بررسی مقدماتی زمین لرزهٔ ۱۲ نوامبر ۱۹۹۹ کایناشلی (دوزجه) ترکیه

مهدی زارع، استادیار و عضو هیأت علمی پژوهشکده زلزله شناسی پژوهشگاه
علی اکبر اسلامی، عضو هیأت علمی و مشاور رئیس پژوهشگاه

۱- چکیده

زمین لرزهٔ ۱۲ نوامبر ۱۹۹۹ (۲۱ آبان ۱۳۷۸) کایناشلی ترکیه با $M_W = 7.1$ (در نزدیکی شهر بولو) دومین زلزلهٔ فاجعه بار با $M > 7$ در سه ماه گذشته در راستای گسل آناتولی شمالی (شمال باختر ترکیه) بوده است. این زلزله تا روز چهارم پس از حادثه ۶۷۵ کشته، حدود ۵۰۰۰ مجروح و صدها نفر ناپدید برجای گذاشت. زلزلهٔ ایزمیت در ۱۷ اوت ۱۹۹۹ با حدود ۱۷,۰۰۰ کشته و خسارات فراوان در ناحیهٔ خلیج ایزمیت همراه بود. با توجه به موقعیت سیستم گسل آناتولی شمالی، زلزلهٔ کایناشلی *(Kaynasli)* بر اثر چکانش جنبش از قطعهٔ مجاور گسله (گسیخته شده در زلزلهٔ ایزمیت) روی داده است. احتمال خطر برای پهنه گسله در دریای مرمره (نزدیک شهر استانبول) نیز وجود دارد. در این مقاله به بررسی اولیهٔ زلزلهٔ مذکور می‌پردازیم.

۲- مقدمه

پس از وقوع زمین لرزه ۱۷ اوت ۱۹۹۹ (۲۶ مرداد ۱۳۷۸)، در نزدیکی شهر ایزمیت (استان کوجائلی، که با بیشترین خسارت در گولجوک همراه بود)، تغییرمکان تا حدود چهار متر قائم و حدود دو متر افقی در راستای پهنهٔ گسله آناتولی شمالی گزارش شد. این رویداد با پس لرزه های متعددی در ماههای بعد از آن همراه بود. تحلیلهای اولیه بر روی شتابنگاشتهای رقمی رویداد اصلی، این زلزله و پس‌لرزه های آن نمایانگر وقوع حالت جهت پذیری دو طرفه در راستای این گسل بوده است. زلزله کایناشلی در خاور آخرین قسمت از گسیختگی سطحی در زمین لرزه ۱۷ اوت ۱۹۹۹ در دشت دوزجه *(Duzce)* در نزدیکی شهر بولو رخ داد (شکل ۱).

شب قبل از وقوع زلزله کایناشلی یک پیش‌لرزه با $M_W = 5.7$ در دشت دوزجه روی داد. این پیش‌لرزه موجب کشته شدن یک نفر و مجروح شدن حدود ۸۰ نفر گردید. زمین لرزه ۱۲ نوامبر ۱۹۹۹ در راستای

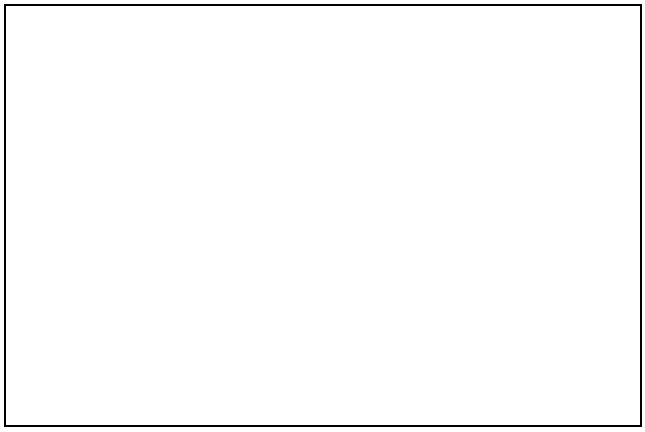
شکل (۱): موقعیت جغرافیایی رومرکزهای زلزله ۲۶ مرداد ایزمیت (گولجوک کوجائلی) و ۲۱ آبان ۱۳۷۸ کایناشلی (بولو)

پهنای گسل آناتولی شمالی و با همان سازوکار (راستا لغز راستگرد) روی داد (شکل ۲). زمین لرزه مذکور براساس آمار رسمی با ۶۷۵ کشته، حدود ۵۰۰۰ مجروح و ۷۲۰ ساختمان ویران شده، همراه بود. بیشترین خسارتها به شهر کوچک کایناشلی با جمعیت ۷۵۰۰ نفر در نزدیکی دوزجه با جمعیت ۸۰,۰۰۰ نفر وارد آمد. استان بولو که در این زلزله متحمل خسارات فراوان شد، در خاور استانهای ساکارایا (به مرکزیت آداپازاری) و کوجائلی (به مرکزیت ایزمیت) واقع است که زمین لرزه سه ماه قبل خسارتهای فراوان جانی و مالی در آنها برجای گذاشت. در این زلزله ۱۲۰۰ امدادگر خارجی از کشورهای الجزایر،

شکل (۲): موقعیت رومرکز زلزله های ۲۶ مرداد M_w=7.4 و ۲۱ آبان ۱۳۷۸ M_w=7.1 در پهنه گسله آناتولی شمالی در شمال باختری ترکیه. میزان لغزش گسل آناتولی شمالی توسط سازمان زمین شناسی ایالات متحده ۴ ± ۲۴ میلیمتر در سال حدس زده شده است. پهنه گسیختگی های ۱۹۳۹ تا ۱۹۹۲ نیز مشخص شده است

اتریش، بلژیک، انگلیس، بلغارستان، فرانسه، یونان، ایتالیا، روسیه، سوئیس و سوئد برای کمک به آسیب دیدگان به منطقه اعزام شدند. وزیر حمل و نقل ترکیه یک روز پس از زلزله برآورد نمود که این زلزله ۱۰ میلیارد دلار خسارت به اقتصاد ترکیه وارد کرده است (زلزلهٔ ۲۶ مرداد ۱۳۷۸، ۱۲ میلیارد دلار خسارت وارد نمود). موقعیت رومرکزی زلزله های ۲۶ مرداد و ۲۱ آبان ۱۳۷۸ در ارتباط با پهنهٔ گسله آناتولی شمالی در شکل (۲) مشخص شده است.

وقوع زلزلهٔ کایناشلی، با یک زمین لغزش بزرگ در جادهٔ آنکارا- دوزجه همراه بود که به این دلیل این مسیر در شب اول پس از وقوع حادثه کاملاً مسدود گردید و در ساعتهای اولیه امدادرسانی مشکلاتی ایجاد نمود (شکل ۳).



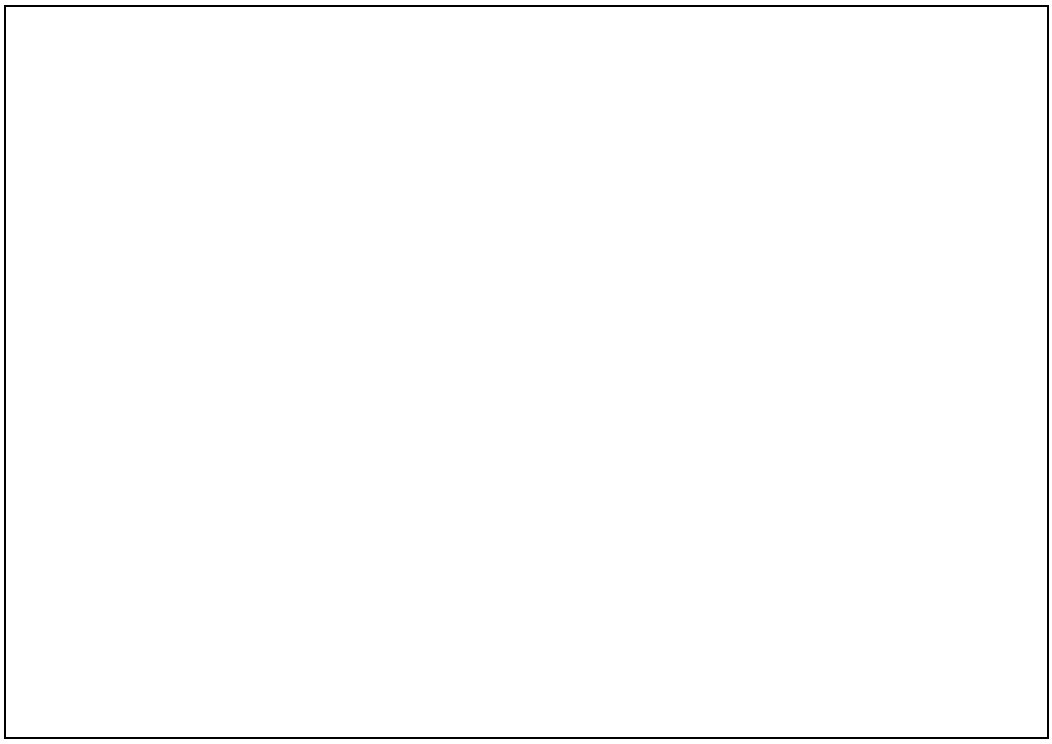
شکل (۳): زمین لغزش در جاده دوزجه- آنکارا که موجب بسته شدن جاده مزبور در اولین شب وقوع زمین لرزه گردید [خبرگزاری فرانسه، چاپ شده در روزنامه ۱۵ نوامبر ۱۹۹۹ لیبراسیون فرانسه، در شبکه اینترنت]

وقوع زلزله ۲۶ مرداد ۱۳۷۸ و امکانات امدادی باقی مانده از آن موجب آمادگی مقامات رسمی ترکیه در زمین لرزه ۲۱ آبان شد و واکنش آنها در این واقعه بسیار سریعتر از زلزلهٔ قبلی بود. این مسأله، به همراه یک زلزله با بزرگای ۵/۷ در شب قبل از رویداد زلزله در همین منطقه و وقوع زلزله در هنگام عصر (ساعت '۱۸:۵۸ به وقت محلی) موجب شد تا میزان تلفات بسیار کمتر از رویداد قبلی باشد.

۳- نحوهٔ گسیختگی پهنهٔ گسلهٔ آناتولی در سال ۱۳۷۸ و دلیل بروز زمین لرزه های پی در پی

پس از زمین لرزهٔ ایزمیت (گولجوک کوجائلی)، موقعیت رومرکزی آن زلزله در ارتباط با یک نبود لرزه ای در بخش باختری پهنهٔ گسله آناتولی شمالی بررسی شد [۱]. بررسیهای تفصیلی که پس از مطالعهٔ اولیه به عمل آمد [۲] نشان داد که بر اساس داده های شتابنگاری از زلزلهٔ اصلی، مشاهدهٔ پریودهای بلندتر بر روی مؤلفه های افقی و حذف محتوای فرکانس بالای قابل مشاهده در مؤلفه های قائم در بورسا و کارخانهٔ آرچلیک و یاریمکا، به نظر می رسد که اثر جهت پذیری دو طرفه در آن زلزله رخ داده باشد. این مسأله، با مشاهدهٔ مقدارهای بیشینه شتاب در دو سوی گسل زمین لرزهٔ ۲۶ مرداد ۱۳۷۸، مقدارهای بیشتر خمهای کاهندگی در جهت خاوری- باختری، موقعیت رومرکز پس لرزه ها که تقریباً توزیع برابری در هر دو سوی گسل مشاهده می شد و حالت کشیدگی خمهای هم شدت زلزله ۲۶ مرداد نیز می تواند مورد استناد قرار گیرد. پس از زمین لرزه، احتمال جابه جا شدن قطعات گسل آناتولی شمالی (در سوی خاوری و باختری قطعهٔ گسیخته شده در ۲۶ مرداد ۷۸) طبیعی بود. این احتمال بویژه در مورد قطعهٔ باختری گسله در مجاورت قسمت فعال شده در ۲۶ مرداد ۱۳۷۸ (در پهنهٔ دریای مرمره) از آن جهت که در نزدیکی شهر استانبول (مهمترین مرکز جمعیتی در کشور ترکیه) واقع است هنوز وجود دارد. چنین احتمالی از سوی پژوهشگران زلزله شناسی کشور ترکیه (نظیر پروفسور ایشیکارا) نیز مورد تأیید قرار گرفته است؛ به هر حال، فعال شدن پهنهٔ گسلهٔ آناتولی شمالی در مدتی کمتر از سه ماه با دو زمین لرزه با $M>7$ نشان دهندهٔ میزان تجمع انرژی در این پهنه است. با توجه به ژرفای کم این زلزله (بویژه نظیر زلزله های البرز و ایران مرکزی و اکثر زلزله های مخرب ایران) طبیعی است که انتظار خسارات فراوان نیز در پهنهٔ نزدیک این گسل وجود داشته باشد. در چنین زلزله هایی کاهندگی نسبتاً سریعی قابل انتظار است. به عبارت دیگر، میزان خسارت در پهنهٔ پیرامون گسل بسیار بالاست؛ ولی، بلافاصله با افزایش فاصله از کانون، میزان خسارتها کاهش می یابد. آنچه که در زلزله ۲۱ آبان ۱۳۷۸ در راستای گسل آناتولی رخ داده است نمایانگر طبیعت خاص وقوع زلزله ها در راستای چنین پهنه های گسلی است. وقوع زمین لرزه های بزرگ با رخداد زلزله های پی در پی در قطعات بعدی گسل دنبال می شود. شکل (٤) نشان می دهد که آخرین قطعهٔ گسیختگی جدید در زمین لرزهٔ ۲۶ مرداد ۱۳۷۸، قطعهٔ گسل دوزجه بوده است.

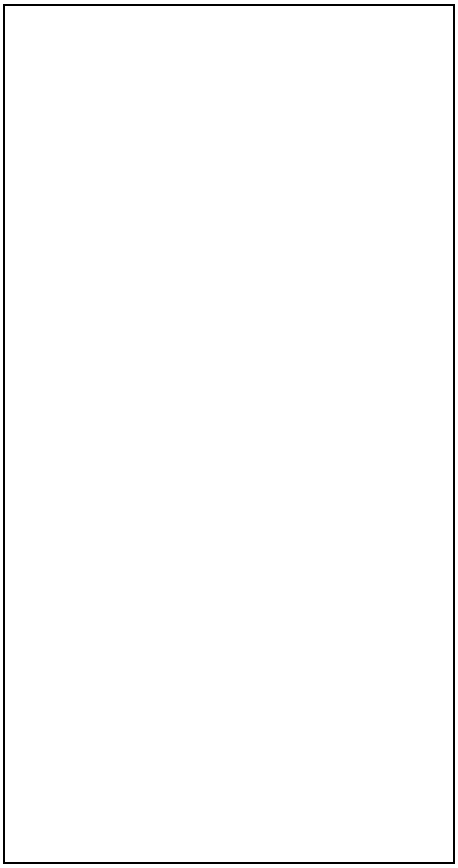
آخرین قطعهٔ گسل زمین لرزه ۲۶ مرداد، در کنار دشت دوزجه واقع بوده است؛ مکانی که در رویداد ۲۱ آبان دچار گسیختگی با بزرگای $M_W = 7.1$ گردید. زلزله کایناشلی را می توان به عنوان یک رویداد مستقل از پس لرزهٔ ۲۶ مرداد تلقی نمود که وقوع آن پیامد رخداد زلزله مذکور بوده است.



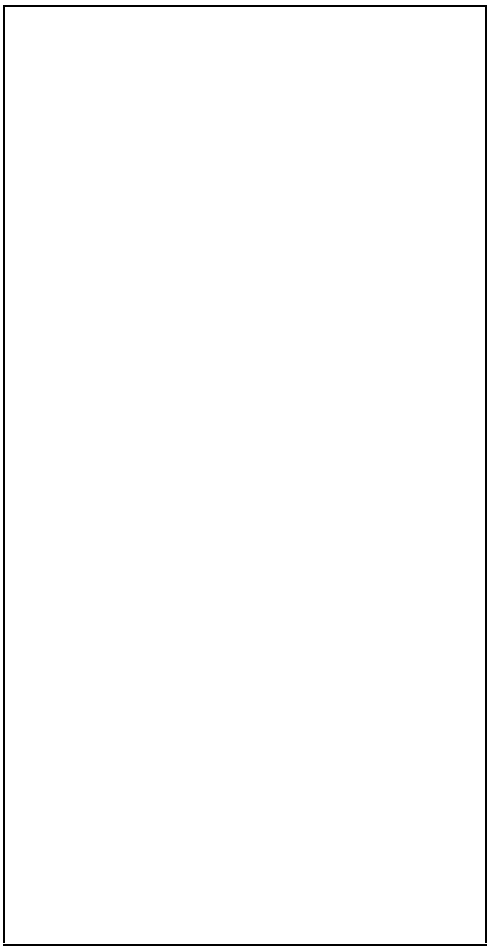
شکل (٤): قطعات گسیختگی اصلی در زمین لرزه ٢٦ مرداد ١٣٧٨ ایزمیت (گولجوک کوجائلی)، [اپایگاه NEIC در شبکه اینترنت].

٤- سازوکار ژرفی گسل زمین لرزه ای رویداد ١٢ نوامبر ١٩٩٩کایناشلی (دوزجه)

زلزله ٢١ آبان ١٣٧٨ در دشت دوزجه که با وقوع یک زمین لرزه با بزرگای $M_W = 5.7$ در شب‌قبل (که‌آن را می‌توان‌یکی‌از پس‌لرزه های زلزله ٢٦ مرداد ١٣٧٨و یا پیش لرزهٔ زلزلهٔ ٢١ آبان ٧٨ در نظر گرفت) همراه بود، در ساعت "٢٤:٤١'١٤:٤١ به وقت بین المللی و ساعت ١٦:٤١' به وقت ترکیه رخ داد. این زلزله سازوکار امتدادلغز با مؤلفهٔ فشاری را نشان می‌دهد (شکل ٥). در این رویداد $M_o = 3.5\times10^{17}$ $N-M$ گزارش گردید. با توجه به موقعیت پهنهٔ گسل آناتولی شمالی و موقعیت قطعهٔ گسله دوزجه (شکل ٤)، صفحهٔ خاوری-باختری که تغییرمکان راستالغز راستگرد را نشان می‌دهد، به عنوان صفحه گسیختگی در این زلزله معرفی می‌شود (نظیر زلزله ٢٦ مرداد ١٣٧٨). در شب بعد از این واقعه، زمین لرزهٔ کایناشلی با $M_W = 7.1$ و $M_o = 4.5\times10^{19}$ $N-M$ با سازوکار امتدادلغز رخ داد (شکل ٦). در این زلزله نیز، صفحه‌خاوری- باختری که‌سازوکار امتدادلغز راستگرد را نشان می‌دهد به عنوان صفحه گسل معرفی می‌گردد (مطابق با سازوکار غالب در پهنهٔ گسل آناتولی شمالی و همچنین منطبق بر سازوکارهای ژرفی اکثر زمین لرزه های رخ داده در این پهنه پس از زلزله ٢٦ مرداد ایزمیت (گولجوک کوجائلی).



شکل (٥): سازوکار ژرفی زمین لرزه ٢٠ آبان ١٣٧٨ دشت دوزجه [اپایگاه NEIC در شبکه اینترنت]



شکل(٦): سازوکار ژرفی زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۷۸ کاناشلی [پایگاه NEIC در شبکه اینترنت]

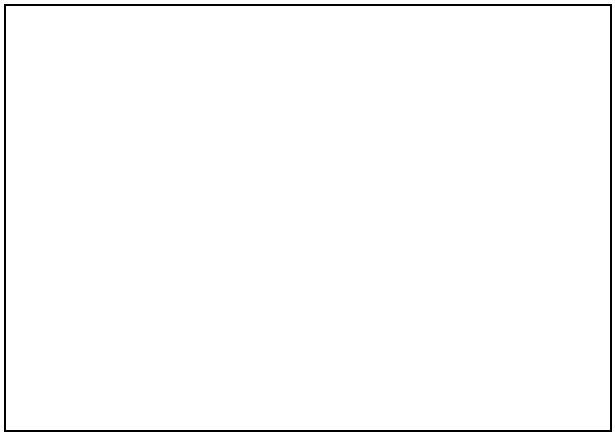
٥- شکل موج و حوزه تغییرات تنش در زلزلهٔ کاناشلی (دوزجه)

شکل موج در زلزلهٔ کاناشلی در ایستگاههای مختلف با فاصله های ٦٠ تا ١٠٠ درجه از کانون زلزله در شکل (٧) و پنجاه دقیقه اول از یک نگاشت مؤلفهٔ قائم از این زلزله که در ایالات متحده به دست آمده است در شکل (٨) مشاهده می شود.

تغییرات میدان تنجش گسیختگی کولمب برحسب بار در پیرامون گسل در پی زمین لرزه های ٢٦ مرداد ایزمیت (گولجوک کوجائلی) و ٢١ آبان ١٣٧٨ کاناشلی محاسبه شده است. این ضریب که با $\Delta\sigma_f$ نشان داده- می شود حاصل تفریق افت تنجش برش از افت تنجش قائم می باشد:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu\Delta\sigma_n \qquad (١)$$

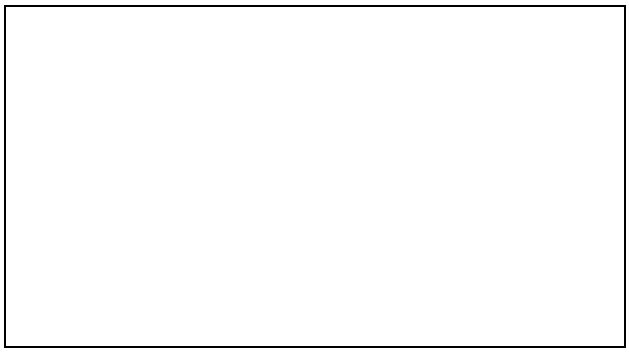
در رابطه (١)، $\Delta\tau$ افت تنجش برشی، $\Delta\sigma_n$ افت تنجش قائم و μ ضریب اصطکاک موثر می باشد. $\Delta\sigma_f$ تنجش گسیختگی کولمب است که با چسبندگی و رابطه کولمب متناسب می باشد.



شکل (٧): شکل موج در ایستگاههای مختلف زلزله کاناشلی با فاصله های ٦٠ تا ١٠٠ درجه از کانون زلزله

شکل (٨): مولفه قائم زلزله کاناشلی توسط ایستگاه COLA ایالات متحده که در آن حدود ٣٠٠٠ ثانیه اول نگاشت نشان داده شده است

شکل (٩) نشان می دهد که تغییرات میدان تنجش گسیختگی کولمب در راستای تغییرمکان راستالغز راستگرد در پیرامون گسل آناتولی شمالی کشیدگی یافته است و زمین لرزه ٢١ آبان نیز در انتهای حوزهٔ تغییرات بالای تنجش گسیختگی رخ داده است. حوزهٔ تغییرات تنجش در زلزلهٔ ٢١ آبان دقیقاً مشابه زلزلهٔ ٢٦ مرداد می باشد، با این تفاوت که حوزهٔ تغییرات تنجش در زلزلهٔ قبلی گسترده تر به نظر می آید. از این شکل می توان استنباط نمود که به سمت باختر بر اثر تغییرات شدید تنجش به سمت دریای مرمره و شهر استانبول، این ناحیه نیز تحت اثر



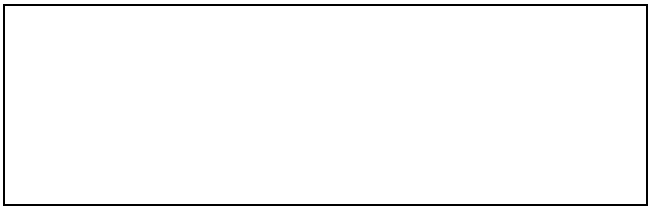
شکل (٩): حوزه تغییرات تنجش گسیختگی کولمب در پیرامون گسل آناتولی شمالی در زلزله های ایزمیت (گولجوک کوجائلی) و کاناشلی (بولو) محاسبه توسط [٩]، [پایگاه سازمان زمین شناسی ایالات متحده در شبکه اینترنت]

این میدانهای تغییرات تنجش (بویژه بر اثـر زلـزلهٔ ۲۶ مـرداد ایزمیـت (گولجوک کوجائلی) واقع شده است و هنوز می‌توان وقـوع زلـزلـه هـای دیگری را در سوهای باختری و خـاوری ایـن قطعـات جـا بـه جـا شـده از جمله در ناحیه دریای مرمره انتظار داشت.

٦- تفسیری منطقی از فرآیند بروز زمین لرزهٔ ۱۲ نوامبـر ۱۹۹۹ کایناشلی (دوزجه)

پس از وقوع یک زمین لرزه متوسـط یـا بزرگ تـا مدتهـا دنبالـه ای از پس لرزه ها در اطراف کانـون رویـداد اصلی بـه وقـوع مـی‌پیوندنـد. فضایی که به هر شکل ایـن دنبالـه را در بـر مـی‌گیرد حجـم شکسـتگی نامیده می‌شود. بدیهی اسـت حجـم شکسـتگی بـا در نظر گـرفتن ژرفـا می‌تواند نمادی از بزرگی رویداد اصلی محسوب شود. اگر به هر پس لرزه برداری نسبت داده شود مرکز بردار، برآینـد ایـن فضـای بـرداری در نزدیکی کانون زمین لرزه اصلی تعیین محـل مـی‌شـود [۵]. نتیجـه چنین دریافتی دست کم این است که در این زیر مجموعه فضایی، پس لرزه های بزرگ که بیشتر در تعیین موقعیت مرکزبرداری اثر می گذارنـد به گونه ای نسبی به کانون اصلی نزدیک مـی‌باشـند و در رویـداد بزرگ، بروز گسلهٔ ثانویه است که در ارتباط با حرکت اول شکل می گیرد.

بنابر تعریف، گسـلش دوبـاره بـه شکسـتگی ناشـی از تأثـیر مسـتقیم جنبش گسلهٔ بنیادی تراگذر گفته می‌شود. بدیهی است نتیجهٔ جنبش هـر گسله ای تولید، توزیع و تبدیل تنجش های برشـی ابتدایـی در محلهـای مختلف در پیرامون آن است؛ امـا، بـه بـاور چینـری [۳ و ٤]، فـرآینـد توزیـع و تبدیـل تنجشـها در بخشـهای پایانـهٔ گسـله تـراگذر بـه گونـه‌ای افزونتر و پیچیده تر واقع مـی‌شـود. در تأییـد ایـن بـاور، او جنبـه هـای نظری مسأله را به کمک حلهای تانسوری مـؤلفـه هـای تنجـش در سـطح زمـین در قالـب پـربندهای تغییـر تنجـش بـا ارزش بنـدی بـار (دین بر سانتیمتر مربع) فراهم نموده است. الگوهای به دست آمده نشان‌ مـی‌دهنـد کـه گرچـه تنجشـهای ابتدایـی بـر روی تمامـی طـول گسـله توزیع شده‌اند، اما تمرکز انبوهی از تنجش برشی در نزدیکی پایانه‌های گسله با توزیعی متفـاوت دیـده مـی‌شـود. چنـین وضعـی وی را بـه ایـن بـاور رسانیده است که گسلش ثانویه بر اثر عملکرد این آثار پایانـه‌ای در جنبـش برشی بنیادی اتفاق می‌افتد. در این باره جنبه های زمین شـناختی ایـن نظریـه را بـا معـرفی مدلهـای گوناگون و بـا پیشـنهاد شـش نـوع بزرگ گسلش ثانویه متأثر از گسلهٔ بنـیادی تـراگذر نیز معـرفی مـی‌نمایـد کـه بـرخی از آنهـا بـا سرشـتی سیسـتم گسـله هـای زمـین سـاختی آلـپاین نیوزلند، سان اندریاس کالیفرنیا و مک‌دونالد کانادا همخوانی دارند. در دهه های اخیر با در نظر گـرفتن بـر هـم کنـش تنجـش بـین گسـله هـا و چگونگی انتقال تنجش توسط زمین‌لرزه ها، رهیافتهایی توسط ریزنبرگ و سیمپسن [۸] و کینگ و همکاران [٦] حاصل شده است. نلبنت [۷] نیز بـا اسـتفاده از مدلسـازی تنجـش کولمـب وبکارگیری پارامـترهای سمت، شیب و ریک گسله، نقشه تغییرات تنجش را برای شمال باخـتری ترکیـه و شـمال دریـای اژه تهیـه نمـوده‌است. زمـین لـرزه ۱۲ نوامبـر ۱۹۹۹ کایناشـلی بـا $M_W = 7.1$ رویـدادی اسـت کـه در انتهـای خـاوری شکسـتگی برشـی بنـیادی زمـین‌لـرزه ۱۷ اوت ۱۹۹۹ ایزمیـت (گولجـوک کوجائلی) بـا $M_W = 7.4$ واقع شده است. ایـن موقعیـت خـارج از حجـم شکستگی و در حاشیهٔ آن در دورترین فاصلهٔ این حجـم نسـبت بـه مـرکز درونی رویداد اصلی قرار دارد و بر حسب سرشتی حجم شکستگی به باور مـا [۵] و بـا رویکـرد بـه نقشـهٔ تغییـر تنجـش کولمـب [۹] نبـاید یـک پس لرزهٔ بزرگ محسوب شود (شکل ۹). برعکس ویژگیهای این زمین لرزه از دیدگاه موقعیت و پارامترهای چشمه و با توجـه بـه شکسـتگی برشـی بنـیادی ۱۷ اوت ۱۹۹۹ ایزمیـت آن را یـک گسـلش ثانویـه نشـان‌ مـی‌دهد. همخوانی و بـرازش خـوب ایـن گسـلش (شـکل ٤) بـا مـد $A1$ شکل (۱۰) الگوی اول معرفی شده توسط چینری [۳] گواه روشنی برای چنین دریافتی است؛ در حـالی‌کـه، نقشـهٔ تغییـر تنجـش کولمـب [۹] از سازمان زمین‌شناسی ایالات متحـده بویـژه جهـت پذیـری و موقعیتهـای افت و خیز تنجش گواه دیگری برای این باور محسوب می‌شوند. توضیح بیشتر اینکه مد نـوع A در تحقیقـات چینـری [۳] اسـاس گـرایش گسـله های راستالغز را به خود گسترش یابی و رسیدن به پایانه ای را نشان می دهد که در آنجا گسله های کوچک واگرا و رگه های دم اسـبی بـه گونـه ای معمول یافت می‌شوند؛ اما، وقـتی کـه گسـلهٔ بنـیادی تـراگذر بـه صـورت نتیجهٔ یک تـراکم تک محوری آشکار شـود یک عدم تقارن ناشناخته در منحنی های تنجش برشی بیشینه پیدا می‌شـود کـه در آن صورت مد $A1$ بیش از مد $A2$ به آن دلالت می کند [۳].



شکل (۱۰): الگوی معرفی شده برای گسلش ثانویه [۳]

۷- نتیجه گیری

زلزلهٔ ۲۱ آبان ۱۳۷۸، در پی چکانش جا به جایی از حوزهٔ باختری آن، ناحیه ای که در زمین لرزهٔ ۲۶ مرداد ۱۳۷۸ گسیخته شده بود، رخ داد. یک زمین لرزه در شب قبل (۲۰ آبان) با بزرگای متوسط $M_W = 57$ و وجود امکانات باقی مانده از زلزله قبلی، موجب آمادگی بیشتر مردم و مسؤولین محلی و کاهش تلفات به نسبت زلزلهٔ قبل گردید. مطالعه و بررسی دقیق این زلزله‌ها با توجه به احتمال وقوع زلزله های دیگری در همین ناحیه از یک سو و شباهت شرایط لرزه زمین ساختی در ایران و ترکیه از سوی دیگر، اهمیت ویژه ای دارد. شرایطی که در پهنهٔ گسل آناتولی شمالی وجود دارد، از نظر لرزه زمین ساختی و زلزله شناختی شباهت زیادی به گسل شمال تبریز، گسل مشاء و گسل شمال تهران و ... دارد؛ بنابراین، مطالعهٔ شرایط ایجاد شده در زلزله‌های ترکیه برای بررسی شرایط شهرهای مهم کشور (نظیر تهران و تبریز) بسیار حائز اهمیت است. انشاء الله با در دست داشتن داده‌های رقمی مربوط به لرزه نگاشت و شتابنگاشتهای زلزله مذکور این بررسیها ادامه خواهد یافت.

۸- مراجع

۱- زارع، مهدی؛ اسلامی، علی اکبر؛ فرهبد، امیرمنصور. "دریافتهای زلزله شناختی از زمین لرزهٔ ۱۷ اوت ۱۹۹۹ ایزمیت ترکیه"، پژوهشنامهٔ پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، پاییز ۱۳۷۸.

۲- زارع؛ مهدی. لرزه زمین ساخت، زلزله شناسی و مهندسی زمین لرزهٔ ۱۷ اوت ۱۹۹۹ ایزمیت (گولجوک کوجائلی) فصل دوم گزارش تفصیلی بر روی زمین لرزهٔ گولجوک (در دست انتشار)، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۱۳۷۸.

3-Chinnery, M. A., (1966), Secondary Faulting I-Theorctical Aspects, Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 3, pp. 163-174, 1996.

4-Chinnery, M. A., (1966). Secondary Faulting II- Geological Aspects, Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 3, pp, 175-189.

5-Eslami, A. A., et al., (1998)., Fault System Pattern Associated with the 1997 Ardekul Earthquake of Iran with an Aftershock Survey, Proceedings of the Elevent European Conference on Earthquake Engineering, CD-ROM Paris, 1998.

6-King, J. C. P. & R. S. Stein, & J. Lin, Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes, Bull. Seis. Soc. of America, Vol. 84, pp. 935-953. 1994.

7-Nalbant, S., Stress Coupling Between Earthquakes in Northwest Turkey and North Aegean Sea, Journal of Geoph. Res., Vol. 103, No. B10, pp. 24469-24486, 1998.

8-Reasenberg P. A, & R. W. Simpson, Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake Science, Vol. 255, pp. 1687-1690, 1992.

9-Toda S., Parsons T., & R. Stein, Couloumb Stress Change Caused by 17 Aug. 99, M=7.4, Shock, NEIC WEB Site in Internet: wwwneic.cr.gov, 1999.