چینه‌شناسی این توده‌ها گویای سن ژوراسیک میانی است. گرانیت شیرکوه یزد با سن پرتوسنجی ۸± ۱۷۶ میلیون سال (فورستر، ۱۹۷۸) و ۱۸۶ تا ۱۵۹ میلیون سال (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۰)، گرانیت آیرکان انارک به سن پرتوسنجی ۸ ±۱۶۸ میلیون سال، گرانودیویت کلاه قاضی، گرانیت میامی شاهرود، گرانیت شاه‌کوه و گرانیت چهارفرسخ در بلوک لوت و بعضی از توده‌های نفوذی زون سنندج – سیرجان، از پیامدهای پلوتونیسم سیمرین میانی است.

تکاپوهای آتشفشانی: بر پایهٔ گزارش سیدامامی (۱۹۹۰)، تکاپوهای آتشفشانی ژوراسیک میانی از ناحیهٔ قفقاز و گرجستان، توسط پولینسکی گزارش شده است. حالت مشابهی در شمال باختر آبادی سَهل ترودگزارش شده است (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷). در اینجا (ترود) در میان سنگ‌آهک، شیل و ماسه‌سنگ‌های باتونین، افق‌های چندمتری از گدازه‌های آتشفشانی وجود دارد. چنین سنگ‌های ماگمایی می‌توانند حاصل عملکرد رویداد سیمرین میانی باشد.دگرگونی: از نتایج عملکرد رویداد سیمرین میانی، ایجاد دگرگونی در سنگ‌های تریاس زیرین – ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و سنگ‌های کهن‌تر است. در ناحیهٔ اقلید از بخش میانی زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های آواری ژوراسیک زیرین دگرگون شده‌اند و روی آن را رسوب‌های ژوراسیک بالا، به گونه‌ای ناپیوسته و با کنگلومرا می‌پوشاند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۹). دگرگونی مورد نظر که از درجهٔ شیست سبز است، به رویداد زمین‌ساختی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا اشاره دارد.

در نواحی همدان، گلپایگان، خمین، ملایر، آزنا (از نوار سنندج – سیرجان) تناوبی از سنگ‌آهک‌های شیستی، آندزیت و به ویژه رسوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی خاکستری تیره وجود دارد که از یک دگرگونی آشکار متأثرند (بربریان، ۱۹۷۲). زمان این دگرگونی به ژوراسیک بالا نسبت داده شده است، ولی در کوه‌خان گورمز (در نقشهٔ زمین‌شناسی همدان) مجموعهٔ دگرگون شدهٔ موردنظر را ردیفی از سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالا با یک واحد آواری پایه می‌پوشاند. وجود سنگ‌آهک‌های

نادگرگونی ژوراسیک بالا بر روی شیل‌های دگرگون شدهٔ همدان، نشانگر سن پیش از ژوراسیک پسین و بیانگر عملکرد رویداد سیمرین میانی است.

در ناحیهٔ سبزواران ردیفی از سنگ‌های تخریبی ریزدانه، شیل و مارن‌های آهکی کمی دگرگون شده وجود دارد که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک میانی پوشیده شده است (دیمیتریویچ ۱۹۷۳). دگرشیبی و دگرگونی یاد شده می‌تواند حاصل رویداد سیمرین میانی باشد. سن‌سنجی بیوتیت میکاشیست گارنت واقع در ۶۰ کیلومتری باختر و جنوب باختری نهبندان، به روش روبیدیم – استرونسیم، ۱۰ ± ۱۶۵ میلیون سال را نشان داده است (کرافورد، ۱۹۷۷) که با فاز سیمرین میانی هماهنگی دارد، به همین‌رو دگرگونی‌های دەسلم، بیشتر نهشته‌های تریاس پسین – ژوراسیک میانی هستند که به باور اشتوکلین (۱۹۷۳) پس از ژوراسیک میانی دگرگون شده‌اند.

در ایران شمالی، اثر دگرگونی سیمرین میانی تنها در کوه‌های بینالود تا باختر مشهد دیده می‌شود. در این نواحی، تنش‌های فشاری پیش از باژوسین بالا، نشانه‌های آشکار دارد. گفتنی است جدا از دگرگونی ناحیه‌ای، بخشی از دگرگونی سیمرین میانی از نوع همبری و وابسته به توده‌های نفوذی این فاز است.

کانی‌زایی: قلع در گرانیت شاه‌کوه، تنگستن در چاه‌کلب و چاه‌پلنگی، خاک‌های نادر در نهشته‌های سازند شمشک نواحی مروست، اردکان، سوریان، طلا در گرانیت‌های زرین و طرقبه، کبالت در نهشته‌های دگرگون اقلید، آهن ماگمایی – اسکارن در معدن همه‌کسی (همدان) ظفرآباد (دیواندره) خسروآباد (سُنقُر) باباعلی (همدان) چناربالا و گلالی (قروه) از پیامدهای رخداد سیمرین میانی است.

رخداد ژوراسیک پسین (طبسین) : در نقاطی از سنندج – سیرجان، زاگرس، ایران مرکزی و کپه‌داغ، در بین سنگ‌های ژوراسیک بالایی شواهدی از یک ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی دیده می‌شود. به جز زاگرس، در دیگر نواحی، به دورهٔ فرسایشی موردنظر چندان توجه نشده و لذا

در گزارش‌های زمین‌شناسی موجود، اطلاعات لازم ناچیز است. با توجه به یافته‌های چینه‌شناسی و با تکیه بر جدول زمان زمین‌شناسی منتشر شده توسط اتحادیهٔ بین‌المللی علوم زمین (۱۹۹۹) زمان این رویداد را می‌توان در مرز آشکوب‌های کالووین – آکسفوردین (۱۵۲ میلیون سال پیش) و هم‌ارز با رخداد زمین‌ساختی نوادین دانست که در این نوشتار نام طبسین انتخاب شده است. در بیشتر نواحی ایران، اثرهای این رویداد تنها به صورت ایست‌های رسوبی کوتاه، همراه با دگرشیبی موازی است که موارد زیر از آن جمله‌اند.

× در کوه‌های شُتری و شیرگشت در ایران مرکزی، نشانه‌های فرسایشی رویداد طبسین را می‌توان بین دو سازند بَغَمشاه (زیر) و سازند قلعه‌دختر و یا سنگ‌آهک اسفندیار دید. در اینجا، حدود ۱۹۴ متر بخش پایینی سازند قلعه‌دختر از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی است که با تغییر سنگ‌شناسی شدید و حد بسیار ناگهانی، در روی سازند بَغَمشاه قرار داد. حدود ۱۲۵ متر بخش زیرین سنگ‌آهک اسفندیار نیز ماسه‌سنگی است که به طور هم‌ساز ولی با تغییر سنگ‌شناسی ناگهانی روی مارن‌های دریایی بَغَمشاه دیده می‌شود. ردیف‌های آواری موجود در پایهٔ سازندهای قلعه‌دختر و اسفندیار، حکایت از کاهش شدید ژرفای حوضه و به احتمال یک ایست رسوبی دارد.

× در حد فاصل کلمرد (باختر طبس) تا راور سازند بَغَمشاه با واحد سنگ‌چینه‌ای آهک پکتن‌دار (هم‌ارز سازند قلعه‌دختر و سنگ آهم اسفندیار) پوشیده شده است. این دو سازند هم‌شیب هستند ولی سطوح سخت و ردیف‌های ماسه‌سنگی سُرخ‌رنگ در این حد، نشانگر یک ایست و چرخهٔ فرسایشی، هر چند کوتاه است.

× در کوه سه کُنج در خاور ماهان کرمان، مارن‌های سازند بَغَمشاه وجود ندارد و سنگ‌آهک پکتن‌دار با یک افق کنگلومرا روی سازند هُجدک نشسته است (سهندی، ۱۳۷۴).در جنوب ناحیهٔ جام، سازند بَغَمشاه جوان‌ترین نهشته‌های دریایی ژوراسیک است. به گزارش علوی نایینی (۱۹۷۲) در زمان کالووین با کاهش ژرفای حوضهٔ رسوبی رخساره‌های مارنی سازند بَغَمشاه، ابتدا به انواع ماسه‌ای

تبدیل شده و سپس دریای ژوراسیک پسین از ناحیهٔ پس رفته و این خروج از آب تا کرتاسهٔ پیشین ادامه داشته است.

× در بخشی از کوه‌های زاگرس، (لرستان و شمال فروافتادگی دزفول) در زمان ژوراسیک میانی، سازند شیلی سرگلو ته‌نشین شده است. همبری سازند سرگلو با نهشته‌های آکسفوردین (سازند نجمه) از نوع دگرشیبی فرسایشی است (مطیعی، ۱۳۷۲) که نشانگر یک ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی قاره‌ای در اواخر ژوراسیک میانی است.در کوه‌های کپه‌داغ، گاه بخش پایینی سازند مزدوران آواری است. در تنگ شوریجه ۱۳۰ متر و در بُرش شورآب ۲۳۰ متر از لایه‌های پایینی سازند مزدوران به ماسه‌سنگ تبدیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

شاید آواری شدن پایین سازند مزدوران و حذف ناحیه‌ای سازند چمن‌بید نشانه‌ای از رویداد طبسین باشد.برای اثبات رویداد طبسین به شواهد و مطالعات بیشتری نیاز است. نکات یاد شده نشانه‌هایی هستند که به احتمال می‌تواند تأثیر این رویداد را در ایران ثابت کند.

رخداد ژوراسیک – کرتاسه (سیمرین پسین) : از دیدگاه بسیاری از زمین‌شناسان، در ایران، مرز ژوراسیک –کرتاسه با رویداد کوهزایی سیمرین پسین رقم زده می‌شود. ولی، پیوستگی رسوبگذاری از ژوراسیک (آشکوب تیتونین) به کرتاسه (آشکوب بریازین) و وجود سنگ‌های پلاژیک نواحی ژرف در این مرز، نشانگر آن است که در بیشتر نقاط ایران مرز دو سیستم ژوراسیک – کرتاسه با آرامش زمین‌ساختی نسبی و پیوستگی رسوبگذاری مشخص می‌شود. به عبارت دیگر، در ایران، رخداد موسوم به سیمرین پسین، نشانه‌های کوهزایی ندارد. برای مثال:

× پیرامون شیراز (در پهنهٔ زاگرس)، رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی به نسبت عمیق، بدون انقطاع، از اواخر ژوراسیک تا آغاز کرتاسه ادامه داشته و به همین‌رو، سازند سورمه (ژوراسیک میانی – پسین) به آرامی به سازند فهلیان (کرتاسهٔ پیشین) می‌رسد و در روی زمین، به طور عملی

تفکیک این دو ناممکن است. با وجود این، در نقاط زیادی از زاگرس، وجود ناهم‌سازی محلی بین سازند سورمه و سازند فهلیان نشانگر یک ایست رسوبی است، ولی گاه، این ایست، بر پایهٔ تفاوت‌های سنگ‌شناسی قابل شناخت نیست و باید از مطالعات دیرینه‌شناسی کمک گرفت.

× در ایران مرکزی، ارتباط ردیف‌های کرتاسه آغازی و سنگ‌های قدیمی‌تر به دو گونه است. در نواحی اصفهان، کاشان، اردکان، خرانق، یزد و ۰۰۰ سنگ‌های اُربیتولین‌دار کرتاسهٔ زیرین، با حضور ردیفی از سنگ‌های آواری، در روی نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی گروه شمشک قرار دارد. این همبری آشکارا دگرشیب است. در این نواحی، سن سنگ‌های ژوراسیک از آشکوب باژوسین و سرانجام باتونین فراتر نمی‌رود و هیچ‌گاه دیده نشده که نهشته‌های ژوراسیک بالایی و کرتاسهٔ پیشین، این چنین دگرشیب باشند. ولی در کوه‌های شُتری، کلمرد، شیرگشت، شمال کرمان، بافق، جنوب سبزوار، بیارجمند و میامی شاهرود، رسوب‌های دریایی ژوراسیک بالا – نئوکومین گزارش شده است. یافته‌های گوناگون نشان می‌دهد که در نگاه نخست، دگرشیبی پایهٔ کرتاسه وابسته به رویداد سیمرین پسین نیست. دوم آنکه به احتمال نخستین رخداد زمین‌ساختی کرتاسه در زمان نئوکومین بوده و نه در مرز ژوراسیک – کرتاسه.

× در البرز شمالی، به ویژه در نواحی تالش، رشت، چالوس، گرگان، رامیان، مینودشت، ساری، گلندرود، خلخال، سنگ‌های پلاژیک با سنگواره‌های تیتونین و نئوکومین وجود دارد. همگنی این سنگ‌ها به حدی است که تفاوت‌های سنگ‌شناسی کارساز نیست و تعیین مرز ژوراسیک – کرتاسه، بیشتر به کمک یافته‌های فسیلی امکان‌پذیر است. در این نواحی در مرز ژوراسیک – کرتاسه نشانی از رویداد زمین‌ساختی دیده نمی‌شود و این گذر آرام و تدریجی است.

× در البرز جنوبی، به دلیل کمبود سنگواره‌های شاخص، تعیین دقیق مرز ژوراسیک – کرتاسه دشوار است. با این حال، بین شهر دماوند تا باختر فیروزکوه، مجموعه‌ای از گچ، مارن، و گدازه‌های بازیک به نام «واحد گچ و ملافیر» وجود دارد که مارن‌های آن دارای جلبک‌های نئوکومین است. و

یـا در ۸/۵ کیلـومتری خـاور فیروزکـوه و نیـز در محـور دماونـد – فیروزکـوه، در بخـش بـالایی سنگ‌آهک‌های پلاژیک سازند لار، جنس و گونه‌های متعددی از خانوادهٔ کالپیونلا و جلبک بـه سـن نئوکومین وجود دارد که نشانگر آشکوب تیتونین و بریازین است (کشانی، ۱۳۶۱). اگرچه پیوستگی رسوبگذاری و گذر آرام ژوراسیک به کرتاسه در البرز جنوبی بـه انـدازهٔ البـرز شـمالی، نیـست ولـی شاهدهای موجود نشان می‌دهند که در البرز جنوبی هم، رویداد سیمرین پـسین از نـوع دگرشـیبی موازی و از مرز ژوراسیک – کرتاسه جوان‌تر است.

× زون سنندج – سیرجان از گستره‌هایی است که به طور عموم گذر از ژوراسیک پسین به کرتاسهٔ آغازی تدریجی است. در ناحیهٔ گل‌گهر، گذر پیوسته‌ای بـین سـنگ‌هـای ژوراسـیک بـالا تـا اواخـر نئوکومین و حتی اوایل بارمین وجود دارد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳). در ناحیهٔ خبر و باغات، ردیف‌هایی غنی از سنگواره‌های پلاژیک از نوع کالپیونلید وجود دارد که محدودهٔ سنی آنها بین ژوراسـیک پـسین – کرتاسهٔ پیشین است. در ناحیهٔ نیریز، گروه گلو معدن جلبک و روزنه‌دارانی به سن ژوراسیک پـسین تا کرتاسهٔ پیشین دارد (ریکو، ۱۹۷۴). در ناحیهٔ سبزواران، میکرایت‌های ژوراسیک بالا دارای انـواعی از کالپیونلا و رادیولر هستند که نشانگر یـک محـیط رسـوبی ژرف و سـن ژوراسـیک پـسیـن و بـه احتمال کرتاسهٔ پیشین است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳). وضـع مـشابهـی در جنـوب سیـــرجان (کـوه خواجو) وجود دارد. در ناحیهٔ سُنقُر، سنگ‌های مرز ژوراسیک – کرتاسه بیـشتر رخـسارهٔ رسـوبی – آتشفشانـی دارند که در جایگاه چینه‌شناسی بالاتری نسبت به شیـست‌هـای همـــدان قـرار دارنـد. میان‌لایه‌های آهکـــی این مجموعه، سنگواره‌هایـــی به سـن ژوراسـیک پـسین – نئوکـومین دارنـد (اشراقـــی و جعفریان، ۱۳۷۳).

× اگرچه در بعضی نقاط (کپه‌داغ خاوری، لرستان، ایران مرکزی) نهشت رسوب‌های آواری و تبخیری ژوراسیک پسین گویای کاهش ژرفای حوضه و آغاز پسروی دریا اسـت، امـا، حتـی در ایـن نـواحی پسروی کامل دریا و ایست رسوبگذاری، در کرتاسهٔ آغازی بوده است.

× هرچند سنگ‌های آتشفشانی همراه با رسوب‌های ژوراسیک بالایی (ناحیهٔ سُنقُر) و کرتاسهٔ آغازی (دامنه‌های شمالی البرز، سنندج – سیرجان، البرز جنوبی، بوکان، سقز) نشانهٔ ناآرامی‌های زمین‌ساختی است، ولی تکاپوهای آتشفشانی این زمان چندان زیاد نیست و به تقریب به نظر می‌رسد که هیچ تودهٔ نفوذی جایگیر نشده است.

× سن سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک ایران محدود به آشکوب باژوسین – باتونین است و هیچ‌گاه دیده نشده که سنگ‌های ژوراسیک بالا، در زمان ژوراسیک پایانی – کرتاسهٔ آغازی، دگرگون شده باشند.پیوستگی رسوبگذاری از ژوراسیک به کرتاسه (هرچند با رخساره‌های آواری و قاره‌ای)، نداشتن تکاپوهای آتشفشانی درخور توجه، نبود تودهٔ نفوذی، دگرگون نشدن سنگ‌های ژوراسیک بالا گویای آن است که بر خلاف نظر رایج:

× رویداد سیمرین پسین نه در مرز ژوراسیک – کرتاسه، بلکه در زمان نئوکومین (پیش از بارمین) رخ داده است.× در اثر این رویداد، پسروی دریا و خروج زمین از آب صورت گرفته و چرخه‌های فرسایشی پیش از بارمین، گاه با حذف سنگ‌های کرتاسهٔ پایینی (نئوکومین – بریازین) و ژوراسیک بالایی (تیتونین و حتی کیمریجین) همراه بوده است.

× این رویداد به دور از چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم است و در نتیجه نه از نوع کوهزا، که از نوع زمین‌زا است با این حال، جدا از حرکات رو به بالای زمین، در برخی نواحی مانند ناحیهٔ بیابانک و پشت‌بادام در اثر فعالیت دوبارهٔ گسل‌ها، پایین‌افتادگی زمین صورت گرفته و برای تشکیل حوضه‌های فروبوم کرتاسهٔ پیشین، شرایط لازم فراهم آمده است.

× بسیاری از پدیده‌های منسوب به مرز ژوراسیک – کرتاسه، در ارتباط با رویداد کهن‌تری است که در حدود ۱۵۲ میلیون سال پیش روی داد و در این نوشتار از آن با نام «سیمرین میانی» یاد شده است.

رخداد کرتاسهٔ پسین (اتریشین – ساب‌هرسی‌نین Austrian – Subhercynian) :

بررسی چینه‌شناسی زمانی و مکانی و همچنین مطالعهٔ فازهای ماگمازایی و دگرگونی کرتاسه، نشانگر ناآرامی‌های زمین‌ساختی مکرر است که گاه موضعی و گاه سراسری است، به گونه‌ای که به نظر می‌رسد رخدادهای قابل قیاس با کوهزایی آلپ میانی، بر ایران اثرات درخور توجه داشته است. برای نمونه:

× ردیف‌های کرتاسهٔ پایینی گستره‌هایی از البرز – آذربایجان (خاور دماوند، زنجان، قزوین – رشت، آمل، ساری، خوی، چالوس، بندرانزلی، جواهرده، پل‌رود)، سنندج – سیرجان (حاجی‌آباد، گلپایگان، اقلید، کبودرآهنگ) و ایران مرکزی (قائن، خارتوران، انار، نایین، کمان ماگمایی ارومیه- بزمان، سروبالا) دارای همراهانی از گدازه‌های قلیایی و بازیک است که گاه خاستگاه انفجاری دارند.

× ردیف‌های کرتاسهٔ بالا در گستره‌هایی از البرز – آذریایجان (اهر، علم‌کوه، پل‌رود، چم‌رود، شمال پرنکوه، لاهیجان، اَملَش، شمال تبریز، زنجان، ماسوله)، سنندج – سیرجان (مهاباد، ارومیه، سنندج)، ایران مرکزی (نطنز، سورک، نایین، خارتوران) و حوضهٔ فلیشی خاور ایران، روانه‌هایی از سنگ‌های بازیک تا متوسط، آکلومرا و توف دارند.

× در بیشتر نواحی ایران، دگرشیبی مشخصی بین سنگ‌های کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا وجود دارد که با ردیف‌های آواری دارای گلوگونیت فراوان، شاخص است. برای مثال در ناحیهٔ یزد و کوه‌های سپایه در خاور تهران، دگرشیبی پایهٔ کرتاسهٔ بالا، از نوع زاویه‌دار است. در بلوک لوت، سنگ‌های ماستریشتین به طور دگرشیب ردیف‌های کرتاسهٔ پایین را می‌پوشاند و می‌تواند نشانگر ناپیوستگی رسوبی بزرگ از سنومانین تا ماستریشتین باشد.

× در البرز خاوری (شمال شاهرود)، سنگ‌آهک‌های کرتاسهٔ بالا، با افقی از گدازه‌های بازیک بر روی کربنات‌های ژوراسیک بالا قرار دارد. در کوه‌های بینالود، ردیف‌های ژوراسیک بالا (سازند مزدوران)،

بدون حضور کرتاسهٔ پایین، با سنگ‌های کرتاسهٔ بالا همبری دگرشیب پیوسته‌نما دارند و مرز آنها با لایه‌های کربناتی دارای دانه گلوکونیت مشخص می‌شود.

× در جنوب خاوری تهران (کوه‌های سپایه)، نهشته‌های کنیاسین – سانتونین کنگلومرایی و نـشانگر ژرفای کم، انرژی زیاد و ناآرامی‌های زمین‌ساختی است.

× در دامنهٔ شمالی البرز، کربنات، شیل، ماسه‌سنگ و آتشفشانی توفی بریازین – آپتـین، گـاهی بـه طور دگرشیب، با ردیفی از سنگ‌های آهکی سبز – خاکستری به سن سنونین پوشیده شده‌انـد کـه به ایست رسوبی آلبین – تورونین اشاره دارد.

× در جنوب رشت، توالی پیوسته‌ای از سنگ‌های ژوراسیک – کرتاسه (بارمین) وجود دارد که با سه ناپیوستگی رسوبی تا آشکوب ماستریشتین ادامه می‌یابد (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵).

× در ناحیهٔ لاهیجان، یک ناپیوستگی رسوبی، از نوع دگرشیبی زاویه‌دار، بین آلبین و سـنونین قابـل شناسایی است. در همین ناحیه، مرز میان مجموعهٔ آتشفشانی سنونین و سـنگ‌هـای ماستریـشتین دگرشیبی زاویه‌دار است

.× نواحی واقع در جنوب باختری فیروزکوه از نئوکومین تا سانتونین شرایط قاره‌ای داشته و با دریای سانتونین پوشیده می‌شد (صادقی، ۱۳۷۸).

× در ناحیهٔ گرگان، حد سنگ‌های والانژنین – بارمین (سازند پاقلعه) با ردیف‌هـای آپتـین – آلبـین (سازند جامی‌شوران) دگرشیبی زاویه‌دار خفیف است. در همین ناحیه، یـک ایـست رسـوبی از نـوع دگرشیبی به سن آلبین – تا سنونین پسین سبب شده تا دو سازند جامی‌شـوران (در زیـر) و قلعـهٔ موران (در بالا) ارتباط ناپیوسته داشته باشند. در ضمن نبود سنگ‌های ماستریشتین ممکن است به پسروی پیش از ماستریشتین در ارتباط باشد.

× در کوه‌های زاگرس فاز فرسایشی پایان سنومانین سبب شده تا سنگ‌آهک‌های سازند سروک به دو بخش سنومانین و تورونین تقسیم شود.

× در کوه‌های زاگرس، فاز فرسایشی پس از تورونین، موجب ناپیوستگی رسوبی دو سازند سروک و ایلام شده که با لاتریت‌زایی و تشکیل عدسی‌هایی از لاتریت همراه است.

× در بخش جنوبی زاگرس مرتفع، مجموعه‌های افیولیتی و رادیولاریت‌های نیریز پس از آمیختگی، به طور دگرشیب با رخساره‌های کم عمق ماستریشتین (سازند تاربور) پوشیده شده‌اند.

× در ناحیهٔ لرستان چرخه‌های فرسایشی وابسته به ناآرامی‌های زمین‌ساختی کرتاسه، موجب نهشت رسوبات آواری سازند فلیشی امیران شده است.

× در بلوک لوت (کوه گرماب)، ردیف‌های مارنی ماستریشتین، به طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر از کرتاسهٔ پایین را می‌پوشانند.

× ناپیوستگی‌های رسوبی بین سنگ‌های کرتاسهٔ بالای ایران، مکرر و به سن‌های متفاوت است که می‌تواند نشانگر ناپایداری‌های زمین‌ساختی باشد، برای مثال در ناحیهٔ خور، ردیف‌های تورونین – کُنیاسین وجود ندارد و سنگ‌های سانتونین – کامپانین با سنگ‌های سنومانین مرز دگرشیب دارند. و یا در ناحیهٔ جندق، توالی سانتونین بین دو ناپیوستگی دگرشیب قرار دارد. و حتی در این منطقه (جندق – بیابانک)، بین ماستریشتین پیشین و پسین نشانه‌ای از کوهزایی به نسبت شدید گزارش شده است (آیستوف، ۱۹۸۴).

× در کپه‌داغ، به جز بخش شمال خاوری حوضه، در بسیاری از نواحی، از اواخر سنومانین تا آغاز تورونین و حتی در بعضی نقاط تا اواخر سنونین شواهدی از یک نبود رسوبی وجود دارد (افشارحرب، ۱۳۷۲).

× در کپه‌داغ، به جز ناحیهٔ سرخس و شمال گنبدکاووس، از اواسط ماستریشتین پسین خشکی بوده است.× در مکران و کوه‌های خاور ایران (نهبندان – خاش)، مجموعهٔ افیولیتی پی‌سنگ، به طور دگرشیب با رسوبات فلیش گونهٔ کرتاسهٔ بالا (ماستریشتین) پوشیده شده‌اند.ناپیوستگی‌های رسوبی، دگرشیبی‌ها، تکاپوهای آتشفشانی گفته شده، اشاره به ناآرامی‌های زمین‌ساختی دارد که در زمین‌شناسی ایران با رویدادهای اتریشی و ساب هرسی‌نین مقایسه می‌شود.

رخداد کرتاسهٔ پسین – ترشیری (لارامین) : از اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوژن، در بیشتر نواحی ایران، شواهد روشنی از چین‌خوردگی، ماگمازایی و دگرگونی وجود دارد که با رخداد کوهزایی لارامید قابل قیاس است. آغاز، پایان و پیامد این رخداد زمین‌ساختی مهم، در همه جای ایران و حتی در یک حوضهٔ ساختاری – رسوبی شاخص، یکسان نیست. برای مثال، در گرگان، ردیف‌های آهکی – گل‌سفیدی سانتونین – کامپانین آخرین نهشته‌های کرتاسه است و نبود ردیف‌های ماستریشتین ممکن است نتیجهٔ خروج البرز خاوری از آب در اثر کوهزایی لارامید باشد. در حالی که در لاهیجان، جنوب رشت و همچنین در دامنهٔ جنوبی البرز، دریای ماستریشتین، تحت تأثیر حرکت‌های زودرس لارامین قرار داشته تا سرانجام در اواخر ماستریشتین، این مناطق به خشکی تبدیل شده‌اند، به طوری که در منطقهٔ الرم ردیف‌های ماستریشتین با دگرشیبی آشکار در زیر سنگ‌آهک‌های آلوئولین‌دار و نومولیت‌دار ائوسن و در تخت علی و سیدآباد، در زیر کنگلومرای فجن و در دربندک و جنوب زره در زیر رسوبات تخریبی پالئوسن – ائوسن قرار دارند (صادقی، ۱۳۷۸). با وجود این، در نقاط زیادی دیده می‌شود که نهشت ردیف‌های کرتاسهٔ بالا، به آرامی تا اوایل پالئوسن ادامه داشته است. برای نمونه، در ناحیهٔ انزلی – ماسوله، رسوبات آهکی ماستریشتین، به آرامی به سنگ‌آهک‌های آشکوب دانین (پالئوسن) می‌رسند و یا در جنوب چالوس، مارن‌های گلوبوترونکانادار سانتونین – ماستریشتین به طور هم‌شیب و پیوسته به رسوبات دانین می‌رسند. تدریجی بودن ردیف‌های کرتاسه به پالئوسن و عملکرد رویداد لارامید در زمان پس از آشکوب دانین، محدود به البرز نیست. در خاور بیاضه (ایران مرکزی) سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن سازند فرخی، سن

سنونین پسین – دانین دارند (آیستوف، ۱۹۷۴). و یا در ناحیهٔ لرستان، مرز بالای سازند شیلی گورپی تا پالئوسن ادامه دارد، در حالی که در فارس، مرز بالایی سازند گورپی نشان از دگرشیبی فاز کرتاسهٔ پایانی (لارامید) دارد که با گرهک‌هایی از فسفات، دندان ماهی، گلوکونیت و در برخی نقاط کنگلومرا، مشخص می‌شود. در کپه‌داغ نیز مرز بالایی سازند شیلی نفته با سازند پسته‌لیق به سن پالئوسن، هم‌شیب و تدریجی است (افشارحرب، ۱۳۷۰) و سرانجام، در مرز ایران و پاکستان، می‌توان رسوبگذاری تدریجی و پیوستهٔ بین فلیش‌های کرتاسهٔ بالایی، پالئوسن و ائوسن را دید. بنابراین، جنبش‌های زمین‌ساختی لارامید از زمان کرتاسهٔ پسین آغاز شده و در پالئوسن (پس از دانین) بیشترین شدت را داشته است به همین دلیل دورهٔ ترشیری، در همه جای ایران مرکزی و دامنه‌های جنوبی البرز، با حضور رسوبات آواری پس از کوهزایی و با دگرشیبی زاویه‌ای آشکار آغاز می‌شود. تداوم این حرکات را می‌توان به صورت فازهای کششی در ائوسن میانی دید. در یک نگاه کلی، رخداد لارامید ویژگی‌های دوگانهٔ فشارشی و کششی داشته که به دنبال هم عمل کرده‌اند. در فاز فشارشی، بسته شدن کافت‌های مزوتتیس آغاز شده که حاصل آن، شکل‌گیری آمیزه‌های رنگین ایران و رانده شدن آنها بر روی لبهٔ قاره‌ها است. جایگیری توده‌های نفوذی، دگرگونی و چین‌خوردگی همچنان از پیامدهای فشارشی این فاز است.

فاز کششی رخداد لارامید نوعی رهایی پس از فشردگی است که در پالئوسن – ائوسن رخ داده و اوج آن در ائوسن میانی و حاصل آن آتشفشانی شدید ائوسن با ترکیبی بیشتر آندزیتی است.مهم‌ترین اثرات رخداد لارامید بر زمین‌شناسی ایران به شرح زیر است:

چین‌خوردگی: ناشی از رویداد لارامید را به ویژه می‌توان در دامنه‌های جنوبی البرز و ایران مرکزی دید. در این نواحی نهشته‌های آواری پس از کوهزایی (سازند فجن، کنگلومرای کرمان) با دگرشیبی آشکار ردیف‌های کهن‌تر را می‌پوشانند. این دگرشیبی در جنوب نایین، جنوب خاوری یزد (کوه دوسر) و نواحی گوناگون کرمان مانند کوه سیدی دیده می‌شود. ولی در برخی مناطق، مانند جندق

و خور، رسوبات کرتاسهٔ بالا به تدریج به رسوبات مردابی – کولابی پالئوسن می‌رسند. در کپه‌داغ دگرشیبی وجود ندارد و ارتباط نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ پالئوسن (سازند پسته‌لیق) و سنگ‌های کهن‌تر هم‌شیب است. در زاگرس، شیل‌های ارغوانی بخش زیرین سازند پابده می‌تواند نشانگر کاهش ژرفای حوضه در اثر رویداد لارامید باشد. در نواحی همدان، بروجرد، اراک، شهرکرد از زون سنندج – سیرجان، دگرشکلی لارامید، شیست‌وارگی فاز ژوراسیک را چین داده و شیست‌وارگی تازه‌ای در راستای N140E به وجود آورده است.چین‌خوردگی ناشی از رخداد لارامید تا ائوسن میانی ادامه داشته که در برخی نقاط مانند باختر ارومیه، تفرش، کاشمر و خاور ایران به صورت چرخهٔ فرسایشی و دگرشیبی آشکار، در ائوسن میانی، قابل شناسایی است.

ایجاد فرابوم: در البرز شمالی، یکی از پیامدهای مهم لارامید است. به همین‌رو، در البرز شمالی ردیف‌های ائوسن تا میوسن، گسترش محدود دارند و این باور وجود دارد که در اثر رخداد لارامید، دامنهٔ شمالی البرز، از آب خارج و تا زمان میوسن فرابوم بوده است. با وجود این، رخنمون‌هایی از ترشیری در نواحی بلده، جنوب انزلی ۰۰۰ وجود دارد.

ماگمازایی: وابسته به رخداد لارامید، حاصل تغییر ماهیت نیروهای فشارشی به کششی است، که با ایجاد و یا فعال شدن گسل‌ها همراه بوده است. از این شکاف‌ها، مواد آذرین فراوان به صورت خاکستر و گدازه، با ترکیب آندزیتی تا تراکیتی به بیرون راه یافته‌اند که اوج آن در ائوسن میانی بوده تا روانه‌ها و آذرآواری‌های ترشیری دامنهٔ جنوبی البرز و ایران مرکزی را به وجود آورند. جدا از روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی، جایگیری چند تودهٔ نفوذی، از پیامدهای ماگمازایی لارامید است. گرانیت الوند همدان به سن پرتوسنجی ۶۴ تا ۷۰ میلیون سال (برو، ۱۹۷۵) و هم‌ارزهای آن مانند برخی از گرانیت‌های گلپایگان، گرانیت سُدیمی بروجرد، گرانودیوریت جنوب باختری ملایر و همچنین مونزونیت سرده در البرز باختری و گرانیت بزمان در شمال جازموریان از آن جمله است. کانسارهای رسوبی – ولکانوژنیک آهن و منگنز در محور ملایر – اصفهان (شمس‌آباد و آهنگران)،

منگنز همراه با رسوبات پلاژیک مجموعه‌های افیولیتی (محور سنندج – اسفندقه)، وابسته به ماگمازایی این فاز هستند.

دگرگونی: وابسته به فاز لارامید، بیشتر در گودال‌های عمیق بخش شمال باختری سنندج – سیرجان و یا در کافت‌های درون قاره‌ای مزوتتیس دیده می‌شود که چندان گسترده نیست. در مهاباد، پیرانشهر و سنندج از بخش شمال باختری سنندج – سیرجان، نیروهای فشاری فاز لارامید موجب دگرشکلی و دگرگونی فلیش‌های کرتاسهٔ بالا در رخسارهٔ شیست سبز شده ولی در نواحی که دگرگونی با جایگیری توده‌های نفوذی دنبال شده، دگرگونی فراتر از شیست سبز است. به همین دلیل در ناحیهٔ سقز در نوار مرزی عراق، عدسی‌های بزرگ سنگ‌آهک به مرمر تبدیل شده‌اند. فلیش‌های کرتاسهٔ پسین خاور ایران، دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند. اشتوکلین (۱۹۷۲) این دگرگونی را به سن کرتاسهٔ پسین می‌داند. در اثر فاز لارامید، مجموعه‌های افیولیتی کرتاسهٔ بالای ایران به دو صورت استاتیک و ناحیه‌ای دگرگون و دگرشکل شده‌اند. فاز دگرگونی ناحیه‌ای مربوط به زمان بسته شدن زمیندرز است که در دو رخسارهٔ گلوکوفان شیست و شیست سبز تا آمفیبولیت صورت گرفته است.

بسته‌شدن: کافت‌های مزوتتیس ایران و فرارانش مجموعه‌های افیولیتی بر روی لبهٔ پوسته‌های قاره‌ای، شاید مهم‌ترین پیامد رویداد لارامید باشد. در زمیندرز زاگرس، مجوعهٔ افیولیتی نیریز، به طور دگرشیب با سنگ‌آهک‌های تاربور و در زمیندرز پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی، با ردیف‌های کم عمق پالئوسن – ائوسن پوشیده شده‌اند و در نتیجه به نظر می‌رسد که زمیندرزهای مزوتتیس در یک زمان بسته نشده‌اند.

رخدادهای زمین‌ساختی سنوزوییک

رخداد ائوسن – الیگوسن (پیرنئن Pyrnean)در بیشتر نواحی ایران، حتی در زاگرس، کپه‌داغ و مکران – زابل، در مرز تقریبی ائوسن – الیگوسن، شواهدی از جنبش‌های زمین‌ساختی فشارشی بس بزرگ وجود دارد که با رخداد زمین‌ساختی پیرنئن (حدود ۳۷ میلیون سال پیش) در دیگر نقاط جهان قابل قیاس است. مهم‌ترین پیامد رخداد پیرنئن بر زمین‌شناسی ایران، عبارتست از:

تغییر در جغرافیای دیرینهٔ ایران: که با پسروی گستردهٔ دریای آزاد و شکل‌گیری خشکی‌های گسترده در ایران مرکزی، نواحی سکویی زاگرس، پهنهٔ کپه‌داغ، حوضهٔ رسوبی خاور ایران (نهبندان – خاش) و البرز همراه بوده است. در برخی این مناطق (باختر ایران مرکزی، زاگرس) پسروی ناشی از رویداد پیرنئن چندان طولانی نبوده و خشکی‌های پیرنئن با دریای پیشروندهٔ الیگوسن پسین (شاتین) پوشیده شده‌اند، ولی در کپه‌داغ، گسترهٔ وسیعی از ایران مرکزی، کوه‌های خاور ایران، البرز جنوبی، نشانه‌ای از بازگشت دوبارهٔ دریا وجود ندارد. به همین‌رو، در این‌گونه نواحی، ردیف‌های جوان‌تر از ائوسن به طور عمده نهشته‌های قاره‌ای هستند که در حوضه‌های میان کوهی رسوب کرده‌اند. یکی از حوضچه‌های داخلی این زمان، کویر بزرگ ایران است که نشست قابل توجهی داشته و هزاران متر رسوب خشکی نوع کویری متعلق به میوسن – پلیوسن در آن نهشته شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸)

.فرابوم‌های ناشی از رخداد پیرنئن را به ویژه در کپه‌داغ، البرز، زاگرس، ایران مرکزی و خاور ایران می‌توان دید. در کپه‌داغ باختری، پسروی ناشی از پیرنئن، از اواخر ائوسن آغاز شده و در پایان ائوسن و یا به احتمال اوایل الیگوسن، به خاور کپه‌داغ رسیده است (افشارحرب، ۱۳۷۰). در زاگرس، در ائوسن میانی، با خروج نواحی سکویی فارس، چرخهٔ رسوبی جهرم خاتمه یافته و این خروج تا پیشروی بعدی دریا در الیگوسن پسین ادامه داشته، ولی در ناوه‌های لنگه و خوزستان، رسوبگذاری سازند پابده ادامه داشته است. در ایران مرکزی، به دنبال فراخاست عمومی زمین و فرسایش شدید، مواد تخریبی در حوضچه‌های بسته داخلی و در محیط‌های قاره‌ای نهشته شده‌اند. از همین‌رو است

که نهشته‌های الیگوسن ایران مرکزی (سازند سُرخ زیرین) بیشتر قاره‌ای – آواری و سُرخ‌رنگ است. نبود سنگ‌های الیگوسن در البرز و پوشیده شدن توفیت‌های سبز ائوسن با نهشته‌های قاره‌ای قرمزرنگ میوسن (سازند سُرخ بالایی)، نتیجهٔ فاز پیرنئن دانسته شده است. در کوه‌های مکران، اگرچه ایست رسوبی پیرنئن با چین‌خوردگی همراه بوده، ولی بر خلاف زون نهبندان – خاش، پسروی دریا چندان طولانی نبوده و در نتیجه ردیف‌های الیگوسن - پلیوسن آن، ستبرای درخور توجهی دارند.

ماگمازایی: به صورت روانه‌های خروجی و یا توده‌های نفوذی همراه با کانی‌زایی، یکی از ویژگی‌های بارز رخداد پیرنئن است. سنگ‌های آتشفشانی وابسته به رخداد پیرنئن به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و نواحی وسیعی از بلوک لوت و حتی در پهنهٔ فلیشی خاور ایران برونزد دارند که از نوع گدازه‌های اسید است و بیشتر ویژگی سنگ‌های آتشفشانی قاره‌ای دارند. توده‌های نفوذی فاز پیرنئن، از کل توده‌های نفوذی که تا پیش از این زمان وجود داشته‌اند، بیشتر است. این توده‌ها به ویژه در نواحی زاهدان – خاش، کاشمر، آذربایجان، کوه‌های طارم، قصر فیروزهٔ تهران و سد کرج از نوع گرانیت تا گرانودیوریت و مونزونیت است. ولی در پیرامون تهران (گابروی سد کرج، گابروی مبارک‌آباد، گابروی رودهن) و در شمال باختری سنندج – سیرجان (توده‌های کامیاران – کلاه‌سر، خار سره)، از نوع بازیک است. بخشی از گرانودیوریت کرکس به سن پرتوسنجی ۳۳ تا ۳۸ میلیون سال (الیگوسن آغازی) است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) و لذا، یکی از فازهای گرانیت‌زایی کرکس وابسته به رخداد پیرنئن است.

دگرگونی: ناحیه‌ای فاز پیرنئن چندان گسترده نیست. در هر حال، سخت شدن و تبلور دوبارهٔ گدازه‌ها و آذرآواری‌های ائوسن که همراه با پیدایش کانی‌های ثانوی مانند زئولیت، آنالیسم و آلبیت است، بیشتر حاصل عملکرد رخداد پیرنئن است که در دو رخسارهٔ بسیار ضعیف و ضعیف، شکل گرفته‌اند. بر خلاف دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی همبری ناشی از جایگیری نفوذی‌های ائوسن –

الیگوسن، گاه (زاهدان، طارم) درخور توجه است.یافته‌های جدید نشان می‌دهند کـه دگرگـونی فـاز پیرنئن بیش از حد شناخته شده است. برای نمونه، در ایـران مرکـزی رادیوایزوتـوپ‌هـا بـه رویـداد پیرنئن اشاره دارند. به گفتهٔ دیگر، رویداد پیرنئن ممکن است یکی از فازهای چندگانه‌ای باشد که بر گستره‌هایی از ایران مرکزی اثرگذار بوده‌اند.

کانی‌زایی: از جمله پیامدهای رخداد پیرنئن است. به باور مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، این کانی‌زایی بخشی از یک فاز فلززایی همزاد است که از اواخر کرتاسه آغاز و در الیگوسن به پایان رسـیده و ذخـایر مـس، آهن، سرب، روی، باریت، سلستیت، آلونیت، بنتونیت، کائولینیت و فـسفات ایـن فـاز درخـور توجـه است. از بین آنها کانی‌سازی مس از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و ذخایر اصلـی مس ایـران در این فاز تشکیل شده‌انـد که ممکن است همزاد، دیرزاد و یا همزمان با نفوذ باشند. ذخایر آهـن ایـن فاز، مانند کانسار آهن تایباد، پس از ذخائر فاز پرکامبرین پسین، در اولویت دوم قرار دارنـد. عناصـر مولیبدن و طلا به صورت عناصر اصلی، و یا همراه مس به مقـدار قابـل توجـه در منـاطق کیقـال – سونگون (شمال باختری اهر)، انارک و سرچشمه تشکیل شده‌اند. وجود کانـسارهای مـس، سـرب – روی، آنتیموان در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق بخـش شـمالی لـوت سـبب شـده تـا لطفـی (۱۳۶۴) فاز پیرنئن را یک عصر فلززایی در ناحیهٔ شمالی لوت مرکزی بداند.

رخداد الیگوسن پسین – میوسن پیـشین (سـاوین Savian) : در حاشـیهٔ بـاختری ایـران مرکزی (قم، همدان، کاشان، تفرش تا حاشیهٔ جنوبی جازموریان) و نواحی بی‌شماری از آذربایجان و همچنین در نواحی سکوی زاگرس، شواهدی از یک پیشروی دریایی گسترده وجود دارد که بخـشی از فرابوم‌های فاز پیرنئن را زیر پوشش داشته است. ردیف‌های کربناتی ایـن دریـای پیـشرونده را در زاگرس سازند آسماری و در آذربایجان – ایران مرکـزی سـازند قـم نـام داده‌انـد. پیـشروی دریـای آسماری – قم حاصل یک فاز کششی همراه با فرونشست دانسته شده که به ویژه در بخش‌هـایی از

آذربایجان (تکاب و قافلانکوه) با تکاپوهای آتشفشانی همراه بوده است. این رخداد را می‌توان با فاز ساوین در دیگر نقاط هم‌ارز دانست.

رخداد میوسن میانی (استیرین Styrian) : گذر از ردیف‌های کربناتی الیگوسن – میوسن زاگرس (سازند آسماری) و ایران مرکزی (سازند قم) به نهشته‌های تبخیری – آواری جوان‌تر، ناگهانی و گاه از نوع ناپیوستگی دگرشیب است. تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی، دگرشیبی محلی و به ویژه تکاپوهای آتشفشانی میوسن میانی ایران، نتیجهٔ عملکرد یک رخداد زمین‌ساختی قابل قیاس با فاز استیرین است. سن پرتوسنجی برخی از ریولیت‌ها و توده‌های آذرین منطقهٔ نطنز – نایین ۱۷ تا ۲۲ میلیون سال است (عمیدی، ۱۹۷۵). پرتو سنجی بیوتیت‌های گرانودیوریت کرکس سن ۱۶ تا ۱۸ میلیون سال را نشان می‌دهد (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲). سینیت‌های لواسان، سن پرتوسنجی ۱۷/۵ میلیون سال دارند. سن ایگنیمبریت‌های شمال دریاچهٔ حوض سلطان به روش پتاسیم - آرگون، ۱۵ میلیون سال است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).در ایران، سازند سُرخ بالایی به سن میوسن، به طور هم‌شیب بر روی سازند قم قرار می‌گیرد. تنها در حاشیهٔ حوضه این ارتباط می‌تواند ناپیوسته باشد و لذا به نظر می‌رسد که حرکات استیرین در ایران، به طور عمده خشکی‌زا بوده و ممکن است بیشتر با اُفت عمومی سطح آب‌های آزاد ارتباط داشته باشد.

رخداد میوسن پسین – پلیوسن (آتیکن Atikan) : یکی از رخدادهای زمین‌ساختی ایران، فاز آتیکن است که به ویژه در البرز، زاگرس، ایران مرکزی و خاور ایران، نشانه‌های روشنی از چین‌خوردگی، دگرشکلی و گاه ماگماتیسم دارد.

به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۳) در میوسن پایانی (۵ میلیون سال پیش) تمام ایران تحت تأثیر حرکات کوهزایی مهمی قرار گرفته که با شروع دومین مرحلهٔ بازشدگی دریای سُرخ و خلیج عدن همزمان است. در نتیجهٔ این حرکات، که با ایجاد نیروهای فشاری همراه بوده، با فراخاست زمین و پسروی دریا، چرخه‌های فرسایشی چیره شده و حاصل آن، پر شدن سریع گودی‌ها با رسوبات

آبرفتی – کوهپایه‌ای است که به نام سازندهای بختیاری و هزاردره نام‌گذاری شده‌اند. در ناحیهٔ مکران، نهشته‌های پس از فاز آتیکن از نوع شبه مولاس است که به طور دگرشیب، فلیش‌های میوسن بالایی را می‌پوشانند. ارتباط دگرشیب مولاس‌ها و ردیف‌های کنگلومرایی پس از کوهزایی با سنگ‌های کهن‌تر، نشانگر این فاز زمین‌ساختی است. افزون بر آن، باید به ماگماتیسم به نسبت شدید این فاز اشاره کرد که در آذربایجان (اهر و سبلان)، نوار ارومیه – بزمان و خاور ایران برونزد دارد. برای نمونه می‌توان به گدازه‌های اولیهٔ سهند به سن ۱۲ میلیون سال (معین وزیری و همکاران، ۱۳۵۶) و یا سری پیش از پیدایش کوه سبلان (دیدون و ژُمن، ۱۹۷۶) و همچنین آتشفشان‌های جنوب بیجار اشاره کرد که سن میوسن فوقانی (۸ – ۹ میلیون سال) دارند (بوکالتی و دیگران، ۱۹۷۶). تغییر در سازوکار برخی گسل‌های ایران از کششی به فشارشی (به ویژه انواع شمال باختری – جنوب خاوری)، می‌تواند وابسته به فاز آتیکن باشد.بیشتر کانی‌سازی مس – مولیبدن پورفیری همراه با اسکارن‌های فلزی (اسکارن کوه تخت) و سیلیکاتی و کانسارهای سرب و روی، باریت، طلا، آرسنیک، آنتیموان و جیوه وابسته به ماگمازایی رخداد آتیکن هستند.

رخداد اواخر پلیوسن (پاسادنین Pasadenian) : مهم‌ترین رخداد زمین‌ساختی سراسری و چهره‌ساز ایران، در زمان پلیوسن پسین – پلیستوسن پیشین (حدود ۱/۸ میلیون سال پیش) صورت گرفته که با رویداد کوهزایی پاسادنین قابل قیاس است. در ایران هم، رخداد پاسادنین ماهیت کوهزا داشته و مهم‌ترین پیامد آن عبارت است از:

× تأثیر قابل توجه همراه با چین‌خوردگی پیشرفته در کوه‌های زاگرس و کپه‌داغ و به پایان بردن گذر تکاملی این دو پهنه.

× کوتاه و ستبرشدگی به دلیل فشارهای وارده که حاصل آن چین‌خوردگی، گسلش فشاری و شکل‌گیری سیمای ریخت‌زمین‌ساختی امروزی ایران است.

× پایین افتادن بیشتر فرونشست‌های میانکوهی مانند خزر جنوبی، جازموریان، کویر بزرگ، کویر هرابرجان و ۰۰۰ و رانده شدن کوه‌های پیرامون بر روی آنها.

× پیوستگی فرورانش در زون فعال مکران همراه با زایش کمان ماگمایی کلسیمی - قلیایی بزمان – تفتان و توسعهٔ گسلش‌های راندگی در حاشیهٔ شمالی این کوه‌ها.

× به تله افتادن صفحهٔ ایران، بین صفحه‌های عربستان (در باختر)، هند (در خاور) و توران (در شمال) و تغییر ماهیت حرکت‌های امتداد لغز به فشارشی، همراه با کوتاه و ستبرشدگی پوسته و رویداد زمین‌لرزه با سازوکار به طور عمده فشاری.

× چین‌خوردگی نهشته‌های قاره‌ای نئوژن و همچنین کنگلومرایی همزمان با کوهزایی (بختیاری، هزاردره، آقچه‌گیل و معادل‌های آن).

× تکرار تکاپوهای آتشفشانی در آتشفشان‌های سهند، سبلان و بزمان و آغاز فعالیت در دماوند و تفتان.

× جایگیری توده‌های نفوذی جوان ایران مانند گرانیت سفید علم کوه، آکاپل، قهرود کاشان و آتشفشانی‌های عمیق داسیتی البرز، عباس‌آباد – سبزوار و ۰۰۰.

× فعالیت دوبارهٔ گسل‌های کهن در البرز همراه با جابه‌جایی صفحه‌ها از پس‌خشکی (NE) به پیش‌خشکی (SW) و ایجاد ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس (علوی، ۱۹۹۱).

رخدادهای زمین‌ساختی جوان : رخداد زمین‌ساختی پاسادنین، پایان حرکت‌های زمین‌ساختی ایران نیست. موارد زیر نشان می‌دهند که فلات ایران همچنان تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی قرار دارد.

× چین‌خوردگی دوبارهٔ ردیف‌های کنگلومرایی پس از کوهزایی آلپ پایانی.

× کج شدگی پادگانه‌های آبرفتی کواترنری.

× بالا آمدن سواحل پله مانند مکران.

× فعالیت‌های آتشفشانی دماوند و تفتان. در این مورد باید گفت که سن گدازه‌های فلدسپاتوییددار در پایانهٔ جنوبی گسل نایبند، ۵۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ سال پیش تعیین شده و در سال‌های ۱۳۴۹ و ۱۳۵۰ شمسی نیز خروج گدازه از دهانهٔ تفتان گزارش شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).در ضمن در بخش‌هایی از آذربایجان (باختر ارومیه و ماکو)، کردستان (قروه)، خاور ایران (در امتداد گسل نهبندان)، جنوب طبس (در امتداد گسل نایبندان)، بخش‌های وسیعی از بلوک لوت و ۰۰۰ بازالت‌های کواترنر، پس از خروج از مخروط‌های آتشفشانی و یا گسل‌های طولی، به صورت روانه‌های بازالتی با ساخت طنابی و منشورهای بازالتی روانه‌ها و یا سر تخت‌های بازالتی گسترده‌ای را تشکیل داده‌اند.

× بریدگی رسوبات آبرفتی عهد حاضر با گسل‌های قدیمی و یا گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان.

× رخداد زمین‌لرزه‌های امروزی همراه با ایجاد گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان، مانند دشت بیاض، ایپک، گسل طبس، بم و ۰۰۰.

× پیوستگی فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر صفحهٔ قاره‌ای مکران به میزان حدود ۵ سانتیمتر در سال (ژاکوب، ۱۹۷۷).

× تداوم کوتاه شدگی امروزی زاگرس به میزان ۳/۵ تا ۴/۸ سانتیمتر در سال.

نوزمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت ایران

سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ – هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعهٔ پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساخت و زون‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. شواهد گوناگون مانند زمین‌لرزه‌های امروزی، آتشفشان‌های نیمه‌فعال، سواحل بالا آمده، تداوم بالا آمدن گنبدهای نمکی، کَل‌فشان‌ها، پیدایش گسل‌های لرزه‌ای و ...، نشانگر تغییر و تحول ژئودینامیکی کنونی پوستهٔ ایران و عدم تعادل آن است. در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب، می‌توان سه صفحهٔ بزرگ را در ایران شناسایی کرد. صفحهٔ شمالی، به عنوان لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران، شامل چین‌های حاشیه‌ای کپه‌داغ و فرونشست خزر جنوبی است که پوستهٔ بازالتی دارد. صفحهٔ میانی که محدود به دو زمیندرز تتیس کهن در شمال و تتیس جوان در جنوب است، شامل موزاییکی از بلوک‌های بخش شمالی اَبَر قارهٔ گندوانا است که رشته کوه‌های چین‌خوردهٔ البرز و پهنه‌های مختلف ایران مرکزی و خاور ایران را دربر دارد. و سرانجام، ورق جنوبی، شامل واحد بزرگ‌تری از خشکی گندوانا است که لبهٔ شمال خاوری سکوی عربستان را می‌سازد و بخش ایرانی آن، کوه‌های زاگرس نام دارد. جدا از صفحه‌های گفته شده باید به رشته کوه‌های مکران اشاره کرد که نوعی جدایش درون قاره‌ای در سکوی پالئوزوییک ایران است که ویژگی زون‌های فرورانش کم‌شیب را دارد.

در حال حاضر، تنش‌های فشارشی ناشی از بازشدگی دریای سُرخ و گسترش اقیانوس هند موجب حرکت و جابه‌جایی‌های نسبی متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود و در نتیجه، فعالیت‌های جوان زمین‌ساختی و تغییرات و تأثیرات متقابل قطعات زمین‌ساختی برهم، که متأثر از ساختارهای حاصل از فازهای زمین‌ساختی کهن‌تر است، زمینهٔ لرزه‌خیزی به نسبت بالای ایران فراهم می‌شود. در ایران، زمین‌لرزه‌ها به طور عمده حاصل همگرایی قطعات و زون‌های گوناگون است. افزون بر آن، حرکت در امتداد شکستگی‌های اساسی و همچنین محدود کننده و در مواردی قطع کننده قطعات در لرزه‌زمین‌ساخت ایران نقش دارد.

با توجه به داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی (شکل ۸-۲) دو نوار لرزه‌خیز در ایـران قابـل شناسایی است. یکی نوار جنوبی (کوه‌های زاگرس) که روند شمال باختری – جنوب خـاوری دارد و دیگری، شمال ایران که شامل کوه‌های کپه‌داغ و البرز است. بین این دو نوار، از جنـوب بـه شـمال، زون سنندج – سیرجان از نظر لرزه‌خیزی به نسبت آرام است. در ایران مرکزی، کانون زمین‌لرزه‌ها با شکستگی‌های محدود کننده و در مواردی قطع کنندهٔ قطعات کوچـک و بـزرگ هماهنـگ اسـت و تنش‌های به تقریب شمالی یا شمال خاوری، منجر به فرار قطعات ایران به سوی خاور شده و باعـث می‌گردد گسل‌های به تقریب خاوری – باختری مرز شمالی این بلوک‌ها، مانند گسل دشت بیـاض و گسل قائنات دارای سازوکار امتداد لغز چپ‌گـرد باشـند. در حـالی کـه، در مـرز جنـوبی بلـوک‌هـا، حرکت‌ها از نوع امتداد لغز راست گرد است. و در بخش مرکزی قطعات، گسل‌های محدودکننده، بـا روند نزدیک به شمال – جنوب، دارای سازوکار راندگی هستند.بازشـدگی دریـای سُـرخ (۱/۵ تـا ۲ سانتیمتر در سال) و حرکت صفحهٔ آفریقا – عربستان در راستای شمال و یا شمال – شمال خاوری و همچنین حرکـت صـفحهٔ هنـد در راسـتای شـمال یـا شـمال – شـمال بـاختری عامـل فراوانـی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. چنین حرکت‌هایی کـه بـا دگرشـکلی، شکـستگی، فـرورانش و برخـورد صفحه‌های کوچک و قطعات گوناگون ایران همراه است، سبب می‌شود تا توان لرزه‌خیزی ایران بـالا باشد که زمین‌لرزه‌های بزرگ سدهٔ بیستم زیر از آن جمله است (شورای پژوهش‌هـای علمـی کـشور ۱۳۷۶).**جدول**

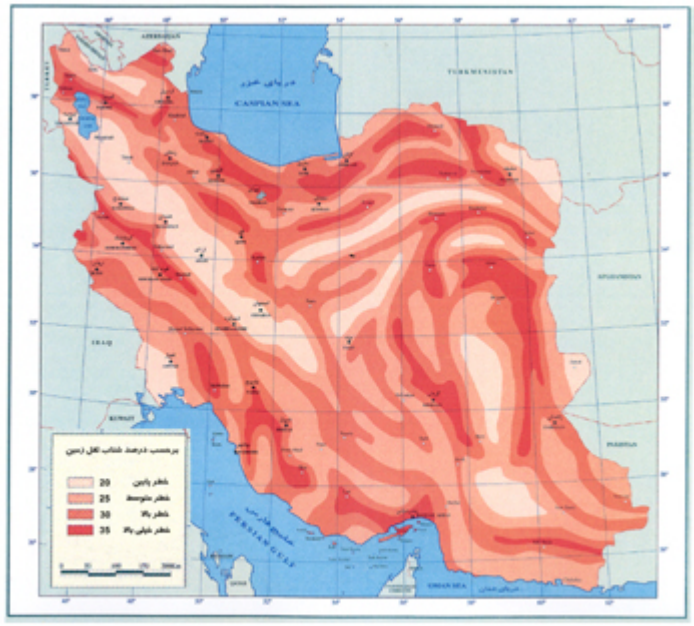
با توجه به محل زلزله‌های تاریخی و سدهٔ گذشته، محل گسل‌ها ارتبـاط لـرزه‌خیـزی بـا گـسل‌هـا، مطالعات آماری نتایج حاصل از مطالعات نظری در مـورد توزیـع شـتاب و اطلاعـات شـدت نـسبی، نوروزی (۱۹۷۲) سطح کشور را به دو حوزهٔ شدت نـسبی تقـسیم کـرده اسـت. در حـوزهٔ نخـست، احتمال رخداد زمین‌لرزه‌هایی با شدت نسبی ۸ مرکالی و بیشتر وجود دارد و ضـریب زلزلـه‌خیـــزی «یک» در این حوزه پیشنهاد شده که اغلب شهرهای پرجمعیت کشور در این حوزه قـرار دارنـد. در حـوزهٔ دوم، احتمال وقوع زلزله‌هایی با شدت نسبی تا ۷ مرکالی وجـود دارد و ضـریب زلزلـه‌خیـزی

«۷۵٪» است. این حوزه شامل شهرهای اصفهان، آبادان، خرمشهر، زابل، بیجـار، میانـدوآب و تکـاب می‌باشد.

مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۷۸)، بر اساس فعالیت گسل‌ها و اُفت شدت نسبی زمین‌لرزه‌ها از محل رخداد، سطح کشور را به ۵ حوزه تقسیم کرده‌اند. حوزۀ (۰) با شدت نسبی ۳ مرکالی یا کمتر، حوزۀ (۱) با شدت نسبی ۴ و ۵ مرکالی، حـوزۀ (۲) بـا شـدت‌هـای نـسبی ۶ و ۷ مرکـالی، حـوزۀ (۳) بـا شدت‌های ۸ و ۹ مرکالی و بالاتر و حوزۀ (۴) مناطقی است که اطلاعات کافی در بـارۀ آنهـا موجـود نیست. نقشۀ پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران، تهیه شده توسط پژوهشگاه بین‌المللـی زلزلـه‌شناسـی و مهندسی زلزله جدیدترین پهنه‌بندی قابل استناد است (شکل ۸-۲).

!Error

زمان (شمسي)	پهنة مهلرزه‌اي	بزرگي		شدت	گسلة مسبب رويداد زمين‌لرزه
		Ms	mb	(Io)	
بهمن ۱۲۸۸	سـيلاخور (جنـوب خـاوري بروجرد)	۷,٤	۷,۲	X	درود
۱۳۰۸/۲/۱۲	باغان – گرماب (كهه‌داغ)	۷,۲	۷,۱	X	باغان – گرماب
۱۳۰۹/۲/۱۷	سلماس (آذربايجان باختري)	۷,۲	۷,۰	X	سلماس
۱۳۳٦/٤/۱۱	سنگچال (مازندران)	٦,۸	۷,۰	VIII	-
۱۳۳۷/٥/۲٥	فيروزآباد (شـمال بـاختري نهاوند)	٦,٦	٦,۲	VIII	گارون – نهاوند
۱۳٤۱/٦/۱۰	بويين‌زهراي قزوين	۷,۲	٦,۹	X	ايبك
۱۳٤۷/٦/۹	دشت بياض (خراسان)	۷,٤	٦,۰	X	دشت بياض
فروردين ۱۳٤۸	قير – كارزين (فارس مركزي)	٦,۹	٦,۲	IX	-
فروردين ۱۳٥٦	ناغـان – اردل (چهارمحـال بختياري)	٦,۱	٥,٦	VII	-
آذر ۱۳٥٦	درتنگل زرند (كرمان)	٥,۷	٥,۸	VII	كوهبنان
شهريور ۱۳٥۷	طبس	۷,٤	٦,٥	X	طبس
آبان ۱۳٥۸	كوريزان (قائنات)	٦,٦	٦,۰	VII	-
آذر ۱۳٥۸	كولي (قائنات)	۷,۱	٦,۱	VII	دشت بياض
تير ۱۳٦۰	گلباف (خاور كرمان)	٦,۷	٦,۱	VIII	گوك
مرداد ۱۳٦۰	سيرچ (شمال خاوري كرمان)	۷,۱	٥,۷	IX	گوك
۱۳٦۹/۲/۲۱	رودبار – منجيل – لوشان	۷,۷	٦,۲	X	-
۱۳۸۲/۱۰/٥	بم - بروات	-	٦,٥	-	بم



شکل ۸-۲- نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران

فصل نهم- گسل‌های ایران

مقدمه

توضیح

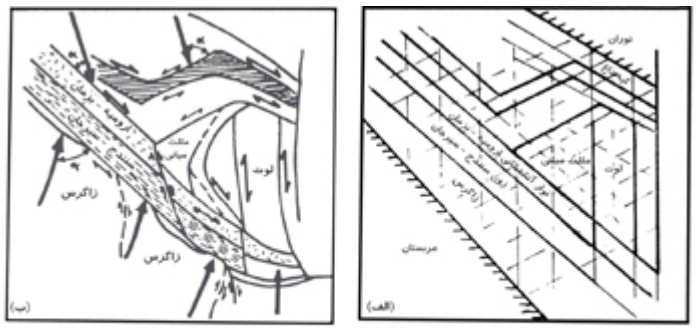
گسل‌ها نوعی ساختار خطی، همراه با جابه‌جایی هستند که بر تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه‌های ساختاری – رسوبی ایران اثر در خور توجه داشته‌اند. از این میان، اثر گسل‌های طولی عمده، همزمان با جنبش‌های کوهزایی کاتانگایی (پرکامبرین پسین) به مراتب بیشتر است. روند این گسل‌ها در بیشتر جاها با روندهای زمین‌ساختی مربوط به چین‌خوردگی کاتانگایی

همخوان است و در راستای شمالی – جنوبی قرار دارد، ولی روندهای شمال باختری – جنوب خاوری (روند زاگرس) نیز گزارش شده است. جدا از دو روند گفته شده. روند سومی در راستای شمال خاوری – جنوب باختری، بر گسل‌های ایران حاکم است، به گونه‌ای که سه امتداد اصلی (شکل ۹-۱) قابل تشخیص است (نوگل سادات، ۱۹۷۸) .

۱- جهت شمال باختری – جنوب خاوری که با امتداد زاگرس، زون سنندج – سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه- بزمان و البرز باختری هم روند است.

۲- جهت شمال خاوری – جنوب باختری که با امتداد البرز خاوری، گودال کویر بزرگ موازی است.

۳- روند شمالی – جنوبی، که با جهت یافتگی لوت و تمام مناطق خاور گسل نایبند و شمال بزمان، مشخص است.گسل‌های یاد شده، به طور عموم مرز واحدهای ساختاری – رسوبی مختلف ایران را تشکیل می‌دهند و با فعالیت خود، موجب تغییرات عمده در رخساره‌های سنگی، ستبرای رسوبات به ویژه تحولات زمین‌ساختی (ماگماتیسم، دگرگونی، شدت و الگوی چین‌خوردگی ۰۰۰) می‌شوند و لذا، شناخت آنها از نظر زمان تشکیل، فعالیت‌ها، تأثیر آنها بر زمین‌شناسی ایران و لرزه‌زمین‌ساخت بسیار ضروری است.



شکل ۹-۱ (الف) سه جهت اصلی شکستگی در پی سنگ (خطوط نازک) و گسل های اصلی امروزی (خطوط ضخیم) و موقعیت پهنه‌های ساختاری - رسوبی

شکل ۹-۱ (ب)- نقش گسل‌ها در تکتیک حوضه‌های ساختاری-رسوبی عمده (نوگل سادات ۱۹۷۸)

ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران

توضیح

به جز حالت‌های استثنایی، ویژگی‌های زیر در گسل‌های ایران عمومیت دارد.

۱- گسل‌های دارای روند شمالی – جنوبی و یا شمال باختری – جنوب خاوری، به سن پرکامبرین پسین، و حاصل کوهزایی کاتانگایی هستند.

۲- گسل‌های شمالی – جنوبی و شمال باختری – جنوب خاوری از انواع امتدادلغز راستگرد هستند.

۳- گسل‌های دارای روند شمال خاوری – جنوب باختری، به سن دونین و حاصل عملکردهای احتمالی جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی هستند

۴- گسل‌های شمال خاوری – جنوب باختری تغییر شکل برشی چپگرد دارند.

۵- گسل‌های مربوط به رخدادهای زمین‌ساختی چرخهٔ آلپی بیشتر موازی روند زاگرس، یعنی امتداد تقریبی N140 درجه دارند.

۶-گسل‌های ایران نقاط ضعیف پوسته هستند که رها شدن انرژی متمرکز را ممکن می‌سازند و لذا گسل‌ها به ویژه انواع طولی عمده (با طول بیش از ده کیلومتر) در لرزه‌خیزی ایران نقش دارند (به جز گسل‌هایی که در ۷۰۰ هزار سال گذشته حرکت نداشته‌اند). در این میان، نباید گسل‌های بی‌نام نادیده گرفته شوند، چراکه بسیاری از گسل‌های بی‌نام نیز می‌توانند لرزه‌زا باشند. برای مثال می‌توان به بزرگ‌ترین زمین‌لرزهٔ ایران با بزرگی ۷/۷ در ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ (شهریور ۱۳۵۷) در شهر طبس اشاره کرد که بر روی یک گسل بی‌نام و ناشناخته روی داده است (بربریان، ۱۹۸۰).

۷- قرارگیری کانون زمین‌لرزه‌های سدهٔ بیستم در درازای بسیاری از گسل‌های ایران، نشان می‌دهد که بسیاری از گسل‌های ایران هنوز فعال هستند.

۸- گسل‌ها در تحولات زمین‌ساختی گوناگون (دگرشیبی، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و ۰۰۰) نقش مؤثری داشته‌اند. برای نمونه، بسیاری از تکاپوهای آتشفشانی شکافی ایران از طریق گسل‌ها و بازشدگی آنها به سطح زمین رسیده‌اند.

۹- در ریخت زمین‌ساخت امروز ایران، گسل‌های طولی و عمده نقش سازنده داشته‌اند به گونه‌ای که بسیاری از روندهای ساختاری کنونی ایران‌زمین نتیجهٔ حرکت افقی و قائم گسل‌ها است (شکل ۹-۱).

۱۰- در بین گسل‌های ایران، انواع برگشته و راندگی‌ها، نقش بیشتری در دگرشکلی پوسته داشته‌اند. به گفتهٔ دیگر، دگرشکلی کنونی ایران بیشتر در ارتباط گسل‌های معکوس حدکوه و دشت به ویژه راندگی‌ها، و کمتر در ارتباط با گسل‌های امتداد لغز می‌باشند.

۱۱- بیشتر گسل‌های قدیمی دارای حرکت‌های راستگرد هستند در حالی که گسل‌های فعال کنونی همگی امتداد لغزچپ‌گرداند.

۱۲- برخی از گسل‌های فعال کنونی ایران، از نوع عمیق چند نقش می‌باشند. برای نمونه می‌توان به گسل‌های طولی برگشته – راندهٔ پهنه‌های مکران و کپه‌داغ اشاره کرد که در زمان تشکیل حوضهٔ رسوبی از نوع عادی بوده‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته تبدیل شده‌اند.

۱۳- یک گسل در گذر تکاملی فعالیت خود، ممکن است گاه راستگرد، گاه چپگرد و گاه بدون حرکت باشد.

۱۴- در طول یک گسل، مقدار و سازوکار جابه‌جایی، یکسان و همانند نیست و ممکن است بخشی از یک گسل به صورت فشارشی و بخش دیگر آن به صورت کششی عمل کند.

دسته‌بندی گسل‌های ایران

توضیح

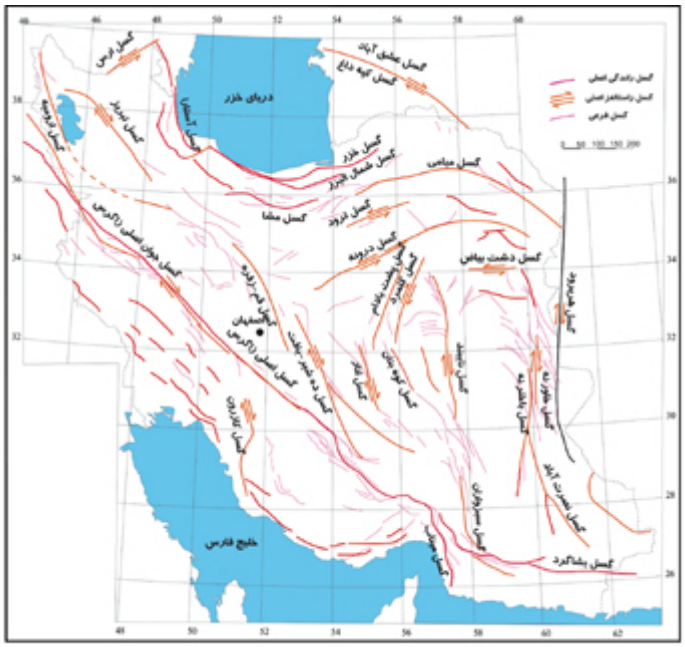
گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پیدایش، زمـان آخـرین حرکـت و پراکنـدگی جغرافیـایی دسته‌بندی کرد.در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) گسل‌های ایران به سه دسته عمدهٔ زیر تقسیم شده‌اند:

۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان: که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند مانند گسل ایپک، گسل دشت بیاض و ۰۰۰ .

۲-گسل‌های کواترنری: گسل‌هایی هستند کـه در دو میلیـون سـال گذشـته حرکـت داشـته‌انـد (مانندگسل کلمرد) ولی به ظاهر زمین‌لرزهٔ تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳-گسل‌های پیش از کواترنری: این گسل‌ها سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی به احتمـال از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. با این حال، نباید ایـن گـسل‌هـا را مـرده تصور کرد چراکه ممکن است حرکت‌های جوان آنها ناشناخته باشد.

در ضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یـا عملکـرد انـسان، نشانهٔحرکت‌های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا، هرگز نباید اهمیت این گسل‌هـا را نادیـده گرفت. در این نوشتار، دسته‌بندی گسل‌ها بر اساس پراکندگی جغرافیـایی آنهـا اسـت دربـارهٔ زمـان پیدایش، زمان آخرین حرکت و لرزه‌خیزی آنها مطالبی بیان شده است (شکل ۹-۲).



شکل ۹-۲- نام و پراکندگی جغرافیایی گسل‌های عمده ایران

گسل‌های زاگرس

گسل‌های زاگرس

راندگی اصلی زاگرس Zagros thrust Main: راندگی اصلی زاگرس از شمال بندرعباس تا ناحیهٔ مریوان، در طول ۱۳۵۰ کیلومتر امتداد دارد. در ناحیهٔ مریوان این گسل وارد خاک عراق می‌شود و بار دیگر به ناحیهٔ سردشت می‌رسد و از سردشت وارد خاک ترکیه می‌شود. نخستین بار ریچاردسون و لیس از آن به عنوان زون راندگی نام بردند. گانسر (۱۹۶۰) آن را خط راندگی اصلیMain thrust line نامیده است.این مسیر گسلی در اواخر پرکامبرین و در اثر کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته و از آن به بعد در شکل‌گیری حوضهٔ زاگرس و در تغییرات ساختاری و رخساره‌ای طرفین خود مؤثر و کنترل کننده بوده است.گسل زاگرس اثر چشم‌گیری در لرزه‌خیزی ایران دارد و در حال حاضر، به ویژه بخش شمال باختری آن و یا گسل‌های منطبق بر این زون شکستگی، فعالیت جوان داشته و لرزه‌خیزی تاریخی و ثبت شده دارند. راستای گسل زاگرس از

مرز ترکیه تا خاور حاجی‌آباد بندعباس، شمال باختری – جنوب خاوری (N130E) است ولی در این پهنه، پیچش می‌یابد. از این مکان به سمت جنوب، گسل زاگرس با درازای ۲۵۰ کیلومتر دارای روند شمال باختری – جنوب خاوری (N170E) است.

این بخش از گسل زاگرس به نام‌های خط عمان، گسل زندان و یا گسلهٔ میناب نیز نامیده شده است.سازوکار گسل زاگرس راندگی – فشاری است. شیب گسل در بخش با راستای N130E، به سمت شمال خاوری (رانده شدن ایران مرکزی بر روی زاگرس) و در بخش N170E به سمت خاور شمال خاوری (رانده شدن مکران بر روی زاگرس) است.مطالعات برو و ریکو (۱۹۷۱)، نشان می‌دهد که راندگی اصلی زاگرس یک شکستگی تنها نیست، بلکه در حقیقت دو گسل راندگی اصلی است که گاه با هم موازی بوده و گاه بر هم منطبق شده. ولی، گاهی نیز به طور قابل ملاحظه از یکدیگر دور می‌شوند. از نظر زمان پیدایش، دو گسل تا حدی با یکدیگر تفاوت دارند. گسل قدیمی‌تر که در جنوب باختری قرار دارد، یک گسل معکوس کم شیب و مشخص‌کنندهٔ حد جنوب باختری ایران مرکزی و زاگرس است. این گسل جابه‌جایی افقی حدود ۴۰ کیلومتر دارد. گسل جوان‌تر به سمت شمال خاور شیب زیاد دارد و یک گسل معکوس با زاویهٔ نزدیک به قائم و با مؤلفه راستگرد است. مشاهدات زمین‌شناسی حرکت راستگرد این گسل را تأیید می‌کند و به احتمال همین حرکات موجب جابه‌جایی سنگ‌های تبخیری در زاگرس بوده است. به گونه‌ای که سنگ‌های مذکور که به طور عملی باید در حوضهٔ تبخیری پرکامبرین در امتداد قطر – کازرون تشکل یافته باشند، امروزه در زردکوه بختیاری یعنی ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر دورتر قرار دارند. گسل (های) جوان منطبق بر گسل اصلی زاگرس را چالنکو و برو (۱۹۷۴) به نام گسل اصلی عهد حاضرMain Recent fault خوانده‌اند که منطبق بر گسل قدیمی است. این گسل، یک ساختار تنها نیست بلکه زون باریکی از قطعات گسل منفرد و مجزا و به طور عمومی راستگرد است و طرح همپوشان en echelon دارد. از جنوب خاوری به شمال باختری، قطعات گسل اصلی عهد حاضر عبارتند از گسل دورود، گسل نهاوند، گسل گارون (قارون)، گسل صحنه، گسل مروارید و گسل پیرانشهر (شکل ۹-۳).

گسل اصلی عهد حاضر، دارای فعالیت لرزه‌خیزی بالایی است و بسیاری از زلزله‌های عهد حاضر در امتداد آن صورت گرفته است و حرکات کواترنری این گسل از نوع امتداد لغز راستگرد است که با تغییر شکل رسوبات کواترنر همراه است. شرح مختصر بخش‌های گوناگون گسل اصلی عهد حاضر به شرح زیر است.(بربریان، 1976 b).

- **گسل دورود** : دارای روند عمومی شمال ۳۱۵° و به طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر است که از جنوب دورود تا حوالی بروجرد امتداد دارد. آخرین حرکت نسبت داده شده به این گسل مربوط به زلزلهٔ مخرب سیلاخور در سال ۱۹۰۹ است.

- **گسل نهاوند** : در دنبالهٔ گسل دورود است که از ۵۵ کیلومتری باختر بروجرد تا شمال باختری نهاوند، در یک راستای شمال ۳۲۰ درجه، امتداد دارد. این گسل از چند قطعهٔ مجزا تشکیل شده که خود نام‌های جداگانه دارند.

- **گسل گارون** : به موازات گسل نهاوند و در فاصلهٔ تقریبی ۱۰ کیلومتری جنوب باختری آن قرار دارد. این گسل که در حاشیهٔ جنوب باختری دشت نهاوند قرار دارد رسوبات آبرفتی کواترنر را از سنگ‌های دگرگونهٔ گارون جدا می‌کند. حرکات جوان این گسل، همانند گسل نهاوند، با تغییر شکل رسوبات کواترنر و به ویژه زمین‌لرزهٔ ۱۹۵۸ نهاوند به اثبات رسیده است.

- **گسل صحنه**: گسل صحنه با طول نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر، در یک روند N295 E تا N300 E دو گسل گارون و گسل مروارید را به یکدیگر وصل می‌کند. چالنکو این گسل را به سه قطعهٔ جنوب خاوری، مرکزی و شمال باختری تقسیم نموده است.

- **گسل مروارید** : بخشی از گسل اصلی عهد حاضر است که در منطقهٔ کامیاران قابل رؤیت است. امتداد آن N315-310 است. در نزدیکی کامیاران، این گسل یک تودهٔ بازیک بزرگ را محدود

کرده است که در امتداد گسل آلتراسیون هیدروترمال توسعهٔ گسترده دارد. خش لغزهای سطح گسل گویای حرکات بسیار جوان آن است.

- **گسل پیرانشهر** : نخستین بار افتخارنژاد (۱۹۷۳) این گسل را به نام گسل پیرانشهر نامید. دارای روند شمال باختری – جنوب خاوری است که مرمرهای ژوراسیک – کرتاسه را در جنوب باختری از آبرفت‌های کواترنر در شمال خاوری جدا می‌کند. چالنکو و برو (۱۹۷۴) این گسل را قطعهٔ شمال باختری گسل اصلی عهد حاضر دانسته‌اند. زمین‌لرزه‌های متعددی از سال ۱۹۶۴ تاکنون بر روی این گسل ثبت شده است.

گسل کازرون : گسل شمالی - جنوبی کازرون در ۱۵ کیلومتری باختر این شهرستان قرار دارد. طول آن ۴۵۰ کیلومتر برآورد شده و گسلی است پی‌سنگی و قدیمی که ضمن کنترل مرز باختری حوضهٔ نمکی هرمز، بر رسوبات زاگرس نیز اثرگذار بوده به گونه‌ای که ساختارهای زاگرس را با جهت راستگرد خمیده و جابه‌جا کرده است. در استان فارس، این خمش بسیار چشم‌گیر است.شواهد نشان می‌دهد که گسل کازرون با روند به تقریب شمالی – جنوبی و یا شمال شمال باختری – جنوب جنوب خاوری دارای حرکت راستگرد جزیی است. برای نمونه روندهای زمین‌ساختی، در شمال خلیج فارس نشان می‌دهد که خط مرزی سکوی عربستان و واحد زاگرس به وسیلهٔ این گسل در جهت راستگرد جابه‌جا شده است. به ظاهر این گسل مرز باختری گسترش حوضهٔ تبخیری پرکامبرین پسین – کامبرین ایران را تشکیل می‌دهد و در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. (اسفندیاری و برزگر، ۱۳۵۸). نبود داده‌های ریزلرزه‌ای و کمبود کانون زلزله نشانگر عدم فعالیت جدید این گسل است، اما زمین‌زلزله‌های ژانویه ۱۹۶۷ و اکتبر ۱۹۷۱ در بخش جنوبی گسل کازرون، نشانگر فعالیت بخشی از گسل کازرون در دورهٔ کواترنری است (بربریان، 1976 b) .

گسل دنا (دینار) : گسل دنا با راستای شمال شمال باختری و شیب به سمت خاور شمال خاوری یکی از گسل‌های اصلی زاگرس است که بیش از یکصد کیلومتر طول دارد و طرفین خود را به دو

بخش با ویژگی‌های زمین‌ساختی، لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌شناسی متفاوت تقسیم کـرده اسـت.در نقشهٔ ژئوفیزیک هوایی، ژرفای پی‌سنگ مغناطیسی در بخش باختری گسل دنا حدود ده هزار متر و در بخش خاوری آن، بین ۱ تا ۵ هزار متر زیر سطح دریاست. بدین‌سان نتیجه شده است که بخـش خاوری این گسل، به همراه پی‌سنگ، به صورت فرابوم بالا آمده است.

گسل دنا، یکی از شکستگی‌های اصلی در پی سنگ پرکامبرین زاگرس است که با فعالیت‌های بعدی خود، در مواردی بر رسوبات زاگرس تأثیر گذاشته است. بدین‌سان که رسوبات زاگرس را در مناطقی قطع و در مناطقی باعث پیچش و تغییر راستای این رسوبات و ساختارهای آنها شده است.اطلاعـات ژئوفیزیک هوایی مغناطیسی بخش جنوبی گسل دنا را به صورت دو شاخه نشان مـی‌دهـد. یکـی از شاخه‌ها به طرف جنوب می‌رود و در امتداد خط کازرون قرار می‌گیرد، شاخه دیگر به سوی جنـوب شرق و شیراز می‌رود. زون گسلی دنا در انتهای شمالی خود یعنی جایی که به گسل بزرگ زاگـرس نزدیک می‌شود نیز شاخه شاخه می‌شود و به سمت شمال باختر متمایل می‌شود. در ضمن اطلاعات ژئوفیزیکی گسل مهم دیگری را در امتداد شمالی گسل دنا نشان می‌دهد که تا دریـای خـزر ادامـه دارد.با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس هوایی و تصویرهای ماهواره‌ای چنین به نظر مـی‌رسـد که گسلهٔ دنا افزون بر جنبش فشاری، دارای جنبش راستالغز از گونهٔ راستبر مهمی نیـز اسـت. ایـن جنبش، سبب پیچش و کشش پوزهٔ رشتهٔ شمالی کوه دنا شده و احتمال می‌رود کوه هزاردره و چرو ادامهٔ جابه‌جا شدگی کوه دنا به صورت راستبر باشد.از ویژگی‌هـای مهـم زمـین‌شناسـی گـسل دنـا، بیرون‌زدگی شماری گنبد نمکی در درازای آن است. در مسیر این گسل، در بخش باختری کوه دنا، سازندهای زاگون و لالون (کامبرین) بر روی سنگ‌های کرتاسه رانده شده‌اند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵). در گسترهٔ شمال کوه دنا، در دامنهٔ باختری کوه دره‌بادامی و کوه کمانه سنگ‌های کرتاسه بر روی دشت و یا سازند بختیاری (پلیوسن) رانده شده‌اند (بربریان و قرشی، ۱۳۶۵).

گسل میناب : در ناحیهٔ میناب دو واحد زمین‌ساختی – رسوبی زاگرس و مکران در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند. مرز جدایی این دو واحد، منطبق بر گسلی است که به نام رسوبات فلیشی اولیگوسن – میوسن پاکستان، «گسل زندان» نامیده شده است. ولی، امروزه از آن به عنوان گسل میناب یاد می‌شود (شکل ۹-۴).

گسل میناب، که بخشی از خط اورال – عمان – ماداگاسکار (فورون، ۱۹۴۱) می‌باشد، یک گسل امتداد لغز راستگرد است که مرز بین صفحهٔ قاره‌ای زاگرس و پوستهٔ اقیانوسی عمان را تشکیل می‌دهد که اثر آن را در طول ۳۰۰ کیلومتر می‌توان دنبال کرد.

با توجه به داده‌های زمین‌شناسی، تفسیر عکس‌های هوایی، داده‌های لرزه‌شناسی، باور بر آن است که زون گسلی میناب، امتداد لغز است و بلوک خاوری آن به سوی جنوب حرکت کرده است.به عقیدهٔ فالکن (۱۹۶۷)، حرکت افقی راستگرد به احتمال در کرتاسهٔ پسین – ترشیری پیشین صورت گرفته است. اما، وجود گنبدهای نمکی در زاگرس و خلیج فارس و نبود آنها در ناحیهٔ مکران، سبب شده تا بعضی از زمین‌شناسان، سن این گسل را ۵۰۰ میلیون سال بدانند.

لازم به یادآوری است که در حال حاضر، حرکت در طول این گسل از نوع رورانده است و از اوایل کواترنری حرکت امتداد لغز نداشته است. (قرشی، ۱۳۶۳).

گسل اردَل : گسل اردَل با درازای حدود ۱۵۰ کیلومتر، شیب به سمت شمال خاوری و راستای باختری – جنوب خاوری، به موازات راندگی زاگرس در گسترهٔ اردَل – ناغان قرار دارد. سازوکار این گسل فشاری بوده در مسیر آن سازندهای پالئوزوییک همراه با گروه کرتاسهٔ بنگستان (از شمال خاوری) بر روی دشت و سنگ‌های کرتاسه (در جنوب باختری) رانده شده‌اند.

در شمال باختری اردَل در درازای گسل اردَل، چند گنبد نمکی بیرون‌زدگی دارد.کانون مهلرزه‌ای زمین‌لرزه‌های سال ۱۶۶۶، ۱۸۸۰، ۱۹۲۲، ۱۹۸۵ و ۱۹۷۷ میلادی در راستای گسل اردَل قرار دارند

ولی همبستگی این زمین‌لرزه‌ها با جنبش گسل اردَل روشن نیست. بررسی گسل اردَل در زمان رویداد زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۷۷ میلادی ناغان هیچگونه جنبشی را در راستای آن نشان نداده است (بربریان و نبوی، ۱۹۷۷).

گسل زردکوه : گسل زردکوه با سازوکار فشاری، راستای شمال باختری – جنوب خاوری و شیب به سمت شمال خاوری، به موازات جنوبی گسل اردل قرار دارد. رودخانهٔ بازفت در مسیر گسل زردکوه و به موازات جنوب باختری آن جریان دارد.در مسیر گسل زردکوه سنگ‌های کامبرین و اردویسین از سمت شمال خاوری بر روی سازند بختیاری (در جنوب باختری) رانده شده‌اند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵). گسل زردکوه با درازای دست‌کم ۱۳۰ کیلومتر، بخشی از مرز میان بلند زاگرس و زاگرس چین‌خورده را تشکیل می‌دهد.

گسل آغاجاری : این گسل نوعی راندگی به درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر است که روند شمال باختری – جنوب خاوری دارد و در اثر عملکرد آن، تاقدیس آغاجاری و تاقدیس پازنان بر روی دشت آبرفتی آغاجاری رانده شده‌اند.

گسل مارون : گسل مارون در شمال باختر گسل آغاجاری و در کمربند زاگرس چین‌خورده قرار دارد. طول آن نزدیک به ۵۰ کیلومتر است و روند NW-SE دارد. سازوکار گسل مارون از نوع راندگی است که در اثر عملکرد آن تاقدیس مارون به روی دشت مجاور رانده شده است.