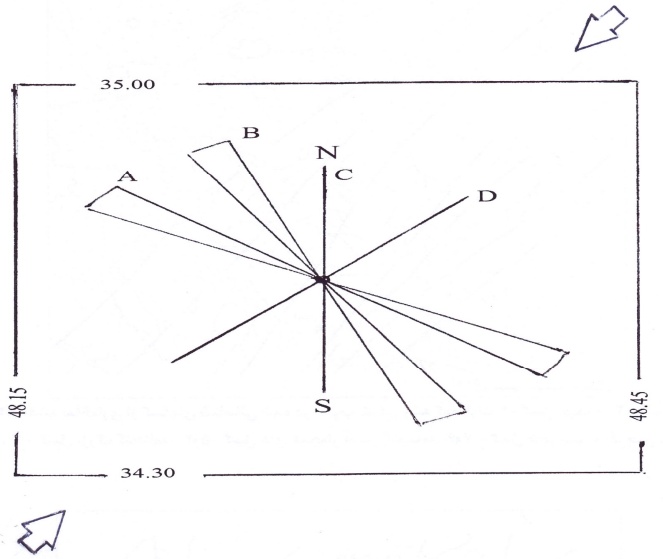
شکل ۱۰- نقشه ایالت های لرزه زمین‌سا خت ایران [۴]. این نقشه که بر اساس ثبت زمین لرزه های ایران از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۲ تهیه شده است منطقه همدان در ایالت ۱۵ با خطر نسبی، واقع شده است.



شکل۱۱- موقعیت نهایی تکتونیک صفحه ای بین دو صفحه ایران و عربستان و ایجاد زمین‌درز پس از الحاق پوسته های قاره ای دو طرف. ۱ـ صفحه عربستان، ۲ـ زون زاگرس مرتفع، ۳ـ افیولیت های کرمانشاه، ۴ـ زون راندگی و روراندگی، ۵ ـ زون سنندج سیرجان(حوضه پیش کمانی)، ۶ـ کمان ولکانیکی ارومیه- بزمان،۷ـ ایران مرکزی.



شکل۱۲- نقشه پهنه بندی مقدماتی خطر نسبی زلزله در گستره ایران، نقل از منبع [۵] . بر اساس این نقشه گستره ایران از نظر لرزه خیزی به سه منطقه تقسیم می شود. ۱ـ منطقه سفید با بیشینه لرزه خیزی بالا. ۲ـ منطقه دارای هاشور با بیشینه لرزه خیزی بالا تا متوسط. ۳ـ منطقه با هاشور مضاعف با بیشینه لرزه خیزی پائین. همدان در منطقه دوم واقع است.



شکل ۱۳- سیستم های گسلی و الگوی برشی آن‌ها در منطقه مورد مطالعه : A - گسل های منطقه که راستای آن‌ها N112–130E می باشد (شکل ۶-۷)، B - گسل های منطقه که راستای آن‌ها N150 - 160E می باشد (شکل ۱۳-۱۴)، C- گسل های جوان منطقه در راستای شمالی- جنوبی مانند گسل تپه امام غر(شکل ۹)، D- گسل های ی که راستای آن‌ها NE-SW می باشد (شکل ۴)، در این الگو جهت فلش راستای نیروهای فشاری مؤثر بر منطقه می باشد که از سمت جنوب غرب توسط صفحهٔ عربستان به صفحهٔ ایران وارد می شود. تغییر جهت در راستای گسل های منطقه مبیین آن است که راستای نیروی مؤثر برصفحهٔ ایران ثابت نبوده بلکه همواره متغیر بوده است.

گسل های واقع در نیمه جنوب‌غربی

در شمال‌غربی زاگرس یک سیستم گسله فعال بزرگ که به عنوان گسل اصلی جوان[۱۰] [۲۳]، شناسایی و نامگذاری شده است. این گسل‌ها امتداد لغز بوده و از گسل های فعال و لرزه خیز زاگرس می باشند. سیستم گسل اصلی جوان زاگرس از جنوب‌شرق به شمال‌غرب شامل قطعه گسل های دورود، قلعه هاتم، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر است که از آن‌ها گسل های فعال دورود، قلعه‌هاتم، نهاوند، گارون و صحنه در جنوب غرب همدان واقع می‌باشند (شکل ۱۴) [۱۰ و ۱۵].

گسل های واقع در نیمه شمال‌شرقی منطقه

با توجه به نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساختی تهیه شده، ملاحظه می‌شود که تنها در شمال‌شرقی منطقه و زون ایران مرکزی تعداد چهار گسل فعال به نامهای آوج، ایندس، تفرش و تلخاب شناسایی شده‌اند. اگرچه در نقشه های لرزه‌زمین‌ساخت و گزارشهای مربوطه از چهار گسل مزبور بعنوان گسل های فعال یاد شده است، لیکن با گسل های تفرش و تلخاب هیچ رومرکز زمین‌لرزه‌ای منطبق نشده است. سازوکار گسل های آوج، تلخاب و ایندس به صورت نرمال بوده در صورتی که گسل تفرش به صورت رانده می باشد .

محاسبه بیشینه شتاب قابل انتظار(MCE)، به روش تحلیلی

در این مبحث پس از تهیه نقشه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه و بر اساس تلفیق کلیه داده های حاصل از بررسی های به عمل آمده در مورد گسل های لرزه زا با استفاده از روابط تجربی موجود و معتبر که به ویژه با منطقه مورد مطالعه همخوانی دارند به عنوان سرچشمه های اصلی در محاسبات در نظر گرفته شدند.

در شکل ۱۴ گسل های فعال پیرامون استان همدان آمده است [۱۰ و ۱۵]. نظر به این که فاصله سطحی گسل های پیرامون استانی به مرکز همدان زیاد نمی باشد، در صورت فعالیت آن‌ها، انرژی لرزه ای قابل ملاحظه ای به منطقه مورد مطالعه می‌رسد که می تواند هریک از گسل های منطقه را نیز فعال نماید. در جدول ۱ بیشینه شتاب افقی و حد اکثر سرعت و جابه‌جایی زمین تحت اثر جنبش گسل‌ها با استفاده از روابط میرایی افراد مختلف برآورد شده است.

برای بررسی توان لرزه ای گسل های نامبرده در پیرامون استان از رابطه مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۷۸) [نقل از منبع ۵] که بر اساس مطالعه لرزه خیزی ایران ارائه شده است، استفاده گردیده است جدول شماره (۱) .

به منظور تعین بیشینه شتاب افقی قابل انتظار در منطقه مورد مطالعه از روابط میرایی افراد مختلف استفاده گردید که با توجه به فاصله این گسل‌ها از منطقه مورد مطالعه، محاسبه گردید.

نتایج این محاسبات در جدول (۱) برای گسل های پیرامون استانی ودر جدول (۲) برای گسل های منطقه مورد مطالعه ارائه گردیده است.

MCE= Maximum Credible Earthquake

تشکر و قدردانی: بدین وسیله از همکاران محترم آقای دکتر محمد معانی جو در تهیه متن انگلیسی، آقای دکتر مجتبی حیدری مشاور در روش محاسبات ژئوفیزیکی توان لرزه خیزی گسل‌ها، آقای دکتر سعید خدابخش به خاطر همکاری مفید در امر نگارش و سید احسان حسینی دوست دانشجوی کارشناسی ارشد به‌خاطر همکاری در اسکن نقشه ها و شکل ها، تشکر و سپاسگذاری به عمل می آید.

فهرست حروف اختصاری:

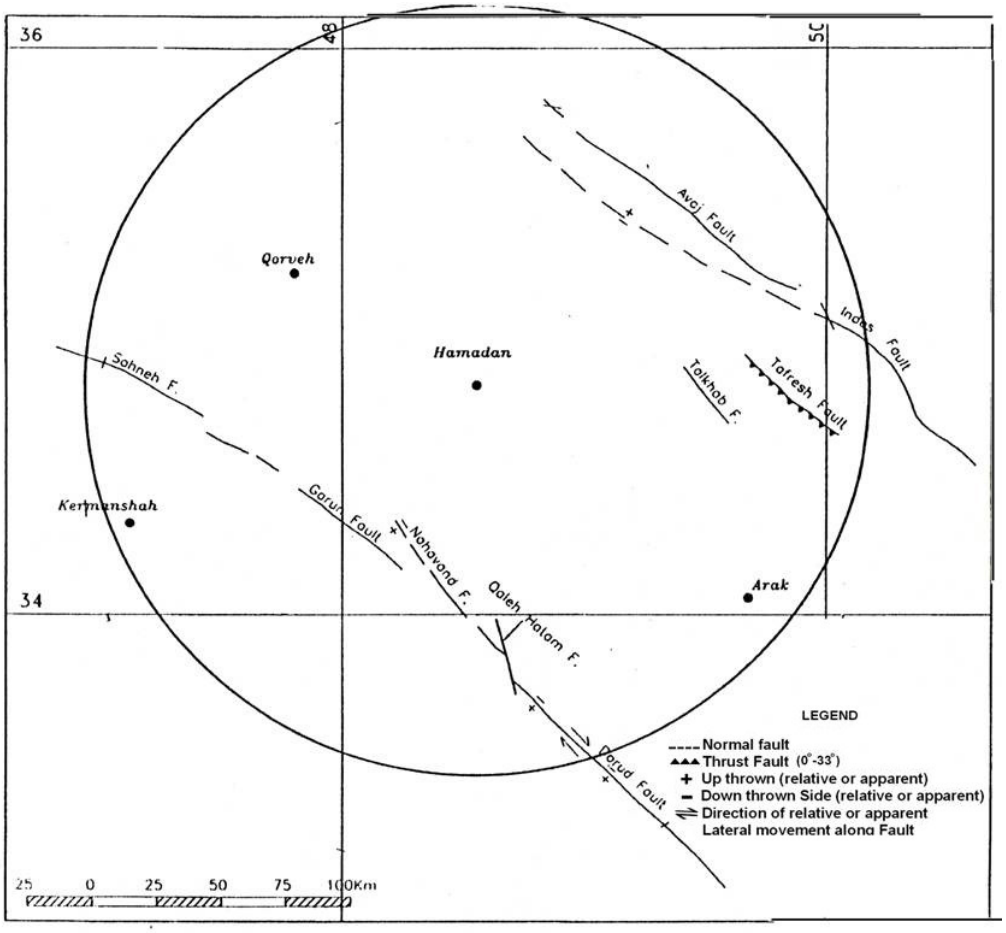
1- Volcanic arc
2- Zagros Sesmic zone
3-Marginal zone
4- Subductio zone
5- Suture zone
6- Nappes
7- Transgression conglomerate
8-Stratigraphic gap
9- Angular unconformity
10- Main Recent Fault

جدول ۱- : برآورد بیشینه شتاب قابل انتظار گسل های فعال پیرامون استان همدان مطابق شکل ۱۵

ردیف	نام گسل	طول گسل (Km)	توان لرزه‌ای (MS)	فاصله گسل (Km)	برآورد شتاب بیشینه حرکت زمین با مدل‌های میرایی مختلف (cm/s2)		
					Camp 81	Est&villa 74	Denovan 73
۱	صحنه	۳۰	۶/۸	۱۲۵	۱۱۷/۹	۹۷/۳	۷۴/۱۳
۲	گارون	۵۱/۲۵	۶/۹	۷۵	۶۲/۱۷	۵۱/۲۴	۴۵/۶۳
۳	نهاوند	۶۶/۲۵	۶/۹	۷۵	۱۵۱/۶	۱۲۵/۵	۷۷/۹۳
۴	قلعه هاتم	۳۰	۶/۶	۱۲۵	۵۵/۶	۵۲/۲	۴۷/۵
۵	درود	۱۲۷/۵	۷/۲	۱۵۷	۶۶/۵	۴۷/۷	۴۱/۱
۶	تلخاب	۲۸/۷۵	۶/۵	۸۷	۶۸/۷	۶۲/۸	۵۴/۹
۷	تفرش	۵۰	۶/۸	۱۱۵	۶۲/۸	۵۳/۶	۴۷/۶
۸	ایندس	۱۲۰	۷	۱۲۷	۸۷/۴	۶۹/۹	۵۶/۸
۹	آوج	۱۲۶/۲۵	۷/۱	۱۲۳	۱۲۳/۵	۸۰	۶۱/۲

جدول ۲- برآورد بیشینه شتاب قابل انتظار گسل های پیرامون مرکز شهر همدان مطابق شکل ۳

ردیف	نام گسل	طول گسل (Km)	توان لرزه‌ای (MS)	فاصله گسل (Km)	برآورد شتاب بیشینه حرکت زمین با مدل‌های میرایی مختلف (cm/s2)		
					Camp 81	Est&villa 74	Denovan 73
۱	ده دلیان	۳۵	۶/۶	۲۰	۰/۰۴	۲۹۴	۱۸۸
۲	یلفان	۳۰	۶/۵	۱۲	۰/۰۴۵	۵۳۱۲/۵	۱۱۷/ ۵
۳	کشین	۳۰	۶/۵	۰	۰/۰۰۲	۷۵۱۲	۳۷۰



شکل ۱۴- گسل های فعا ل و لرزه خیز پیرامون همدان [تلفیق از ۱۰ و ۱۸]..

منابع:

[۱] افتخار نژاد، جمشید (۱۳۵۹) تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر دضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی- نشریه انجمن نفت- شماره ۸۲- ص ۱۹- ۲۸.

[۲] ایزدی کیان، ل. (۱۳۸۳) تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقولاق(شمال باختر همدان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، زمین شناسی- تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، گروه زمین شناسی.

[۳] آمبرسیز، ن.ن.، ملویل، ج.ب. (۱۹۸۲) تاریخ زمینلرزه های ایران، ترجمه رده،ا. موسسه انتشارات آگاه، تهران.

[۴] پورکرمانی،م.،اسدی، ع. (۱۳۷۴) تقسیم بندی ایالتهای لرزه زمین‌ساخت ایران، سمینار سیاست های توسعه مسکن در ایران.

[۵] پور کرمانی، م. و آرین، م. (۱۳۸۶) سایزموتکتونیک، چاپ دوم شرکت مهندسی مشاور ذرآب.

[۶] حسینی دوست، س. ج. (۱۳۷۰) نقشه زمین شناسی۱:۱۲۰۰۰۰ نهاوند، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

[۷] حسینی دوست، س. ج. (a ۱۳۷۶) مطالعه زمین شناسی و زمین ساخت منطقه همدان(طرح تحقیقاتی)، دانشگاه بو علی سینای همدان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی.

[۸] حسینی دوست، س. ج. (۱۳۷۶b) مطالعه زمین‌ساخت و نئوزمین‌ساخت همدان و شرق آن. اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شهریور ۱۳۷۶.

[۹] حسینی دوست، س.ج. (۱۳۸۶) بررسی ویژگی‌های تکتونیک صفحه ای ناحیه خرد شده کرمانشاه با نگرشی به داده های تکتونیکی، پترولوژی و کانه زایی مربوط به آن در این منطقه، طرح تحقیقاتی، دانشگاه بوعلی سینا، گروه زمین شناسی.

[۱۰]حسینی دوست، س. ج، مرادیان لطفی، ط. (۱۳۸۶) زمین ساخت و لرزه زمین ساخت همدان، همایش زلزله شناسی، دانشگاه تبریز، شهریور ۸۶.

[۱۱]درویش زاده ،علی(۱۳۷۰) زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش وابسته به انتشارات امیرکبیر، تهران.

[۱۲] سپاهی گرو،ع. ا.(۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئید ها، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم.

[۱۳] فرهپور، م. علیزاده گنجی، م. (۱۳۸۳) تحلیل هندسی میکاشیست های خاور باتولیت همدان. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور شماره ۴۹-۵۰ .

[۱۴] صدر، امیر حسین، سپاهی گرو، علی اصغر(۱۳۸۳) مطالعه ساخت های موجود در گرانیت های الوند. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور شماره ۴۹-۵۰ .

[۱۵] مرادیان لطفی، ط. (۱۳۸۳) بررسی زمین شناسی مهندسی پی سنگ سد سید شهاب، پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی، دانشگاه بوعلی سینا، گروه زمین شناسی.

[۱۶] معین فر، بربریان، قریشی، ظهوریان و نادرزاده (۱۳۶۶) پهنه بندی مقدماتی خطر نسبی زلزله در ایران – نشریه شماره ۷۴ مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

[17] Berberian, M. (1973b) Two important deformational and metamorphic phases in xthe belt northeast of the Zagros thrust Line (Iran); a brief Structural review of the Sanandaj – Sirjan belt. G.S. of Iran. Internal report No. 27,35 P.

[18] Berberian, M. (1976b) Contribution to the Seismotectonics of Iran(Part 2). Ceological Survey of Iran, Rep. No. 39, 518 P.

[19] Berberian,M., Tehrani,Al . (1977) Structural Analysis of Hamedan Metamorphic Tectonites,1977 ,Report No.40.

[20] Braud,j.(1977) Explanatory Text of Bakhtaran Quadrangle Map 1: 250000, translated by A.Aghanabati, Geological Survey of Iran,1990, No. C6.

[21] Cherven, V. B. (1986) Tethys- marginal sedimentary basin in western Iran. Geological society of America Bulletin, V. 97,P. 516-522.

[22] Stöcklin, J., (1968) Structural historry andtectonics of Iran; a review, AAPG Bulletin, 52(7), pp,1229-1258.

[23] Cherven, V. B. (1986) Tethys- marginal sedimentary basin in western Iran. Geological society of America Bulletin, V. 97,P. 516-522.

[24] Stöcklin, J., (1968) Structural historry andtectonics of Iran; a review, AAPG Bulletin, 52(7), pp,1229-1258.

[25] Tchlalenko & Braud, (1974) Siesmicity and structure of the Zagros (Iran), the Main Recent Fault between 33^{o} and 35^{o} N, phi. Trrans. Rot. Soc., London.

[26] Valizadeh, M. V., and Cantagrel, J. M. (1975): Premieres donnees radiometrique (K-Ar , et R- Sr) sur les micas du Complexe magmatique du Mont Alvand, Pres Hamedan (Iran occidental), C. R. A. S. Paris, serie D, 281.

[27] Tchlalenko & Braud, (1974) Siesmicity and structure of the Zagros (Iran), the Main Recent Fault between 33^{o} and 35^{o} N, phi. Trrans. Rot. Soc., London.

[28] Valizadeh, M. V., and Cantagrel, J. M. (1975): Premieres donnees radiometrique (K-Ar , et R- Sr) sur les micas du Complexe magmatique du Mont Alvand, Pres Hamedan (Iran occidental), C. R. A. S. Paris, serie D, 281.

[29] Valizadeh, M. V., and Cantagrel, J. M. (1975): Premieres donnees radiometrique (K-Ar , et R- Sr) sur les micas du Complexe magmatique du Mont Alvand, Pres Hamedan (Iran occidental), C. R. A. S. Paris, serie D, 281.

[30] Tchlalenko & Braud, (1974) Siesmicity and structure of the Zagros (Iran), the Main Recent Fault between 33^{o} and 35^{o} N, phi. Trrans. Rot. Soc., London.

[31] Valizadeh, M. V., and Cantagrel, J. M. (1975): Premieres donnees radiometrique (K-Ar , et R- Sr) sur les micas du Complexe magmatique du Mont Alvand, Pres Hamedan (Iran occidental), C. R. A. S. Paris, serie D, 281.