



جمیله واشقانی‌فراهانی*

●کلان‌شهر تهران توسط چندین گسل فعال در جنوب البرز و شمال فلات ایران مرکزی (شمال، جنوب، جنوب شرق و شمال غرب تهران) احاطه شده است که زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی را ثبت کرده‌اند و خطر یک زلزله قوی را برای تهران ایجاد می‌کند. گسل ایوانکی در جنوب-جنوب شرق تهران دارای طول تقریبی ۸۰۰-۷۵۰ کیلومتر و روند آن تقریباً شمال غرب-جنوب شرق است و گسل پارچین و ایوانکی را دربر می‌گیرد. زلزله سده چهارم قبل از میلاد مسیح ری-ایوانکی با بزرگای ۷٫۶ گستره بین شهر ری و ایوانکی را تحت‌تاثیر قرار داد. گسل کهریزک، اثر سطحی این گسل در جنوب تهران و با درازای تقریبی ۴۰ کیلومتر درازترین گسل پیوسته‌ای است که در گستره جنوب تهران رخنمون دارد. برخی منابع مسبب زلزله سال ۸۵۵-۸۵۶ میلادی ری با بزرگای ۷٫۱ را گسل کهریزک می‌دانند و این زلزله در قم و کاشان نیز احساس شده است. گسل شمال ری به شکل دیواره‌ای فرسوده درکناره جنوبی بزرگراه ری-بهنشت‌زرها مشاهده می‌شود. این گسل با حدود ۳۰ کیلومتر درازی رخنمون، از شمال شرق شهر ری آغاز می‌شود و تا غرب پیچگاه ادامه دارد. گسلرانندی جنوب ری، با حدود ۲۶ کیلومتر درازی رخنمون از جنوب شرق شهر ری آغاز می‌شود و تا غرب محمودآباد چهارطاقی ادامه دارد. درازای آن تقریباً ۷۰ کیلومتر است. زلزله ورامین در شمال غرب حدود ۲۲۰۵ کیلومتر درازا دارد. گسل گرمسار با راستای شرقی-غربی در شمال گرمسار و به سمت غرب خم‌های زیادی پیدا کرده و پس از گذشتن از دامنه کوه‌های تخت رستم و کوه سرخ در جنوب شرق ورامین به گسل پیشوا می‌رسد. درازای آن تقریباً ۷۰ کیلومتر است. زلزله ویرانگر سال ۷۴۳ میلادی در قسمت شرقی شهر ری با بزرگای ۷٫۲ بین ایوانکی و گرمسار رخ داده و محتمل است گسل گرمسار مسبب رخداد این زلزله شده باشد. گسل مشاء با طول تقریبی حدود ۴۰۰ کیلومتر و احتمالاً امتداد آن از جنوب غربی شاهرو در شرق تا آلیک در غرب است. به طرف شرق در مناطق روستاهای لواسان بزرگ، کلان و علانین گسل مشاء با شیب بسیار کم به طرف شمال به وضوح مشاهده می‌شود. زلزله‌های تاریخی ۱۶۶۵ میلادی با بزرگای ۶٫۵ و ۱۸۳۰ با بزرگای ۷٫۱ منسوب به گسل مشاء هستند. سیستم گسل شمال تهران در جنوب گسل مشاء و با طولی بیشتر از ۱۱۰ کیلومتر دارای امتداد شرقی-غربی است (کمی متمایل به جنوب و شیب به سمت شمال). زمین‌لرزه سال ۹۵۸ میلادی با بزرگای ۷٫۷ (بر اثر جنبایی گسل شمال تهران یا مشاء) رخ داده است. گسل فیروزکوه، با ۳۸ کیلومتر طول در دو قطعات ۲۶ کیلومتر در شمال شرق و ۱۲ کیلومتر در جنوب غربی روند شمال شرق-جنوب غرب بین گسل مشاء در غرب و گسل آستانه در شرق تهران و به‌طور تقریبی در ۱۲۸کیلومتری شرق تهران واقع شده است. حرکت امتداد لغز چپگرد در امتداد سیستم گسل شمال تهران (نیاوران، درکه، فرخزاد و قطعاتی از کن) و گسل‌های مشاء، طالقان، فیروزکوه تغییر شکل در امتداد کوه‌های البرز است. واکاوی داده‌های دستگاهی بین سال‌های ۱۳۷۵ تا اواخر بهمن‌ماه ۹۶ (حدود ۲۱ سال داده) از دو پایگاه مرکز لرزه‌نگاری تهران و شبکه لرزه‌نگاری پاندین ایران و شش سال داده‌های بین سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۸۹ شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران انجام شد. تمرکز روی داده‌های سال‌های اخیر و به‌ویژه در سه ماه گذشته نمایانگر خوشه‌های مهمی از سطح فعالیت در شمال شرق تهران، منطقه فیروزکوه بر اثر جنبایی گسل فیروزکوه، مناطق دماوند و رودهن بر اثر جنبایی گسل مشاء و همچنین در محل تقاطع گسل‌های مشاء و شمال تهران و به سمت غرب تهران خوشه‌هایی اخیراً در جنوب کرج، به‌ویژه مناطق ملارد، مشکین‌دوش، صفادشت و ماهدشت بر اثر جنبایی گسل ماهدشت-جنوب کرج و فعالیت لرزه‌زایی در منطقه اشتهراد که مسبب آن گسل اشتهراد است، نیز مشاهده می‌شوند. از طرفی خوشه‌های مهمی از سطح تنش در مناطق جنوب-جنوب شرق تهران بر اثر جنبایی گسل‌های ایوانکی و پیشوا قابل‌توجه است. بین سال‌های ۱۳۸۵ تا اواخر بهمن ۹۶ در حدود ۳۴ داده با بزرگای بزرگ‌تر و مساوی ۴ در گستره تهران و اطراف آن رخ داده‌اند که مهم‌ترین آنها بر اثر جنبایی گسل‌های فیروزکوه و گسل ماهدشت-جنوب کرج در ماه‌های اخیر رخ داده‌اند. نکته مهم دیگر براساس تحلیل داده‌های موجود توجه به برخی مناطق خاص در جنوب، جنوب شرق تهران و شمال تهران و قسمت‌هایی از شمال غرب تهران است که سکون لرزه‌ای در آنها به‌ویژه گسل شمال تهران در سال‌های اخیر بسیار قابل‌تأمل است. سکون لرزه‌ای کنونی سیستم گسل شمال تهران می‌تواند حکایت از قلی‌شدگی آن باشد. خوشه‌ای از رخدادهای تاریخی در شعاع‌های ۲۰۰کیلومتری، ۵۰ و بیشتر از ۵۰۰کیلومتری تهران غالباً با بزرگای بیش از هفت، نمایانگر آن است که سیستم گسل‌های گستره تهران واطراف آن پتانسیل تکرار رخداد‌های با بزرگای ۷-۷٫۵ دارا هستند.

دکترای زلزله‌شناسی مهندسی



خلیل سرکاری‌نژاد*

۱- منظور از پی‌سنگی عبارت است از پایه قدیمی پوسته قاره‌ای که از سنگی دگرگونی به نام گنیس تشکیل شده است. پس از شکل‌گیری پی‌سنگ پوسته قاره‌ای، سنگ‌های رسوبی مانند سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و مارن در زمانی که پی‌سنگ در دریا قرار داشته است، روی آن رسوب کرده‌اند. ضخامت لایه‌های رسوبی در زاگرس بین ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر تخمین زده می‌شود. پی‌سنگ پوسته قاره‌ای زاگرس، همان‌طوری‌که گفته شد، از جنس گنیس است. پی‌سنگ، بیرونی‌ترین قسمت سنگ‌کره زمین را تشکیل می‌دهد. سنگ‌کره روی سُست‌کره قرار گرفته است و به دلیل حرارت بالا، حالت نوردپذیر یا پلاستیکی دارد. سست‌کره روی مغزه بیرونی و مغزه درونی که داخلی‌ترین قشر کره زمین را تشکیل می‌دهد، قرار دارد. ضخامت تمام لایه‌های درونی و بیرونی کره زمین، بیش از شش‌هزارو ۳۰۰ کیلومتر است. سنگ‌کره یا همان پی‌سنگ پوسته قاره‌ای، نسبت به پوسته اقیانوسی کجالی‌کمتی دارد. ضخامت پوسته قاره‌ای به‌طور متوسط ۳۵ کیلومتر است و در مناطق کوهستانی مقدار ضخامت آن به ۷۰ کیلومتری می‌رسد. به عبارت دیگر، ضخامت پوسته قاره‌ای با پی‌سنگ، به‌طور متوسط کمتر از یک درصد کل شعاع کره زمین را تشکیل می‌دهد و می‌توان به‌طور مقایسه‌ای گفت مانند پوست نازک نارنگی است و ما روی این لایه نازک زندگی می‌کنیم.

۲- پوسته‌های قاره‌ای سالانه چندین سانتی‌متر نسبت به یکدیگر حرکت می‌کنند و این حرکت را می‌توان با رشد ناخن یا رشد مو مقایسه کرد. حرکت پوسته قاره‌ای و اقیانوسی نسبت به همدیگر به صورت هم‌گرا است. با توجه به کجالی بالای پوسته اقیانوسی نسبت به پوسته قاره‌ای، همیشه بر اثر حرکت، پوسته اقیانوسی در زیر پوسته قاره‌ای فرورانش انجام می‌دهد. بعد از فرورانش کامل پوسته اقیانوسی، دو پوسته قاره به همدیگر نزدیک می‌شوند و برخورد صورت می‌پذیرد. در هم‌گرایی پوسته قاره‌ای آفریقا-عربستان با ضخامت کم و خُرد-پوسته قاره‌ای ایران با ضخامت به‌مراتب بیشتر- برخورد انجام گرفته و پوسته اقیانوسی تیتیس با کجالی بیشتر در زیر خُردپوسته ایران در جهت شمال شرق در حال فرورانش است. وجود قسمت بسیار کوچکی از پوسته اقیانوسی بر اثر فرارانش و قرارگرفتن روی زمین در نیزبیز فارس و نیز در کرمانشاه، نشان‌دهنده آن است که در این محل که به آن زمین‌دز یا زمین‌دوز می‌گویند، برخورد دو پوسته قاره‌ای انجام شده است. پوسته قاره‌ای آفریقا-عربستان دارای چندین خصوصیت منحصر-به‌فرد است. یکی از این خصوصیات قاره به حالت سست است که به ۶۵ کیلومتر می‌رسد. میلیون‌ها سال پیش بر اثر مکانیسم‌های مختلف مانند حرارت از زیر توسط سُست‌کره و وجود نیروهای کششی بر اثر جداشدن قاره‌ها از همدیگر گسل‌های کششی شکل گرفته و فروافتادگی‌های کششی‌ای به نام فروبوم به وجود آمدند. منظور از فروبوم عبارت است از واحد یا قطعه ساختمانی کشیده و به نسبت فروافتاده‌ای از پوسته که از دو بُر بلند خود، با گسل‌های شیب زیاد محصور شده است. این گسل‌های به‌ارث‌رسیده و باقی‌مانده از کشش اولیه، بعد از برخورد پوسته آفریقا-عربستان به خُرد-پوسته ایران، تغییر شکل داده و بر اثر فشار پوسته قاره به حالت گسل‌های فشارشی درآمده و به گسل‌های شیب-لغز یا گسل‌های امتداد-لغز تبدیل شده‌اند.

۳- برای پوسته آفریقا-عربستان، با توجه به خصوصیات گفته‌شده، اصطلاح «تکتونیک نازک‌پوسته» استفاده می‌شود. منظور از پی‌سنگ نازک‌پوسته آفریقا-عربستان آن است که گسل‌های آن عمیق نبوده، کل پوسته قاره‌ای درگیر نیستند و اکثریت گسل‌های زلزله‌زا در داخل لایه‌های رسوبی و در داخل این پوسته حرکت می‌کنند. این گسل‌ها حالت شکنا دارند و عمق گسل‌ها آن‌قدر زیاد نیست تا بتواند سنگ‌های دگرشکل‌شده و نوردپذیرشده را (که در حرارت بالا و در عمق شکل گرفته‌اند) از قسمت مبانی و پایین پوسته قاره‌ای سنگ‌کره یا سُست‌کره به سطح زمین بیاورند و روی رسوبات قرار دهند. اکثر ذخایر نفت و گاز ایران در داخل این رسوبات قرار گرفته است. در خُرد-ستیرپوسته ایران با توجه به ضخامت بسیار زیادتر و نیز وجود گسل‌های عمیق‌تر در این پوسته از اصطلاح «تکتونیک ضخیم‌پوسته» استفاده می‌کنند. منظور از تکتونیک ستیر-پوسته



شناخت گسل‌های پی سنگی لرزه‌ای کمربند کوهزاد زاگرس با بهره‌گیری از دانش زمین‌شناسی ساختاری و ریزساختاری

واکاوی خطراتی که گسل‌های لرزه‌زا را تهدید می‌کنند

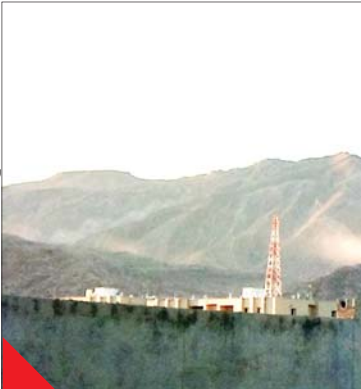
طیف وسیعی از خطرات طبیعی در کنار مسا و وجود دارد و یکی از مخرب‌ترین این خطرات که جان انسان‌ها را تهدید می‌کند، زلزله است که ارتباط مستقیمی با مرزهای تکتونیکی صفحات قاره‌ای و اقیانوسی و حرکت آنها دارد. از زلزله‌های مخرب اخیر در سطح جهان، می‌توان به زلزله سوماترا با بزرگای گشتاور ۹-۹٫۳، زلزله توهوگو با بزرگای ۹ در سال ۱۳۹۰، زلزله شیلی با بزرگی ۸٫۸ در سال ۱۳۸۹ و آخرین آنها، زلزله‌ای با بزرگی ۷٫۹ و در عمق ۱۵کیلومتری سطح زمین در سال ۱۳۹۴ در نبال اشاره کرد که با تمام قدرت ویران‌کننده خود، خطرات طبیعی مرز صفحات را به ما یادآوری می‌کنند. در این زلزله‌های ویرانگر، حدود نیم میلیون نفر در سراسر جهان جان خود را از دست داده‌اند. زلزله‌های مرگ‌بار در ایران مانند زلزله بوئین‌زهر، زلزله رودبار-منجیل، زلزله بم، زلزله لار و زلزله‌های دیگر با بزرگی گشتاور ۵٫۵ تا ۷٫۳ از سال ۱۳۳۹ تاکنون، باعث جان‌باختن ۱۴۱ هزار نفر از هم‌وطنانمان شده‌اند. این به معنای آن است که در هر سال، به‌طور متوسط در ایران دو هزارو ۵۰۰ نفر جان خود را بر اثر زلزله‌های ویرانگر از دست داده‌اند. به عبارت دیگر، می‌توان تعداد جان‌باختگان در ایران بر اثر زلزله‌های مرگ‌بار را معادل سقوط ۱۴ هواپیمای ایرباس در سال در نظر گرفت. این نشان‌دهنده عمق فاجعه‌ای است که مردمان سرزمین ما را تهدید می‌کند. این آمار تکان‌دهنده درعین حال به ما یادآوری می‌کند که ما به اصل «زلزله ما را نمی‌کشد، بلکه این ساختمان‌های سُست‌بنیان هستند که این کار را انجام می‌دهند»، توجه کافی نکرده‌ایم و برنامه‌ریزی کوتاه‌مدت و درازمدتی را تدارک ندیده‌ایم. علاوه بر این، به علت ناکافی بودن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در کشور، امکان ردیابی پیش‌لرزه‌ها که نشانگرهای زلزله‌های مخرب هستند، وجود ندارد. به‌طورکلی می‌توان گفت که ما از سبب‌اری از کشورهای همسایه عقب‌تر هستیم، به‌طور مثال، در کشور دوست و همسایه، ترکیه، تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به ۵۰۰ عدد می‌رسد و در کشور عزیز و پهناور ما، با زلزله‌زایی بالا، ما کمتر از ۱۵۰ ایستگاه لرزه‌نگاری داریم و باید بعضی از لرزه‌نگارها که قدیمی هستند، برای بازدید عموم به موزه انتقال داده شوند. باید در نظر گرفته شود که مساحت ایران نسبت به ترکیه ۲٫۱ برابر است. این به معنای آن است که ما احتیاج به هزارو ۵۰ ایستگاه لرزه‌نگاری داریم تا بتوانیم برآورد احتمال خطر را در حاشیه‌های محل برخورد صفحات، به حداکثر برسانیم. هدف از این نوشتار، استفاده از دانش زمین‌شناسی ساختاری و ریزساختاری برای شناخت هرچه بیشتر گسل‌های بی‌سنگی به‌ارث‌رسیده و دوباره فعال‌شده کمربند کوهزاد زاگرس و واکاوی خطراتی است که این گسل‌های لرزه‌زا، میهن‌مان را تهدید می‌کند. رابطه گسل‌های پی‌سنگ لرزه‌ای نیز با تکتونیک صفحه‌ای به‌طور خلاصه از ریزبای خواهد شد.

عبارت از این است که به همراه کوتاه‌شدگی پوسته قاره‌ای، تمام یا بخشی از پوسته گنیسی قاره‌ای توسط گسل‌های عمیق و بسیار عمیق به بالا آورده شده و روی قسمت‌های دیگر پوسته قرار می‌دهد و در نتیجه کل پوسته را ضخیم‌تر می‌کنند و درعین حال زلزله‌ای مخرب روی نمی‌دهد. در ستیر-پوسته، تمام حرکات گسلی حالت خُزشی نوردپذیر یا پلاستیک دارند و در نتیجه کمتر زلزله‌ای در آن اتفاق می‌افتد. در قسمت‌های زیر توضیح داده خواهد شد که چرا این گسل‌ها برای ما خطرناک نیستند و نباید از آنها هراسی داشت.

۴- منشأ فعالیت گسل‌های پی‌سنگی لرزه‌زا که درعین‌حال خطرناک هستند همان گسل‌هایی هستند که از حالت کششی به فشارشی درآمده‌اند و حرکت آنها به‌صورت لحظه‌ای و شکناست و در نازک‌پوسته و در عمق کمتر از ۱۰ کیلومتری فعالیت می‌کنند. مطالعات انجام‌شده در ایران نشان می‌دهد که اکثر گسل‌های به‌ارث‌رسیده پی‌سنگ نازک‌پوسته آفریقا-عربستان تا عمق ۱۰ کیلومتر، حالت شکنا دارند یا حرکت آنها لرزه‌ای/ رویدادی (Episodic/seismic) است. از عمق ۱۰ کیلومتر تا ۱۵ کیلومتر، حالت شکنا-نوردپذیر به خود می‌گیرند و از عمق ۴۰-۱۵۰ کیلومتری به خاطر افزایش تدریجی حرارت که تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد، کاملاً حالت خُزشی/ بی‌زلزله (Creep/aseismic) دارند. در این عمق، کانی‌های کوآرتز و فلدسپار درشت‌دانه گنیس پی‌سنگ بر اثر نیروهای برشی به جای ایجاد زلزله و آزادکردن کرنش الاستیک ذخیره‌شده، کرنش بسیار طولانی نسبت به یکدیگر چرخش و خُزش می‌کنند و حالت تاوایی را به خود می‌گیرند و کرنش آنها حالت پلاستیک دارند.

پس به‌این‌ترتیب گسل پوسته قاره‌ای گنیسی با عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر حالت الاستیک با کشسان دارند و می‌توانند انرژی ذخیره‌شده کرنش الاستیک کشسان را در خود ذخیره کرده و به صورت شکنا به ناگاه این انرژی را آزاد کنند و زلزله‌های ویرانگر را سبب شوند. باید توجه داشت که روی پی‌سنگ گنیسی حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر رسوبات قرار گرفته است و این گسل‌ها رسوبات را قطع می‌کنند. به‌این‌ترتیب، زلزله‌ای که در عمق هفت‌کیلومتری پی‌سنگ روی می‌دهد، باید ضخامت ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری رسوبات را به آن اضافه کرد و در این حالت عمق ژرف مرکز زلزله ۱۹-۱۷ کیلومتر است، نه هفت کیلومتر. زلزله در حالت گسلش شکنا یک‌سری خصوصیات از خود نشان می‌دهد که در قسمت زیر به آنها پرداخته می‌شود.

۵- وقتی زلزله اتفاق می‌افتد، انرژی ذخیره‌شده کرنش الاستیک آزاد می‌شود و امواجی به وجود می‌آورد که این انرژی ذخیره‌شده را انتقال می‌دهند. این امواج در تمام جهات زمین حرکت می‌کنند. نقطه‌ای در داخل زمین را که گسل در آن نقطه به مرحله بحران می‌رسد و امواج S، امواج ثانویه هستند که به آنها امواج برشی یا امواج عرضی نیز می‌گویند. این موج با سرعتی معادل سه کیلومتر در ثانیه حرکت می‌کند که به صلابت و کجالی موادی که در داخل آنها حرکت می‌کند، بستگی دارد. این موج در طول حرکت، سبب بُرشی‌شدن و تغییرشکل مواد می‌شود. مقاومت در برابر بُرشی‌شدن مواد از خصوصاتی است که به آن صلابت می‌گویند. همان‌طور که گفته شد، امواج S با سرعت کمتری نسبت به امواج P حرکت می‌کنند و بعد از امواج P به دستگاه لرزه‌نگار می‌رسند. امواج دیگه‌ری که می‌توان از آنها نام برد، امواج سطحی است که کاملاً با امواج حجمی فرق می‌کنند. آنها در داخل زمین حرکت نمی‌کنند و به‌جای آن، مسیر آنها موازی سطح زمین است. امواج سطحی رفتاری شبیه امواج S دارند. این امواج بسیار آهسته حرکت می‌کنند و نزدیک رومرکز تخریب زیادی شکل می‌دهند. این امواج باعث حرکات حرکت زمین به صورت میچند. افقی، عمودی و غلشی‌شده و به‌این‌ترتیب موجب ترک و



شکاف در دیواره یا پی ساختمان‌ها، پل‌ها و جاده‌ها می‌شوند. سه فاکتور مهم تعیین‌کننده میزان لرزش در طول زلزله، عبارت‌اند از: ۱- بزرگی گشتاور زلزله، ۲- موقعیت شما نسبت به رومرکز و ۳- شرایط رسوبات سنگ‌نشده دوران چهارم که ساختمان‌ها روی آنها بنا شده است و همچنین نوع مصالح ساختمانی به‌کاررفته در آنها. ۶- با توجه به اینکه گسل‌های پی‌سنگی کمربند کوهزایی زاگرس که قبلاً وجود داشته‌اند، مقدار کمتری تنش‌های عمودی و برشی احتیاج دارند تا دوباره فعال شوند. این گسل‌ها ممکن است گسل‌های کور بوده و در زیر لایه‌های رسوبی ضخیم زاگرس مدفون شده باشند و ما هم هیچ اطلاعاتی از فعالیت آنها نداشته باشیم. گسل ببالارود در فروافتادگی دزفول در خوزستان را می‌توان در این رده قرار داد. بعضی از این گسل‌ها روی سطح زمین امکان مشاهده دارند و به آنها گسل‌های سربرآورده می‌گویند. خصوصیات گسل‌های پی‌سنگی سربرآورده را می‌توان در گسل کارزون-بrazجان، گسل‌های کهریس و سبزپوشان در استان‌های فارس و بوشهر نام برد. اکثر این گسل‌های پی‌سنگ، شیب‌لغز و امتدادلغز هستند. نبود بیرون‌زدگی سنگ‌های نوردپذیر و خمیرسان در رواردنگی‌ها در کمربند پیش‌خشکی چین‌خورده-روانده زاگرس نشان می‌دهد که عمق این گسل‌ها از مرحله شکنا پایین‌تر نرفته است و عمیق نیستند و در نتیجه، اصطلاح گسل‌های پی‌سنگی نازک‌پوسته-دگرشکل‌نشده زاگرس را می‌توان به آنها الحاق کرد. بعضی از این گسل‌ها در چند سسال گذشته فعالیتی نداشته و در حالت غیرفعال قرار دارند یا با وقفه لرزه‌ای روبه‌رو هستند؛ درحالی‌که انرژی ذخیره‌شده کرنش الاستیک را در خود به‌تدریج ذخیره می‌کنند و مقدار این انرژی مرتب افزایش می‌یابد و ممکن است دوباره فعال شوند. هرچه عمق کانون زمین‌لرزه پی‌سنگی بیشتر باشد، امواج لرزه‌ای گسل‌های پی‌سنگی مقدار زیادی از انرژی خود را از شدت لرزه‌ای منتقل می‌دهند. نقطه‌ای روی سطح زمین سست‌گی به فاصله آن نسبت به رومرکز و نیز نوع سنگی دارد که ساختمان‌ها روی آن بنا شده‌اند. امواج لرزه‌ای سرچشمه‌گرفته از کانون زلزله، می‌توانند به چند صورت حرکت کنند و در نتیجه چندین نوع امواج لرزه‌ای مختلف شکل می‌گیرد. امواج حجمی یا امواج درونی که از مرکز در تمام جهات کره زمین حرکت می‌کنند، خود به دو دسته امواج P و امواج S تقسیم می‌شوند. سرعت حرکت امواج P با موج اولیه، به خصوصیات الاستیک سنگ‌هایی بستگی دارد که از داخل آنها حرکت می‌کند و شبیه امواج صوتی است. به این امواج، موج‌های طولانی نیز می‌گویند. حرکت این امواج در داخل مواد، باعث فشردگی آنها می‌شود، اما پس از فشردن مواد، آنها را منبسط می‌کند. در نتیجه حرکت امواج به‌وسیله فشردن و منبسط‌کردن مواد ادامه پیدا می‌کند و به‌این‌ترتیب، گسترش موج باعث انتقال انرژی می‌شود. سرعت انتقال انرژی امواج P به اینکه چه میزان مواد را می‌توان فشرد (تراکم‌ناپذیری)، چه میزان مواد حالت صلب دارند (صلابت) و نیز کجالی مواد بستگی دارد. امواج P بالاترین سرعت را نسبت به دیگر امواج

لرزه‌ای سرچشمه‌گرفته از کانون زلزله، می‌توانند به چند صورت حرکت کنند و در نتیجه چندین نوع امواج لرزه‌ای مختلف شکل می‌گیرد. امواج حجمی یا امواج درونی که از مرکز در تمام جهات کره زمین حرکت می‌کنند، خود به دو دسته امواج P و امواج S تقسیم می‌شوند. سرعت حرکت امواج P با موج اولیه، به خصوصیات الاستیک سنگ‌هایی بستگی دارد که از داخل آنها حرکت می‌کند و شبیه امواج صوتی است. به این امواج، موج‌های طولانی نیز می‌گویند. حرکت این امواج در داخل مواد، باعث فشردگی آنها می‌شود، اما پس از فشردن مواد، آنها را منبسط می‌کند. در نتیجه حرکت امواج به‌وسیله فشردن و منبسط‌کردن مواد ادامه پیدا می‌کند و به‌این‌ترتیب، گسترش موج باعث انتقال انرژی می‌شود. سرعت انتقال انرژی امواج P به اینکه چه میزان مواد را می‌توان فشرد (تراکم‌ناپذیری)، چه میزان مواد حالت صلب دارند (صلابت) و نیز کجالی مواد بستگی دارد. امواج P بالاترین سرعت را نسبت به دیگر امواج لرزه‌ای دارند. در نتیجه، با سرعت متوسط شش کیلومتر در ثانیه، در مرحله اول به دستگاه لرزه‌نگار می‌رسند. امواج S، امواج ثانویه هستند که به آنها امواج برشی یا امواج عرضی نیز می‌گویند. این موج با سرعتی معادل سه کیلومتر در ثانیه حرکت می‌کند که به صلابت و کجالی موادی که در داخل آنها حرکت می‌کند، بستگی دارد. این موج در طول حرکت، سبب بُرشی‌شدن و تغییرشکل مواد می‌شود. مقاومت در برابر بُرشی‌شدن مواد از خصوصاتی است که به آن صلابت می‌گویند. همان‌طور که گفته شد، امواج S با سرعت کمتری نسبت به امواج P حرکت می‌کنند و بعد از امواج P به دستگاه لرزه‌نگار می‌رسند. امواج دیگه‌ری که می‌توان از آنها نام برد، امواج سطحی است که کاملاً با امواج حجمی فرق می‌کنند. آنها در داخل زمین حرکت نمی‌کنند و به‌جای آن، مسیر آنها موازی سطح زمین است. امواج سطحی رفتاری شبیه امواج S دارند. این امواج بسیار آهسته حرکت می‌کنند و نزدیک رومرکز تخریب زیادی شکل می‌دهند. این امواج باعث حرکات حرکت زمین به صورت میچند. افقی، عمودی و غلشی‌شده و به‌این‌ترتیب موجب ترک و شکاف در دیواره یا پی ساختمان‌ها، پل‌ها و جاده‌ها می‌شوند. سه فاکتور مهم تعیین‌کننده میزان لرزش در طول زلزله، عبارت‌اند از: ۱- بزرگی گشتاور زلزله، ۲- موقعیت شما نسبت به رومرکز و ۳- شرایط رسوبات سنگ‌نشده دوران چهارم که ساختمان‌ها روی آنها بنا شده است و همچنین نوع مصالح ساختمانی به‌کاررفته در آنها. ۶- با توجه به اینکه گسل‌های پی‌سنگی کمربند کوهزایی زاگرس که قبلاً وجود داشته‌اند، مقدار کمتری تنش‌های عمودی و برشی احتیاج دارند تا دوباره فعال شوند. این گسل‌ها ممکن است گسل‌های کور بوده و در زیر لایه‌های رسوبی ضخیم زاگرس مدفون شده باشند و ما هم هیچ اطلاعاتی از فعالیت آنها نداشته باشیم. گسل ببالارود در فروافتادگی دزفول در خوزستان را می‌توان در این رده قرار داد. بعضی از این گسل‌ها روی سطح زمین امکان مشاهده دارند و به آنها گسل‌های سربرآورده می‌گویند. خصوصیات گسل‌های پی‌سنگی سربرآورده را می‌توان در گسل کارزون-بrazجان، گسل‌های کهریس و سبزپوشان در استان‌های فارس و بوشهر نام برد. اکثر این گسل‌های پی‌سنگ، شیب‌لغز و امتدادلغز هستند. نبود بیرون‌زدگی سنگ‌های نوردپذیر و خمیرسان در رواردنگی‌ها در کمربند پیش‌خشکی چین‌خورده-روانده زاگرس نشان می‌دهد که عمق این گسل‌ها از مرحله شکنا پایین‌تر نرفته است و عمیق نیستند و در نتیجه، اصطلاح گسل‌های پی‌سنگی نازک‌پوسته-دگرشکل‌نشده زاگرس را می‌توان به آنها

۷- به‌عنوان نتیجه‌گیری می‌توان گفت: ۱- صرفاً وجود گسل و حتی گسل فعال به معنای رخداد زلزله نیست ۲- بدون شناخت ماهیت جنبش شناختی، مکانیکی و هندسی گسل‌ها و قرارگیری آنها در پهنه‌های برخورد و کمربند‌های کوه‌زایی نمی‌توان درباره خطرات آنها صحبت کرد ۳- بدون شناخت ماهیت کوه‌زایی زاگرس و البرز از جزء، به کل و از کل به جزء، یا به‌عبارت دیگر شناخت گسل‌ها به روش ریزساختاری و سپس به روش ساختاری، نمی‌توان به خصوصیات جنبش شناختی گسل‌های فعال پی برد که آیا آنها گسل لرزه‌ای هستند یا گسل بی‌لرزه ۴- برای فعالیت دوباره این گسل‌ها، نمی‌توان بازه زمانی فعالیت مجدد تعیین کرد. به‌طور مثال نمی‌توان عنوان کرد این گسل ۲۰۰ سال فعالیت نداشته است و باید منتظر فعالیت مجدد آن در حال حاضر بود. در خاتمه لازم به ذکر است که سامانه گسل‌های پی‌سنگ البرز وابسته به ستیریپوسته درگیر با نازک‌پوسته دگرشکل‌نشده و به‌خصوص گسل‌های محدوده تهران که کم‌وبیش خصوصیات مشابهی از نظر جنبش شناختی، مکانیکی و هندسی با سامانه گسلی کوهزاد زاگرس نشان می‌دهند، با دید زمین‌شناسی ساختاری و ریزساختاری تفکیک نشده‌اند و لازم است که مورد بررسی مجدد قرار گیرد.

*** استاد بخش علوم زمین دانشگاه شیراز**

زاویه دید

زلزله و چالش‌های ثبت آن



اسماعیل فرز انگان*

●نگاهی به تاریخ پرفرازونشیب ایران نشان‌دهنده رویداد زمین‌لرزه‌های متعدد و ویرانگر در طول تاریخ آن بوده که متأسفانه تلفات انسانی فراوان و خسارات مالی گسترده از ویژگی‌های اصلی آنها بوده است. نظری به زمین‌لرزه‌های روی‌داده در ۶۰ سال اخیر مانند زمین‌لرزه بوئین‌زهر (۱۰ شهریور ۱۳۴۱ با بزرگای ۷٫۲ و تلفات ۲۵ هزار نفر)، زمین‌لرزه طبس (۲۵ شهریور ۱۳۵۷ با بزرگای ۷٫۴ و تلفات انسانی ۱۸ هزار نفر)، زمین‌لرزه منجیل (۳۱ خرداد ۱۳۶۹ با بزرگای ۷٫۴ و تلفات ۳۵ هزار نفر)، زمین‌لرزه بم (۵ دی ماه ۱۳۸۲ با بزرگای ۶٫۴ و تلفات بیش از ۲۵ هزار نفر و زمین‌لرزه ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۶ سرپل‌ذهاب با بزرگای ۷٫۳ و تلفات بیش از ۵۷۰ نفر) نشان‌دهنده عمق فاجعه انسانی و اقتصادی گسترده‌ای است که رویداد زمین‌لرزه‌ها می‌تواند در این سرزمین بر جای گذارد. بدیهی است گسترش شهرنشینی مدرن در سال‌های اخیر و توسعه شهرهای بزرگ در راستای گسل‌های لرزه‌زا و فعال، آسیب‌پذیری مناطق پرتراکم شهری را در مقابل این‌گونه زمین‌لرزه‌ها بیش از پیش آشکار می‌کند. راهکارهای اندیشیده‌شده در راستای کاهش خسارات ناشی از رویداد زمین‌لرزه‌ها می‌تواند در کوتاه‌مدت و بلندمدت منجر به کاهش تلفات و خسارات ناشی از رویداد این پدیده طبیعی شود. در این میان نقش مراکز تحقیقاتی به عنوان توملی و پرچمدار توسعه دانش در کشور جهت تهیه دستورالعمل‌های طراحی مقاوم سازه‌ها در برابر زمین‌لرزه، از جایگاه والایی برخوردار است. یکی از مهم‌ترین ابزارهای دانشمندان در مسیر شناسایی و مقابله با اثرات زمین‌لرزه‌ها، نصب شبکه‌های ثبت جنبش نیرومند زمین در مناطق لرزه‌خیز است که می‌تواند حرکات شدید زمین را که اصولاً آسیب‌پذیر نیز هستند، ثبت کرده و با دقت بالایی، اطلاعات مورد نیاز دانشمندان علوم مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی مهندسی را فراهم کند. این مهم اکنون در کشورهای پیشرفته و لرزه‌خیز کاملاً شناخته‌شده و از دهه‌های قبل با راه‌اندازی شبکه‌های مختلف شتاب‌نگاری خود را نشان داده است. شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران با هدف ثبت حرکات قوی زمین‌ناشی از رویداد زمین‌لرزه‌ها در سال ۱۳۵۲ شمسی به همت مرحوم مهندس علی‌اکبر مهن‌فرع تأسیس شد. مجموعه در طول سالیان دراز فعالیت افزون بر ۱۲ هزار نگاشت از زمین‌لرزه‌های ایران را ثبت کرده که گنجینه‌ای عظیم برای محققان و مهندسان برای مطالعه زمین‌لرزه‌ها فراهم کرده است. شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران در حال‌حاضر افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای ۳٫۷ توسط ۱۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه افزون بر هزار ایستگاه فعال در سراسر کشور را شامل می‌شود که عمدتاً در مناطق لرزه‌خیز نصب هستند. در ابتدای سال ۹۶ زمین‌لرزه‌های پیرامون شهر مشهد در شمال‌شرق شهر فریمان آغازگر سالی پرلرزه در کشور بودند. زمین‌لرزه ۲۱ آبان سرپل‌ذهاب با بزرگای