

سازوکار زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز با استفاده از داده‌های شتاب‌نگاری

حسین حمزه‌لو^{۱*}، اسماعیل فرزانه‌گان^۲ و حسین میرزایی علویچه^۲

^۱پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.
^۲مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۱۰

چکیده

زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ و کمتر از ۳ ماه بعد، زمین‌لرزه ۲۵ شهریور ۱۳۸۶ با بزرگی ۴/۶ در نزدیکی تبریز در استان آذربایجان شرقی روی داد. با استفاده از روش تجزیه و تحلیل امواج SH شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده و مدل چشمه برون پارامترهای صفحه گسل برای این زمین‌لرزه برآورد شد. راستا، شیب و ریک به ترتیب 310° ، 85° و 170° برآورد شده است. سازوکار به‌دست آمده راستالغز راست‌گرد و با سازوکار گسل شمال تبریز همخوانی دارد. سازوکار به‌دست آمده اولین حل صفحه گسل برای گسل شمال تبریز بر اساس داده‌های شتاب‌نگاری است.

کلیدواژه‌ها: امواج SH، سازوکار کانونی، گسل شمال تبریز

*نویسنده مسئول: حسین حمزه‌لو

۱- مقدمه

منطقه شمال باختری ایران که بین رشته کوه‌های قفقاز در شمال و کوه‌های زاگرس در جنوب قرار گرفته، شاهد رویداد زمین‌لرزه‌های مخرب در گذشته بوده است. این رشته کوه‌ها در نتیجه همگرایی بین صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا به وجود آمده و تغییر شکل‌های ناشی از این فشردگی به صورت ساختارهای چین‌خورده رانده به خوبی نمایان است. حل سازوکار زمین‌لرزه‌های روی داده در شمال باختر ایران و جنوب خاوری ترکیه (شکل ۱) نشان می‌دهد که همگرایی بین صفحه‌های عربستان و اوراسیا در این مناطق در طول گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد مستهلک می‌شود (Jackson & McKenzie, 1984). گسل شمال تبریز یکی از قطعه‌های این سامانه امتداد لغز راست‌گرد است، که زمین‌لرزه‌های تاریخی مخربی بر روی آن رخ داده است. این گسل با طول حدود ۱۵۰ کیلومتر از شمال باختر تا جنوب خاور (از حوالی جنوب مرند تا حوالی بستان‌آباد) امتداد دارد (شکل ۲). امتداد گسل شمال تبریز به سوی شمال باختر به گسل‌های معکوس سوفیان و تسوج منتهی می‌شود. امتداد این گسل‌ها نسبت به گسل شمال تبریز تغییر روند داده به طوری که بیشتر متمایل به باختر-شمال باختر هستند. از سوی دیگر ادامه جنوب خاوری گسل شمال تبریز به تعدادی از گسل‌های معکوس ختم شده که تغییر روند آنها نیز بیشتر به سوی خاور-شمال خاور متمایل است (Hessami et al., 2003). از زمین‌لرزه‌های تاریخی بی‌شماری که در منطقه تبریز روی داده (جدول ۱) سه زمین‌لرزه ویرانگر ۱۰۴۲ با بزرگی (Ms=۷/۶)، ۱۷۲۱ با بزرگی (Ms=۷/۷) و ۱۷۸۰ با بزرگی (Ms=۷/۷) با گسیختگی در طول گسل شمال تبریز همراه بوده است. شواهد و اسناد تاریخی نشان می‌دهد که سامانه گسلی شمال تبریز دست کم در طی این سه زمین‌لرزه ۱۰۴۲، ۱۷۲۱ (زمین‌لرزه شبلی) و ۱۷۸۰ (زمین‌لرزه تبریز) با گسیختگی و تغییر شکل‌های سطح زمین همراه بوده است. زمین‌لرزه‌های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ میلادی که به فاصله حدود ۶۰ سال از یکدیگر روی داده‌اند به ترتیب با دست کم ۵۰ و ۶۰ کیلومتر گسیختگی سطحی همراه بوده که حدود ۴۰ کیلومتر از آن در دو زمین‌لرزه یادشده هم‌پوشانی داشته است (Hessami et al., 2003). زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه شمال باختر ایران در شکل ۳ نشان داده شده است. مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی در شمال باختر ایران عبارتند از زمین‌لرزه ۶ مه ۱۹۳۰ سلماس، زمین‌لرزه ۱۹۶۸/۴/۲۹، زمین‌لرزه ۱۹۷۰/۳/۱۴، زمین‌لرزه ۱۹۷۶/۱۱/۲۴ و زمین‌لرزه ۱۹۹۷/۲/۲۸ اردبیل. شکل ۴ توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها در شمال باختر کشور را بر اساس داده‌های ثبت شده در شبکه تبریز نشان می‌دهد. با توجه به این که آخرین زمین‌لرزه تاریخی نسبتاً بزرگ در سال ۱۷۲۱ یعنی ۲۸۷ سال پیش روی داده است، بنابراین وقوع زمین‌لرزه متوسط تا بزرگ در آینده نزدیک بسیار محتمل است.

تعیین سازوکار زمین‌لرزه و تشخیص صفحه گسل مربوط به زمین‌لرزه به عنوان نقش مهم زلزله‌شناسی در مطالعات زمین‌ساخت در منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته می‌شود. بسیاری از مناطق لرزه‌خیز دنیا از جمله ایران با دستگاه‌های شتاب‌نگاری پوشش داده شده‌اند. در این مناطق، احتمال به ثبت رسیدن زمین‌لرزه‌ها به وسیله یک یا چند ایستگاه شتاب‌نگاری بالا است. تا پیش از زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ هیچ گونه رویداد زمین‌لرزه دستگاهی مهمی که حل سازوکار زمین‌لرزه را برای گسل شمال تبریز ارائه دهد، روی نداده بود. رویداد زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ با بزرگی ۴/۵ که در ۱۶ ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن به ثبت رسید، این امکان را فراهم نمود تا حل سازوکار کانونی این زمین‌لرزه برآورد شود. به این منظور از روش تجزیه و تحلیل امواج SH و مدل چشمه برون برای برآورد پارامترهای گسل زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ استفاده شده است (Sarkar et al., 2003; Hamzehloo, 2005a; Hamzehloo, 2005b; Sarkar et al., 2005).

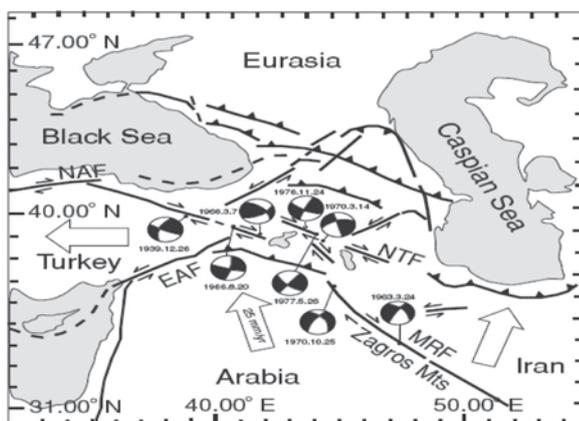
۲- زمین‌لرزه‌های ۲۵ شهریور و ۱۰ آذر ۱۳۸۶

شهر تبریز یکی از شهرهای بزرگ و لرزه‌خیز کشور است که سابقه رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در سده‌های پیش را داشته است. از این رو در شبکه شتاب‌نگاری کشور توجه ویژه‌ای به این شهر و مناطق پیرامون آن شده است. در حال حاضر شبکه شتاب‌نگاری کشور دارای ۳ دستگاه شتاب‌نگار دیجیتال SSA-2 و یک دستگاه شتاب‌نگار CMG-STD در شهر تبریز است. این دستگاه‌ها در مجموع ۱۰ شتاب‌نگاشت از زمین‌لرزه‌های روی داده در این شهر و مناطق پیرامون آن را ثبت کرده‌اند. ایستگاه‌های شتاب‌نگاری در استان آذربایجان شرقی زمین‌لرزه‌های ۲۵ شهریور و ۱۰ آذر ۱۳۸۶ را ثبت نموده‌اند. اولین رویداد در تاریخ ۲۵ شهریور ۱۳۸۶ در ساعت ۰۸:۵۰:۰۱ به وقت محلی برابر با ۰۵:۲۰:۰۱ وقت بین‌المللی در نزدیکی تبریز در استان آذربایجان شرقی روی داد. بر اساس گزارش مؤسسه ژئوفیزیک تهران بزرگی این رویداد ۴/۴ و مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن ۴/۱ در مقیاس ریشتر است. رومرکز اعلام شده توسط مؤسسه ژئوفیزیک ۳۸/۱۲ عرض شمالی و ۴۶/۳۷ طول خاوری است. ۷ شتاب‌نگار این زمین‌لرزه را به ثبت رسانده‌اند که بیشینه شتاب ثبت شده از میان آنها مربوط به ایستگاه شتاب‌نگاری تبریز ۶ (زلزله‌نگاری) بوده که شتابی در حدود ۳۹ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه را ثبت کرده است. مرکز این زمین‌لرزه در ۳۸/۱۰ عرض شمالی و ۴۶/۳۶ طول خاوری (BHRC) و ۳۸/۱۲ عرض شمالی و ۴۶/۳۷ طول خاوری (IGUT) اعلام شده است (شکل ۵).

برای ایستگاه‌های باسمنج، خواجه، ليقوان، تبریز ۴ و تبریز ۶ و مؤلفه SH در این ایستگاه‌ها در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است. پارامترهای صفحه گسل برای این زمین لرزه با استفاده از طیف این ایستگاه‌ها، برای راستا، شیب و ریک به ترتیب ۸۵° ، ۳۱° و ۱۷° با خطای استاندارد ۰/۲۵ برآورد شده است. سازوکار به دست آمده راستالغز راست گرد و با سازوکار گسل شمال تبریز همخوانی دارد (شکل ۹). در اولین گزارش‌های منتشر شده (Berberian & Arshadi, 1976) این گسل به عنوان یک گسل معکوس با شیب زیاد معرفی شد. با این وجود، (Berberian & Arshadi, 1976) بر اساس مطالعه عکس‌های هوایی به ذکر شواهدی دال بر جابه‌جایی راست گرد آبراه‌ها در طول گسل شمال تبریز و بعدها توسط Karakhanian et al. (2004) با شواهد قوی تری بر روی زمین مستند شد. Hessami et al. (2003) بر اساس ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی و حفر ترانشه نشان دادند که باختر شهر تبریز حاوی شواهدی است که بر وقوع زمین لرزه‌های دیرینه دلالت دارد. دست کم چهار رویداد که با گسیختگی سطحی زمین همراه بوده و در طی ۳۶۰۰ سال گذشته در بخش شمال تبریز اتفاق افتاده است (Hessami et al., 2003). بر خلاف عدم قطعیت‌های موجود، سن رویدادهای یاد شده به این شرح توسط Hessami et al. (2003) تعیین شد: زمین لرزه ۱۷۸۰ میلادی، ۹۱۰ ± ۲۵۰ میلادی، ۳۲۰ ± ۳۲۰ میلادی و ۷۰۰ ± ۹۲۰ پیش از میلاد. لغزش افقی در هر رویداد معادل $۴ \pm ۰/۵$ متر، لغزش عمودی در هر رویداد $۰/۳ - ۰/۶$ متر. نرخ لغزش افقی به ترتیب با استفاده از جابه‌جایی چاه قنات و جابه‌جایی سیستم زهکشی به ترتیب معادل با $۴ - ۳/۷$ میلی‌متر در سال و $۶/۴ - ۳/۱$ میلی‌متر در سال توسط Hessami et al. (2003) تعیین شد. سازوکار به دست آمده بر اساس تجزیه و تحلیل امواج SH شتاب‌نگاشت‌های بیانگر سازوکار راستالغز راست گرد است. لغزش‌های افقی برآورد شده توسط Hessami et al. (2003) نیز نشان دهنده لغزش راستالغز است. شیب به دست آمده ۸۵° با شیب گزارش شده بر اساس مشاهده‌های زمین‌شناسی نیز مطابقت دارد. سازوکار به دست آمده اولین حل صفحه گسل و سازوکار کانونی برای گسل شمال تبریز است.

۵- نتیجه‌گیری

با مطالعه امواج SH در ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری سازوکار زمین لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز برآورد شد. حل صفحه گسل با استفاده از این داده‌ها، سازوکار راستالغز راستگرد را برای گسل شمال تبریز نشان می‌دهد. راستا، شیب و ریک به ترتیب ۳۱° ، ۸۵° و ۱۷° برآورد شد. سازوکار به دست آمده با گسل شمال تبریز همخوانی دارد.



شکل ۱- نقشه گسل‌های شمال باختری ایران و خاور ترکیه، سازوکار زمین لرزه‌های با بزرگای بزرگ‌تر از ۵/۳ (Jackson and McKenzie, 1984). گسل شمال تبریز (NTF)، گسل اصلی زاگرس (MRF)، گسل خاور آناتولی (EAF)، و گسل شمال آناتولی (NAF) در شکل نشان داده شده است (Jackson, 1992).

زمین لرزه دوم در تاریخ ۱۰ آذر ۱۳۸۶ و کمتر از ۳ ماه پس از زمین لرزه ۲۵ شهریور ۱۳۸۶ رخ داد. این زمین لرزه در ساعت ۱۱:۱۵:۲۲ ثانیه وقت محلی برابر با ساعت ۱۱:۴۵:۱۸ روز اول دسامبر ۲۰۰۷ میلادی به وقت بین‌المللی با بزرگی ۴/۶ در نزدیکی تبریز در استان آذربایجان شرقی روی داد. شتاب ثبت شده از این رویداد در ایستگاه تبریز ۶ (زلزله نگاری) برابر با ۱۴۸ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه بوده است. رومرکز گزارش شده از این زمین لرزه توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در نقطه‌ای با طول جغرافیایی $۴۶^{\circ}۴۱'$ خاوری و $۳۸^{\circ}۲۰'$ شمالی و توسط مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در $۴۶^{\circ}۴۳'$ خاوری و $۳۸^{\circ}۱۳'$ شمالی گزارش شده است (شکل ۶). این زمین لرزه توسط ۶ ایستگاه شتاب‌نگار به ثبت رسیده است. در حدود بیست دقیقه پیش از رویداد تکان اصلی، پیش‌لرزه‌ای منطقه اطراف تبریز را لرزاند که بر اثر رویداد این پیش‌لرزه ۴ ایستگاه شتاب‌نگار فعال گشتند.

۳- روش مطالعه

با گسترش شبکه‌های شتاب‌نگاری این امکان به وجود آمده است تا سازوکار زمین لرزه‌ها بر اساس این داده‌ها برآورد شود. شتاب‌نگاشت‌ها داده‌هایی هستند که تاریخچه زمانی شتاب را ثبت می‌نمایند. برای به دست آوردن پارامترهای گسل با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها مدل نیم فضا که برای بسته انرژی بالا در فواصل نزدیک مناسب است در نظر گرفته شده است. تحلیل داده‌ها مربوط به امواج SH است زیرا این امواج کمتر از ناهمگنی پوسته تأثیر می‌گیرند (Haskell, 1960). افزون بر این استفاده از این امواج، تصحیح‌های لازم برای تبدیل مد و دیگر ناهمگنی‌های نادیده گرفته شده در این مدل را به کمترین مقدار می‌رساند. مؤلفه SH با دوران مؤلفه‌های افقی به دست آمده است. طیف فوریه مؤلفه SH محاسبه و بسامد گوشه مشخص می‌شود. طیف‌های دامنه در ایستگاه‌های مختلف در بلندترین طول موج (کمترین بسامد) سنجیده می‌شوند، تا فرض نقطه‌ای بودن چشمه در نظر گرفته شود. مؤلفه عرضی دوران داده شده داده‌های امواج SH شتاب و تغییر مکان در حوزه زمان را فراهم می‌نماید. با استفاده از تبدیل فوریه و پنجره Hamming-Tukey طیف تغییر مکان در فاصله R به دست می‌آید. سپس با برازش طیف ω^2 مدل چشمه برون (۱۹۷۰، ۱۹۷۱) و مقایسه آن با طیف مشاهده شده پارامترهای گسل زمین لرزه برآورد می‌شود. مدل چشمه برون در فاصله R که به شکل رابطه (۱) بیان می‌شود.

$$D(f, R) = \Omega_0 GS(R) \exp(-\pi ft/Q) / [1 + (f/f_c)^2] \quad (1)$$

در این رابطه f بسامد، گوشه، Q ضریب کیفیت، تابع GS(R) اثر توزیع هندسی و Ω_0 مقدار مسطح طیف در بسامد صفر است. دامنه تغییر مکان امواج SH از رابطه امواج SH ارائه شده توسط Aki & Richards (1980) به دست می‌آید. با فرض این که زمین لرزه توسط N ایستگاه شتاب‌نگاری به ثبت رسیده باشد، اگر دامنه به دست آمده از نظریه و مشاهده شده تغییر مکان امواج SH در ایستگاه i ام به ترتیب در نظر گرفته شود، تابع خطا بین مقدار دامنه مشاهده شده و تئوری در ایستگاه i ام به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$e_i(\phi_i, \delta, \lambda) = A_{oi} - A_{ii} \quad (2)$$

تابع کل خطا که جمع مجذور خطاهای e_i برای N ایستگاه است عبارت است از:

$$E(\phi_i, \delta, \lambda) = \sum_{i=1}^N e_i^2(\phi_i, \delta, \lambda) \quad (3)$$

$$E(\phi_i, \delta, \lambda) = \sum_{i=1}^N (A_{oi} - A_{ii})^2 \quad (4)$$

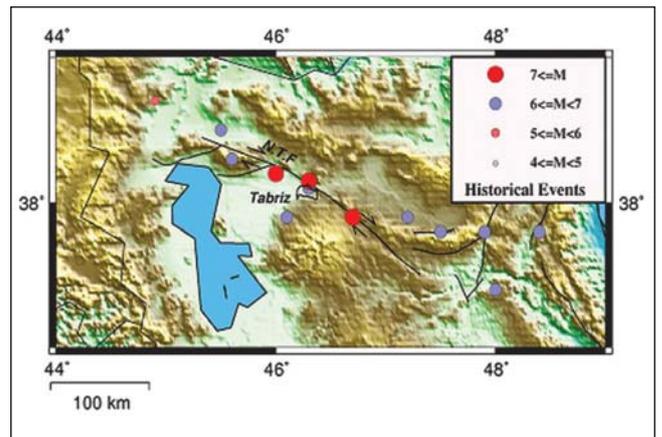
که راستای گسل (ϕ_i)، شیب (δ)، ریک (λ)، مقادیر دامنه تئوری و دیده شده در ایستگاه i ام هستند. بنابراین تابع خطا در ایستگاه i ام تابعی از پارامترهای راستا، شیب و لغزش است.

۴- بحث

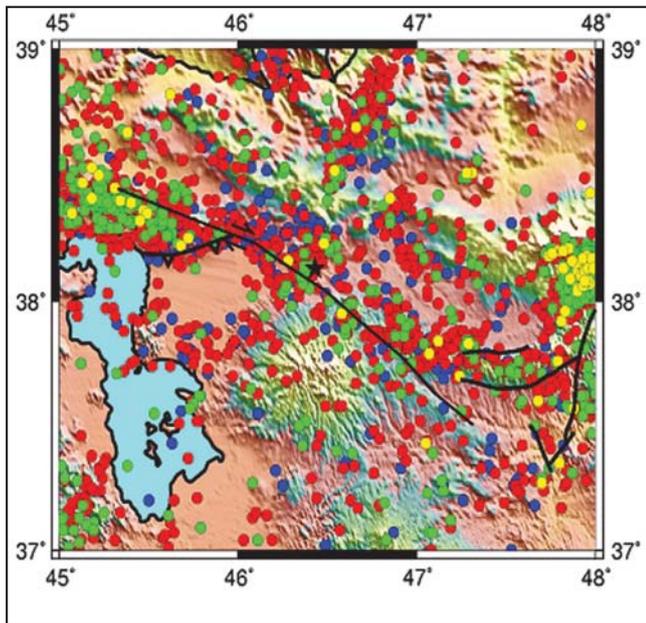
زمین لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز در ۶ ایستگاه شتاب‌نگاری ثبت شد. طیف فوریه تغییر مکان

جدول ۱- زمین لرزه‌های تاریخی در محدوده گسل شمال تبریز (امبرسز و ملویل، ۱۳۷۰).

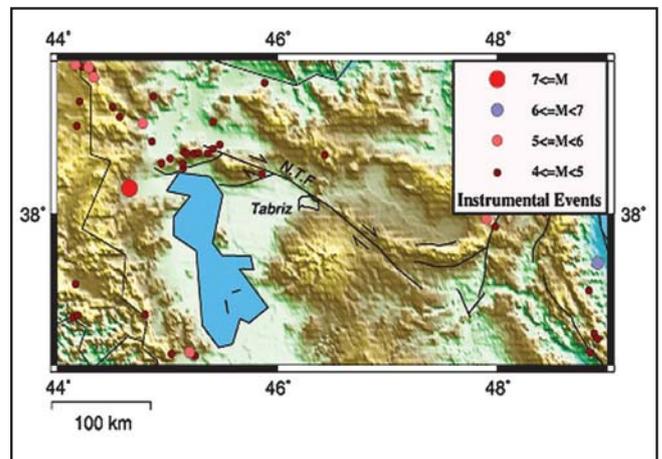
Date	Lat. No	Lon. Eo	MS	Region
858	38.10	46.30	6.0	Tabriz
11/4/1042	38.10	46.30	7.6	Tabriz
7/11/1304	38.50	45.50	6.7	Tabriz
5/02/1641	37.90	46.10	6.8	Dehkharghan
6/12/1717	38.10	46.30	5.9	Tabriz
26/4/1721	37.90	46.70	7.7	Tabriz
24/8/1780	38.20	46.00	7.7	Tabriz



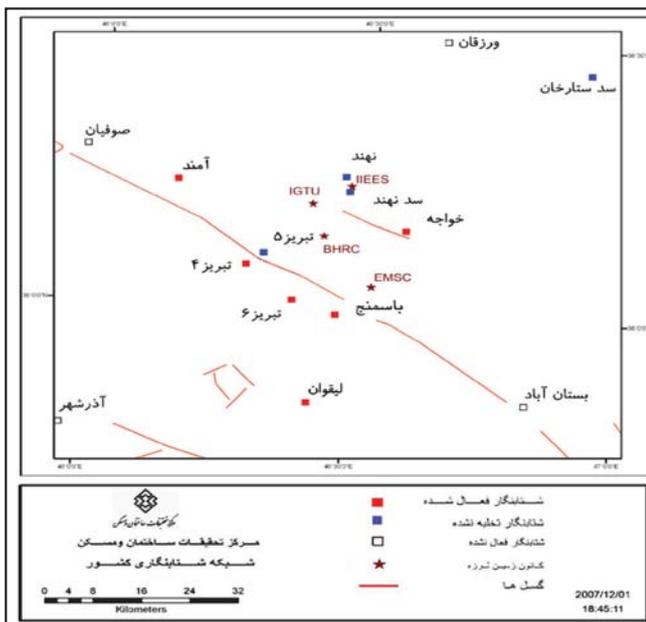
شکل ۲- رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی در محدوده گسل شمال تبریز.



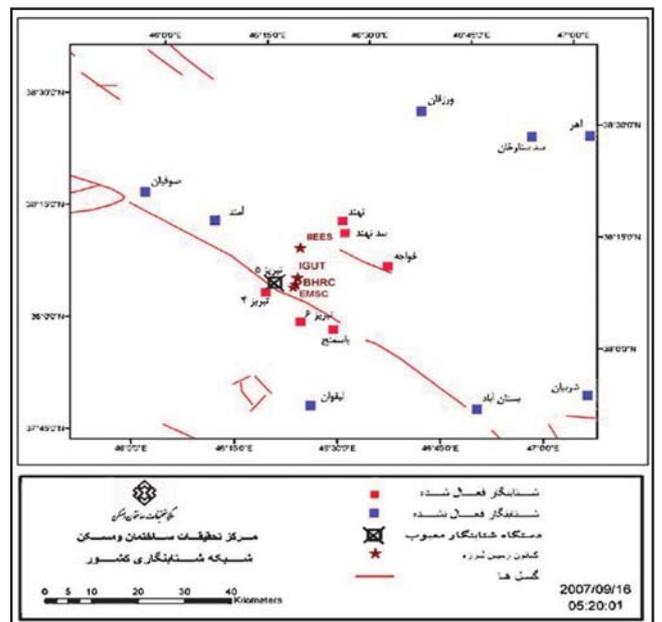
شکل ۴- توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها در شمال باختر کشور بر اساس داده‌های شبکه تبریز از ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۷.



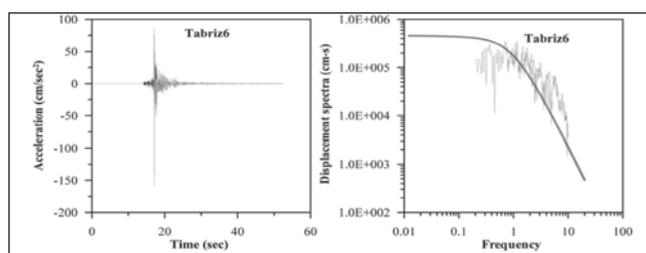
شکل ۳- زمین لرزه‌های دستگاهی در شمال باختر کشور بر اساس داده‌های جهانی (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله).



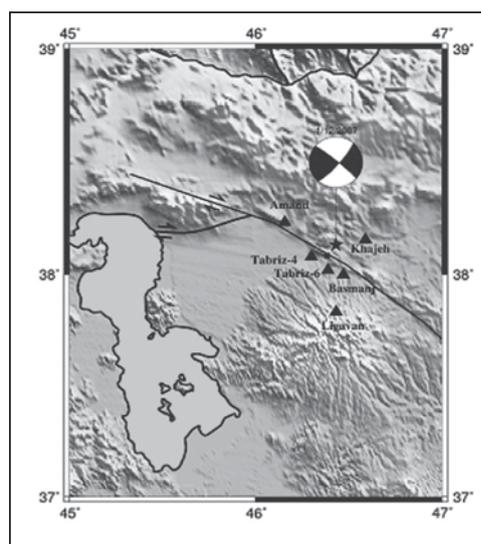
شکل ۶- زمین لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن).



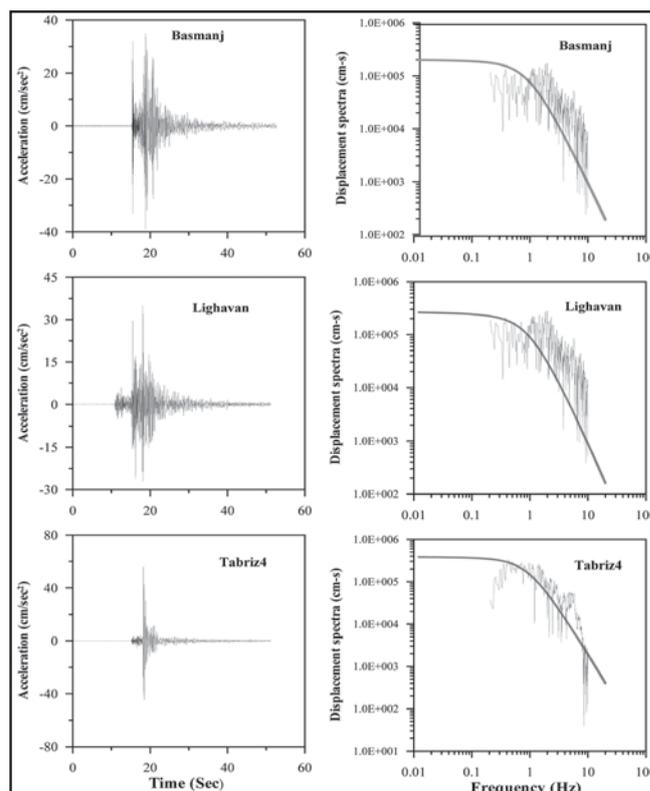
شکل ۵- زمین لرزه ۲۵ شهریور ۱۳۸۶ تبریز (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن).



شکل ۸- مؤلفه SH (سمت چپ) و طیف فوری تغییر مکان مدل برون و دیده شده (سمت راست) در ایستگاه تبریز ۶.



شکل ۹- موقعیت ایستگاه‌های شتاب‌نگاری و سازوکار زمین‌لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز.



شکل ۷- مؤلفه SH (سمت چپ) و طیف فوری تغییر مکان مدل برون و مشاهده شده (سمت راست) در ایستگاه‌های باسمنج، لقیوان و تبریز ۴.

کتابنگاری

- امبرسز، ن. ن. و ملویل، چ. پ.، ۱۳۷۰- تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، ترجمه ابوالحسن رده، مؤسسه انتشارات آگاه.
 پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. <http://www.iiees.ac.ir>
 حسامی، خ.، ۱۳۸۱- بررسی‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی گسل شمال تبریز. شورای پژوهش‌های علمی کشور.
 مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن <http://bhrc.gov.ir>

References

- Aki, K., Richards, P. G., 1980- Quantitative Seismology: Theory and Methods (Vol.1). W.H.Freeman and Co., San Francisco.
 Berberian, M. and Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city, Rep. 39, geol. surv. Iran.
 Brune, J. N., 1970- Tectonic stress and spectra of shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res. 75, 4997- 5009.
 Brune, J. N., 1971- Correction. J. Geophys. Res. 76, 5002.
 Hamzehloo, H., 2005- Determination of causative fault parameters for some recent Iranian earthquake using near field Sh-wave data. Journal of Asian Earth Sciences, 25, 621-628.
 Hamzehloo, H., 2005- Strong ground motion Modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Tectonophysics, 409, 159-174
 Haskell, N. A., 1960- Crustal reflection of plane SH waves. Journal of Geophysical Research, 65, 4147- 4150.
 Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabaniyan, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K., Solaymani, S., 2003- Paleoequakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: Preliminary results. ANNALS OF GEOPHYSICS, 46, 903- 915.
 Jackson, J., 1992- Partitioning of strike- slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, J. Geophys. Res., 97, 12471- 12479.
 Jackson, J., McKenzie, D. P., 1984- Active tectonics of Alpine- Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 185-264.
 Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., Adilkhanyan, A., 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-Western Iran, Tectonophysics, 380, 189-219.
 Sarkar, I., Hamzehloo, H. and Kahtri, K. N., 2003- Estimation of fault parameters of Rudbar earthquake using near field SH wave spectra, Tectonophysics, Vol. 364, NO. 1-2, pp. 55-70.
 Sarkar, I., SriRam, V., Hamzehloo, H., Khatri, K.N., 2005- Subevent analysis for the Tabas earthquake of September 16, 1978, using near field accelerograms, Physics of the Earth and Planetary Interior, 151, 53-76.

Focal Mechanism of December 20, 2007, Tabriz Earthquake Using Accelerograph Data

H. Hamzehloo^{1*}, E. Farzanegan² & H. Mirzaei²

¹ International Institute of Earthquake. Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Building and Housing Research Center, Tehran, Iran

Received: 2008 April 27

Accepted: 2008 November 30

Abstract

The December 20, 2007 earthquake has occurred three months after the September 16, 2007 earthquake near the Tabriz city in East Azarbaijan province. We have used SH- waves accelerographs data and Brune model to estimate the causative fault plane parameters. The strike, dip and rake have been estimated as 310°, 85° and 170°, respectively. The focal mechanism shows right- lateral strike slip, which is consistent with the North Tabriz Fault. This is the first focal mechanism for the North Tabriz fault based on the strong ground motion data.

Keywords: SH- Waves, Focal Mechanism, North Tabriz fault

For Persian Version see pages 35 to 38

* Corresponding author: H. Hamzehloo; E-mail: hhamzehloo@iiees.ac.ir

Structural Analysis of Simin-Darreh Moradbeik Shear Zone, South of Hamedan

L. Izadi kian^{1*}, A. Alavi² & M. Mohajje³

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

²University of Shahid Beheshti, Faculty of Earth Science, Department of Geology, Tehran, Iran.

³ University of Tarbiat Modarres, Faculty of Science, Department of Geology, Tehran, Iran.

Received: 2008 May 14

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The Simin- Darreh Moradbeik shear zone is located in the south of Hamedan city with 5 km width and at least 10 km length. The portion of contact metamorphic rocks, plutonic rocks and migmatites are affected by this shear zone. At least three ductile deformation stages are recognized by folding and foliation of each stages of deformation. All of deformation stages are coaxial and created interference pattern of folding. Field evidence shows tension and shear stress in this area. The shear zone dips to northeast and northwest with normal sense of shear movement. This shear zone deformed locosom of migmatite, boudinage of andalusite porphyroblast and formed granitic mylonite from Khako granite. Distribution of mylonitic foliation poles show refolding of this shear zone at the next deformation stages. According to deformation stages in Hamadan tectonites, possibly this shear zone formed syn to post second deformation (D2)

Keywords: Shear zone, Migmatit, Ductile deformation, Hamedan

For Persian Version see pages 39 to 46

*Corresponding author: L. Izadi kian; E-mail: Izadikian@yahoo.com

Calculation and Interpretation of Some Morphotectonic Indices Around the Torud Fault, South of Damghan

M. Khademi^{1*}

¹Damghan University of Basic Sciences, Damghan, Iran.

Received: 2008 August 12

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The only geologic evidence of the neotectonic activity of the Torud region is its seismicity which assumed to be related to the Torud seismogenic fault. This fault has been overlain by the Quaternary alluvium in the major part of its length. Therefore, the study of morphotectonic characteristics of the region gives more evidences about its activity. Calculation of three morphotectonic indices including stream length – gradient (SL) and ratio of valley – floor width to valley height (Vf) of stream channels and mountain front sinuosity (Smf) shows high SL values (425 – 1044) and low Vf (2.68 – 3.34) and Smf (1.05 – 1.44) values and indicate