



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2023.6572.1159

تحلیل عددی هندسه و انرژی پتانسیل گرانشی بلوک فرادیواره در گسل خوردگی عادی

پویا صادقی فرشباف*

۱- استادیار گروه میراث طبیعی، پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، تهران، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

گرانش در گسل‌های عادی مسئول وقوع رخداد‌های لرزه‌ای و گسیل انرژی امواج لرزه‌ای است. بزرگای زمین لرزه تابعی از طول گسیختگی گسل در موقعیت‌های متفاوت زمین ساختی است. تحلیل عددی هندسه و انرژی پتانسیل گرانشی فرادیواره می‌تواند یک پژوهش پایه‌ای در شبیه‌سازی ثبات زمین و راهکاری ارزان در تحلیل ثبات سازه‌ها، ساختارهای مهم میراث زمین و مدیریت بحران‌های زمین باشد. در اینجا کمیت انرژی در طول گسل عادی در هنگام ریزش بلوک فرادیواره تعیین می‌شود که پیش‌نیاز آن، محاسبه حجم بلوک فرادیواره گسل عادی است. بنابراین، ضمن دست یافتن به هدف اصلی، می‌توان به داده‌های کاربردی هندسی در زمین‌ساخت از جمله حجم بلوک فرادیواره رسید. پایه اصلی در مدل لرزه‌ای حاضر، بر تئوری بازگشت الاستیک استوار است که گسیل انرژی الاستیک انباشته شده در طول دوره بین لرزه‌ای رخ می‌دهد. از محیط کامسول با اعمال اجزاء محدود شامل عناصر لاگرانژ خطی مثلثی و شرایط تغییرات جانبی کشیدگی پایه لیتوسفر متاثر از کشیدگی ویسکوز-پلاستیک در گوشته بالایی استفاده شده است. نتایج نشان دادند افزایش بزرگای زمین لرزه متاثر از افزایش طول گسیختگی و به تبع، حجم تغییر شکل محدود توسط توالی‌های لرزه‌ای است. طول گسیختگی‌ها بصورت میانگین حدود پنج برابر عمق فرومرکز بودند. با فرض شیب ۴۵ درجه برای گوه مزدوج با گسل فعال شده در طی هسته‌زایی یک زمین لرزه، سه حجم گوه در حال سقوط در مرحله زمین لرزه برای سه طول داده شده ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر با عمق‌های به ترتیب برابر ۸، ۱۱، ۵ و ۱۶، ۶ کیلومتر به خوبی نشان دهنده همبستگی مستقیم طول گسل با جابجایی گسل و حجم ریزشی فرادیواره است.

واژه‌های کلیدی: گرانش، حجم، زمین لرزه، انرژی، گسل عادی

Numerical analysis of the geometry and gravitational potential energy of the hanging wall in normal faulting

Pouya Sadeghi-Farshbaf*

Assistant Professor, Department of Natural Heritage, Research Institute of Cultural Heritage and Tourism (RICHT)

Abstract :

Since in extensional environments less differential stress is needed for rock fracture, earthquakes are usually triggered with less energy. In the present study, by determining the amount of energy along the normal fault during the collapse of the hanging wall block, which is dependent on the calculation of the volume of the hanging wall block, while achieving the main goal of the study, geometrical data including the volume of the hanging wall block can be obtained. The main foundation of the current seismic model is based on the theory of elastic rebound, in which the release of accumulated elastic energy occurs during the interseismic period. Finite elements, including triangular linear Lagrange elements and conditions of lateral tension changes at the base of the lithosphere affected by viscous-plastic stretching in the upper mantle, have been used for numerical analysis. The results showed that the increase in the magnitude of the earthquake is affected by the increase in the length of the rupture, and the amount of finite deformation caused by seismic sequences is related to the length of the rupture and is about five times the depth of the hypocenter. Assuming a dip of about 45 degrees for the conjugate wedge with the fault activated during the nucleation of an earthquake, the three volumes of the falling wedge during the earthquake stage for three lengths of 44, 56, and 78 km with depths of 8, 11.5, and 16.6 km, respectively, well indicate the direct correlation of the fault length with the displacement of the fault and the volume of the hanging wall block.

Keywords: Gravity, volume, earthquake, energy, normal fault

*Email: pouya.sadeghi@rocketmail.com

Tel: +989147862664

۱- مقدمه

در آن، طیف‌های حاشیه‌های اینترفروگرام^۱ به صورت کاهشی هستند (Elliott et al., 2010). تقسیم انرژی در زمین‌لرزه‌ها و انرژی پتانسیل ذخیره شده توسط حجم درگیر در طول ریزش هم‌لرزه با انرژی استخراج شده از بزرگای زمین‌لرزه قابل مقایسه و تحلیل است. بدون در نظر گرفتن منشأ زمین‌لرزه (الاستیک یا گرانشی)، محاسبه انرژی پتانسیل بیانگر نسبت انرژی موجود به انرژی آزاد شده توسط امواج زمین‌لرزه در مبحث تقسیم انرژی هستند. همچنین اتلاف انرژی تابعی از پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله گرمایش برشی^۲، شار حرارتی و شکستگی است (Chopra, 2001; Pittarello et al., 2008).

در مطالعه حاضر، پارامتر حجم که یکی از پارامترهای هندسی فرادیواره است، در طول گسل عادی اندازه‌گیری می‌شود تا مقدار کمی انرژی پتانسیل گرانشی گسل که بتواند به انرژی موجود در ریزش هم‌لرزه تبدیل شود، از طریق طراحی مدل سه بعدی اجزاء محدود (که در آن، محاسبات مستقل از محاسبات دیگر انجام خواهد شد)، در یک شبکه لاگرانژ خطی مثلثی انجام شود.

۲- روش شناختی

تعیین کمی انرژی در طول یک گسل عادی نیازمند محاسبه حجم فرادیواره گسل از طریق داشتن زون انتقالی شکننده-شکل‌پذیر (BDT) به‌عنوان عمق فرومرکز، شیب صفحه گسل و شیب گوه مزدوج است. با استفاده از رابطه محاسبه جرم یعنی:

$$m = v \times \rho \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن، m جرم، v حجم و ρ چگالی (در اینجا 2850 kg·m⁻³) است، می‌توان انرژی پتانسیل گرانشی را در واحد ژول (kg·m²·s⁻²) با فرض داشتن یک مولفه عمودی معین از افت قائم^۳ گسل (مولفه قائم جدایش) که بتواند به انرژی موجود در ریزش هم‌لرزه تبدیل شود، کمی‌سازی کرد. با این وجود، بزرگای حاصل به مراتب بیشتر از بزرگای مشاهده شده است و محاسبه بزرگای واقعی از انرژی پتانسیل حجمی تنها با ضریب ساطع شدگی اصلاحی (در اینجا برابر ۰,۰۲) رخ می‌دهد. بنابراین، گسیل انرژی توسط سه حجم

تغییرات انرژی گرانشی زمین که منجر به رخدادهای لرزه‌ای می‌شود (Chao et al., 1995; Okamoto and Tanimoto, 2002)، می‌تواند چند برابر انرژی امواج لرزه‌ای ساطع شده باشد که از آنها به عنوان انرژی لرزه‌ای یاد می‌شود (Dahlen, 1977; Chopra, 2001). لئونارد (Leonard, 2010) نشان داد که چگونه پارامتر طول گسیختگی گسل با بزرگای زمین‌لرزه در ارتباط است و این وابستگی به موقعیت زمین‌ساختی نیز بستگی دارد. لغزش و گرانش در سازوکار گسلش عادی سازگار هستند (Carminati, 2004) زیرا محور تنش بیشینه با بارگذاری لیتواستاتیک در یک راستا هستند. با توجه به کمتر بودن تنش تفاضلی لازم برای گسیختگی در محیط‌های کششی نسبت به محیط‌های فشاری، انتظار می‌رود آغاز رخداد لرزه‌ای نیازمند انرژی کمتری باشد. بنابراین معمولاً رخدادهای لرزه‌ای در محیط‌های کششی از محدوده بزرگای ثبت شده در محیط‌های امتداد لغز و فشاری فاصله دارند. در طول دوره بین‌لرزه‌ای گسیل انرژی الاستیک انباشته شده بر اساس بازگشت الاستیک موجب گسیل انرژی انباشته شده می‌شود. در محیط‌های تکتونیک کششی، پارامتر گرانش نیز تاثیرگذار است (Ruina, 1983; Doglioni et al., 2011; Dempsey et al., 2012 Doglioni et al., 2014).

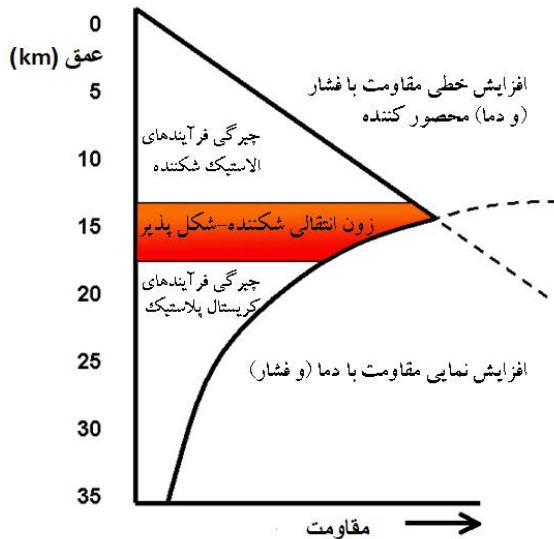
برخی از پارامترها از جمله حجم بلوک، شیب صفحه گسل، اصطکاک داخلی و مدول‌های ژئومکانیکی در آزاد شدن انرژی هنگام فعالیت گسل عادی در محیط تکتونیک کششی پوسته کم عمق در چرخه لرزه‌ای تاثیر دارند (Marone, 1998; Kanamori and Rivera, 2006). براساس مطالعات حجم تغییر شکل محدود توسط توالی‌های لرزه‌ای در ایتالیا (Bernard P, Zollo, 1989; Chiarabba et al., 2005)، گسیختگی‌های سطحی (Wells, 1994) و داده‌های InSAR و GPS (Atzori, 2009) (Elliott et al., 2010)، لرزه‌خیزی مرتبط با گسل عادی در همبستگی قوی با طول گسل گسیختگی است. به خصوص داده‌های InSAR نشان می‌دهد که توزیع کانون‌های زمین‌لرزه به گونه‌ای معنادار در پیرامون حجم ریزشی و در مقابل گسل لرزه‌زا قرار دارند که

¹ Interferogram

² Shear heating

³ Fault throw

گرادیان BDT به دلیل گذر گسل شکننده در زون برشی شکل پذیر که کل پوسته را برش دهد، بر مدل اعمال می شود (۲) چرا که در زمان قفل بودن پوسته بالایی شکننده تا پیش از رخداد، پوسته پایینی ویسکوز-پلاستیک به طور پیوسته در حال برش است (شکل ۳).

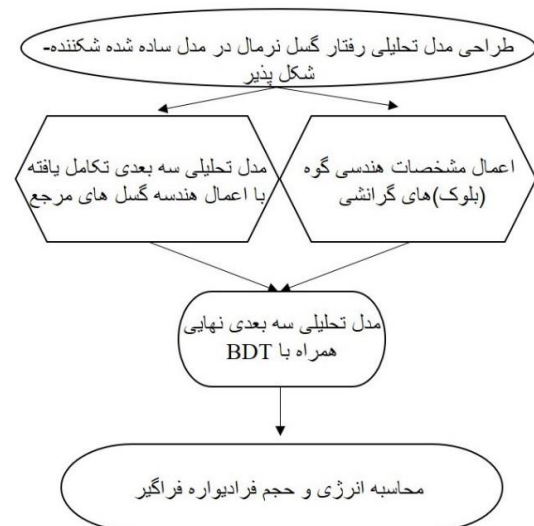


شکل ۲. شرایط اعمال زون انتقالی شکننده-شکل پذیر (BDT) بر مدل تحلیلی شکل ۳

منشوری در بالای فرومرکزها به ترتیب در عمق های ۸، ۱۱،۵ و ۱۶،۶ کیلومتر محاسبه می شوند.

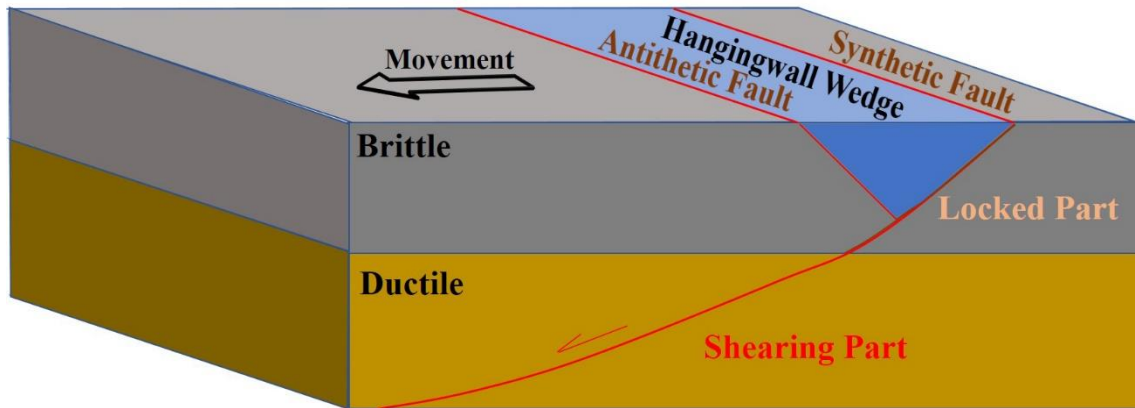
در مدل طراحی شده در محیط کامسول با اعمال اجزاء محدود از عناصر لاگرانژ خطی مثلثی، فرض بر تغییرات جانبی کشیدگی گوشته قاعده ای به صورت ویسکوز-پلاستیک است که وضعیت تکتونیک در مرزهای صفحه را تعیین می کند و لذا در مدل، انتقال تغییر شکل از پایه لیتوسفر به سطح زمین است. بنابراین در این مطالعه در یک پوسته کششی دولایه ای ساده شده در فضای سه بعدی، در داخل پوسته فوقانی شکننده^۱، گسل ها به طور کلی یا قفل^۲ می شوند یا به آرامی رفتار خزش^۳ نشان می دهند و تغییر شکل عمدتاً به صورت چسبش-لغزش^۴ فرض می شود. پیش از وقوع رخداد، برش و نازک شدگی توسط جریان ویسکوز در پوسته پایینی شکل پذیر به طور دائم در حال انجام است و بنابراین یک تغییر شکل پیوسته (Doglioni et al., 2011) فرض می شود که بر مدل تحلیلی اعمال می شود. انتقال شکننده-شکل پذیر (BDT) به طور متوسط در پوسته میانی زمین فرض می شود.

در شکل ۱، نمای کلی از روش شناختی پیشنهادی در این پژوهش ارائه شده است.



شکل ۱. فرآیند پژوهش حاضر

¹ Brittle
² Locked
³ Creeping
⁴ Stick-slip

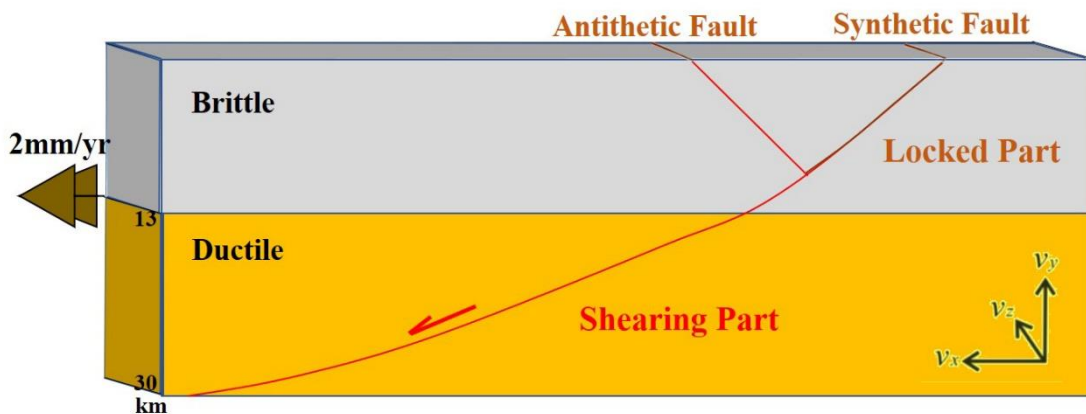


شکل ۳. گوه فرادیواره در مدل تحلیلی مطالعه شامل گسل عادی در مدل دولایه‌ای ساده شده شکننده-شکل پذیر مطابق شرایط شکل ۲

در مدل طراحی شده، به خصوص بر روی سقوط هم‌لرزه فرادیواره تمرکز شده است و زوایای شیب گسل‌های مختلف اعمال شده‌اند. زاویه شیب (α) در واحد درجه ($^\circ$) زاویه بین خط شیب گسل عادی و خط تصویر افقی است که با توجه به حرکت بلوک‌ها در مدل، از روش پنگ (Peng, 2021) به صورت زیر اعمال می‌شود:

$$\alpha = \arctan \frac{v_y}{v_x} \quad (\text{رابطه ۲})$$

که در آن، v_x و v_y به ترتیب سرعت در مختصات x و y در واحد mm/yr هستند. x و z به عنوان جهت در خاور و شمال استفاده می‌شوند و y عمق خواهد بود که بصورت شکل ۴ تعریف شده است.



شکل ۴. موقعیت اعمال محورهای تعریف شده در رابطه (۲) در مدل تحلیلی دولایه‌ای شکننده-شکل پذیر

مواد مورد استفاده در مدل طبق جدول ۱ اعمال شده است.

ارتباط بین بزرگای زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها با استفاده از معادلات شناخته شده بین هندسه گسل (مساحت گسل، شیب و عمق لرزه‌زایی (Leonard, 2010; Fulton and Rathbun, 2011)، سازوکار (رژیم‌های فشاری، کششی یا امتدادلغز (Hanks and Bakun, 2002) و بیشینه انرژی قابل آزاد شدن توسط یک سیستم انتخاب شده بدست می‌آید. هرچند در روابط تجربی موجود، بزرگای یک زمین‌لرزه به یک سیستم دو بعدی (گسل) مرتبط می‌شود، اما در خلال یک زمین‌لرزه

تقریب کرنش صفحه دو بعدی و رئولوژی الاستیک (مدول یانگ: $4.5 \times 10^{10} \text{ Pa}$ ؛ نسبت پواسون: 0.15) به مدل اعمال شده است. ابعاد مدل شامل ۳۵ کیلومتر عمق، ۵۰ کیلومتر عرض و ۱۱۰ کیلومتر طول و در دو لایه شکننده و شکل‌پذیر توسط گسل‌های عادی جدا شده است. همچنین یک نیروی گرانش به همه عناصر با فرض چگالی ثابت (2850 kg.m^{-3}) و شتاب گرانش (9.81 m.s^{-2}) اعمال شده است. رفتار گسل به صورت جفت‌های تماسی^۱ در حالت باز (قفل نشده) برای لحظه رخداد لرزه‌ای مدل‌سازی شده است. داده‌های

^۱ Contact pairs

با بزرگتر شدن حجم درگیر، انتظار بزرگای بیشتری وجود خواهد داشت. این بزرگا تابع جابجایی بلوک‌ها است که در مدل به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$L = \sum_{t=0}^{t=m} (s_{i+1,j,t} - s_{i,j,t}) \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$= \sum_{t=0}^m (v_{i+1,j} - v_{i,j})t$$

که در آن L جابجایی گسل در واحد m (متر)، و جابجایی دو نقطه مجاور واقع در یک لایه در واحد m (متر)، و سرعت دو نقطه مجاور در واحد m/s و t کل زمان در واحد s (ثانیه) است.

بیشینه حجم در گسلش عادی نسبت به سایر محیط‌های تکتونیکی کمتر است و بیشینه بزرگای پتانسیل آن در حدود ۷،۷-۷،۵ است که سازگار با تئوری‌های موجود و موارد مشاهده شده است. بنابراین انتظار می‌رود حجم درگیر در فرادیواره کنترل کننده اصلی بزرگای زمین لرزه باشد. مشخصات هندسی سه گوه تحلیلی در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱. ویژگی‌های ژئومکانیکی مدل پیشنهادی در این مطالعه

نسبت پواسون	مدول یانگ (GPa)	تخلخل (%)	چگالی (kg/m^3)	مواد سنگی
۰.۱۵	۴۵	۱۰	۲۰۰۰	لایه بالایی
۰.۲۵	۷۰	۱	۲۷۵۰	لایه پایینی

جدول ۲. مشخصات هندسی سه گوه (بلوک) گرانشی مورد تحلیل در این مطالعه

نام گوه (بلوک)	Z (km)	L (km)	V (km^3)
۱	۱۸	۷۸	۱۴۸۶۱
۲	۱۲	۵۶	۵۷۸۱
۳	۸	۴۴	۲۱۶۹

$$x_t = x + x_g \quad (\text{رابطه ۷})$$

که در آن، m نشان دهنده جرم، c ضریب میرایی ویسکوز، $f(x)$ نیروی بازگرداننده، t_x جابجایی کل بلوک‌ها نسبت به زمین، x جابجایی بلوک شبیه سازی و x_g جابجایی نسبی جرم با توجه به محیط شبیه سازی است که در شکل ۵ نشان داده شده است. مدل سه بعدی تکامل یافته از شکل ۳، برای سه گسل با طول‌های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر (شکل ۶) با عمق‌های فروم‌کزها به ترتیب برابر ۸، ۱۱،۵ و ۱۶،۶ (شکل ۷) کیلومتر نشان داده شده است.

در مدل مورد مطالعه، بخش سه بعدی پوسته لرزه‌زا^۱ تحت تاثیر جابجایی هم‌لرزه قرار می‌گیرد. بنابراین مطابق هدف این مطالعه، بیشینه پتانسیل لرزه‌ای داده شده توسط یک حجم بلوک سنگی در یک هندسه سه بعدی سیستم شامل طول، عمق، عرض و حجم بخش شکننده تعریف می‌شود. در تمام محیط‌های تکتونیکی، حجم درگیر مربوطه بر روی تعیین بیشینه بزرگای مورد انتظار خاص آن تاثیر دارد. بیشینه حجم بلوک‌ها از رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

$$L = a \times z \quad (\text{رابطه ۳})$$

که در آن، L طول گسل، z عمق کانونی و a یک پارامتر متغیر تابع از محیط تکتونیکی می‌باشد. با توجه به داده‌های مقالات در تکتونیک کششی (Scholz and Contreras, 1998; Leonard, 2010) نسبت شکل به صورت رابطه زیر است:

$$L = 3z \quad (\text{رابطه ۴})$$

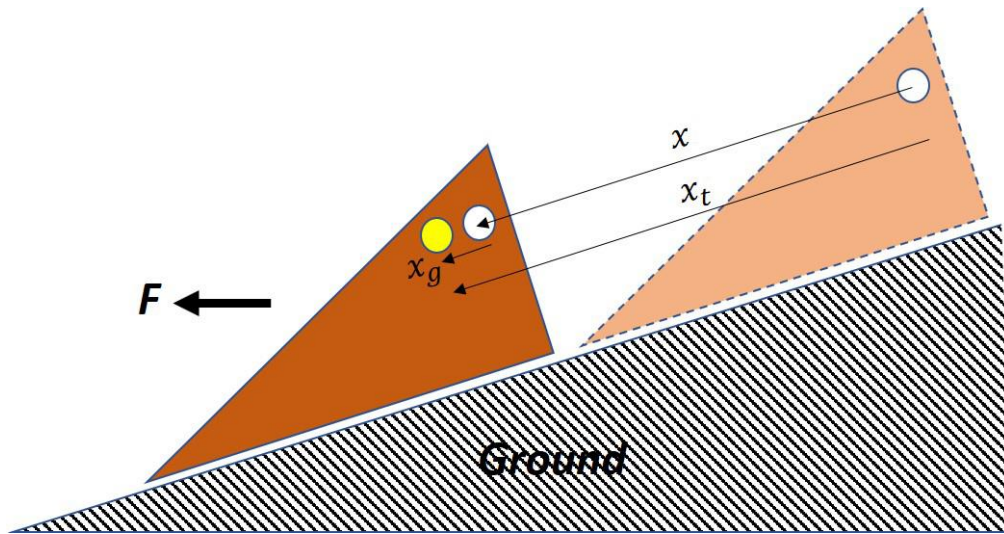
که در آن، L و z به ترتیب کشش جانبی و ارتفاع حجم شکننده هستند. بنابراین از رابطه (۴) مشخص است که بیشینه a برای گسل عادی حدوداً برابر ۳ است.

محاسبه انرژی پتانسیل گرانشی از طریق محاسبه انرژی کرنش که در لایه‌ها به صورت کرنش و تنش ذخیره می‌شود قابل دستیابی است. معادلات دیفرانسیل حرکت در یک سیستم تک درجه آزادی تنها می‌توانند تحت نیروی کششی افقی به معادلات تعادل انرژی تبدیل شوند (Uang, 1990). با توجه به یک سیستم تک درجه آزادی میرا و ویسکوز که تحت یک رخداد لرزه‌ای ناشی از جنبش افقی زمین قرار گیرد، معادله حرکت را می‌توان به صورت زیر نوشت:

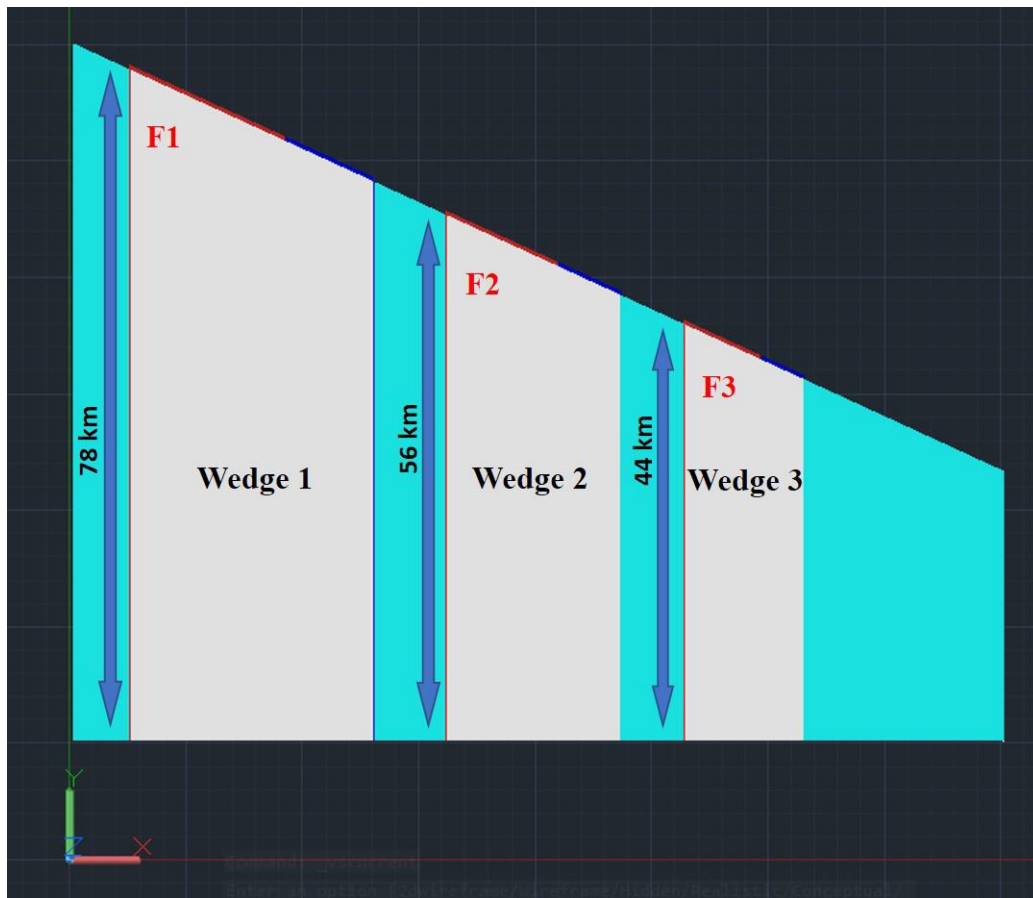
$$m\ddot{x}_t + c\dot{x}_t + f(x) = 0 \quad (\text{رابطه ۶})$$

² Restoring force

¹ Seismogenic crust



شکل ۵. پارمترهای حرکتی مورد استفاده در محاسبه انرژی پتانسیل گرانشی در صفحه محورهای حرکتی xy . بلوک با تن رنگی کمرنگ نشان دهنده موقعیت بلوک پیش از جابجایی و بلوک با تن رنگی پررنگ نشان دهنده موقعیت بلوک پس از جابجایی است. دایره سفید نشان دهنده موقعیت یک جرم نقطه‌ای با حرکت ثابت در بلوک هستند و دایره زرد نشان دهنده حرکت نسبی اجزاء در داخل بلوک است. از آنجا که شتاب، تابع جرم و گرانش است، لذا بزرگی و کوچکی بلوک‌ها تاثیری در معادله حرکت نخواهند داشت.

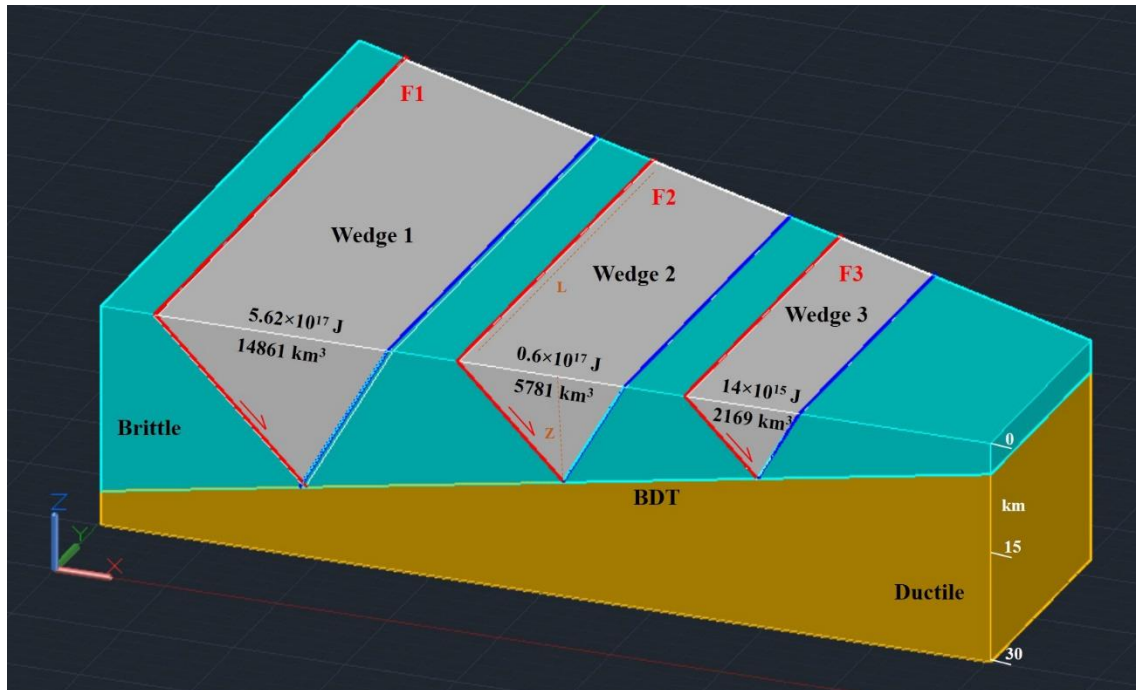


شکل ۶. مدل تحلیلی سه بعدی (صفحه دید افقی xy) از شکل ۳، شامل سه گسل با طول‌های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر با عمق‌های فرومرکز به ترتیب برابر ۸، ۱۱،۵ و ۱۶،۶ (نگاه به شکل ۵).

۳- اجرای مدل

همان‌گونه که اشاره شد، با توجه به جنس پوسته بالایی یک مدول یانگ برابر $4.5e+10$ Pa نسبت پواسون برابر 0.15 به مدل اعمال شده است. در بخش دارای برش در شکل ۳، تغییر شکل پوسته در حالت ثابت و بدون ایجاد گرادیان فشار اعمال شده است. در این وضعیت، در پوسته فوقانی که دمای پایین دارد، گسل به طور پیوسته دارای رفتار خزش است و اتساع وجود نخواهد داشت.

اتساع زمانی به بیشترین نمود خود می‌رسد که گسل در پوسته شکننده به طور کامل قفل شود (شکل ۳). هنگامی که مقاومت گسل به اندازه کافی نباشد تا گوه فرادیواره را نگه دارد، ریزش ناگهانی باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شود. با حرکت از BDT به سطح، انباشت انرژی پتانسیل الاستیک و گرانشی در یک حجم معلق^۱ بیشتر می‌شود (Doglioni, 2011, 2014). با توجه به رابطه (۱)، فرادیواره زمانی فرو می‌ریزد که وزن این حجم بر مقاومت صفحه گسل و فضای اتساعی پیشی گیرد.



شکل ۷. محاسبه پیشینه حجم فرادیواره درگیر در مدل تحلیلی شامل گسل‌های عادی همراه با عمق متغیر BDT (نگاه به بخش بحث). انرژی گرانشی بزرگای پتانسیل (Me) در واحد ژول برای حجم نشان داده شده بلوک‌های خاکستری رنگ در واحد کیومتر مربع محاسبه شده است.

۴- یافته‌ها

مهم‌ترین یافته‌های مدل طراحی شده، با توجه به اتخاذ میانگین جنس پوسته بالایی که در بخش روش شناختی معرفی شد، شامل موارد زیر هستند:

- در بخش دارای خزش در زیر عمق BDT، تغییر شکل پوسته در حالت ثابت و بدون ایجاد گرادیان فشار اعمال می‌شود. بنابراین گسل به طور پیوسته دارای رفتار خزش است و به دلیل عدم وجود شکستگی‌ها، اتساع وجود نخواهد داشت.

- اگر گسل در پوسته شکننده به طور کامل قفل شود، اتساع به بیشترین مقدار خود می‌رسد.

- در لحظه‌ای که مقاومت گسل توانایی نگهداری گوه

فرادیواره را نداشته باشد، ریزش گوه باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شود.

- با دور شدن بیشتر از BDT به سمت سطح، اگر حرکت روی گسل اتفاق بیفتد، انباشت انرژی پتانسیل الاستیک و گرانشی در یک گوه بیشتر می‌شود. بنابراین ریزش فرادیواره زمانی است که وزن حجم گوه از مقاومت صفحه گسل و فضای اتساع بیشتر شود.

- اجرای مدل اجزاء محدود نشان می‌دهد که پوسته بالایی در طول زمان بین‌لرزه‌ای قفل است و پوسته پایینی به طور پیوسته دارای رفتار برشی است.

- پیش از ریزش بلوک معلق بالایی، شکستگی‌های

^۱ Suspended



این کاهش فضا به سقوط زودتر بلوک معلق کمک خواهد کرد. توجه شود که شوک اصلی در محل تلاقی گسل اصلی و گسل عادی ناهمسو در انتهای بالایی فضای اتساعی تحت عنوان اتساع^۴ کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی قرار دارد (تطبیق با مدل دو گلیونی، ۲۰۱۵). وقوع فضای اتساعی با این واقعیت پشتیبانی می‌شود که فرادیواره یک گسل عادی نمی‌تواند بدون خلاء مربوطه در پایه بخش گسل فعال شده فرو بریزد. به عبارت دیگر، وجود فضاهای باز بدون سیال در آن ضلع از گوه معلق که منطبق با گسل فعال است باعث فروریختن فرادیواره می‌شود. در مرحله اولیه ریزش، فشار سیال افزایش می‌یابد (Lucente, 2010; Terakawa, 2010) که نشان دهنده وجود شکستگی‌های باز (که در مراحل پیش از زمین‌لرزه توسط سیالات پر شده‌اند) است که در اثر ریزش فرادیواره، تحت فشار قرار می‌گیرند. با وقوع رخداد در شکل ۳، لایه شکننده از حالت قفل خارج می‌شود و در حالت لغزش قرار می‌گیرد که در شکل ۵ برای سه گسل متفاوت از نظر طول و عمق کانونی نشان داده شده است. در اینجا سه حجم قابل محاسبه خواهند بود. در این مرحله، لغزش تجمعی با حرکت از مرز دو لایه یعنی BDT به سمت شوک اصلی افزایش می‌یابد.

در شکل ۳، سه مورد از گسل‌های عادی F1، F2 و F3 با شیب ۴۵ درجه، با عمق‌های BDT و فرومرکز به ترتیب ۱۸، ۱۲ و ۸ کیلومتر و لغزش هم‌لرزه ۳/۲، ۱/۶ و ۰/۶ متر با مولفه عمودی ۲/۲، ۱/۱ و ۰/۳۷ متر نشان داده شده است. حجم با فرض رابطه (۴) محاسبه می‌شود. مرز مزدوج استنتاج شده گسل عادی ناهمسو که حجم را محدود می‌کند حدود ۶۰ درجه است و گوه اتساعی استنتاج شده را در طول دوره بین‌لرزه‌ای نشان می‌دهد. با ۱/۵ برابر شدن عمق فرومرکز، حجم ۲/۶۶ برابر افزایش می‌یابد. با ۲/۲۵ برابر شدن عمق، حجم ۶/۸ برابر افزایش می‌یابد. بنابراین سازگار با مدل دو گلیونی (Doglioni, 2015)، افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول از سه حجم معلق بالای یک گسل عادی حدوداً برابر یک مرتبه بزرگ‌تر برای هر تعمیق BDT است. این در حالی است که در مدل

ناشی از گردش سیالات تا اندازه‌ای غیر قابل نفوذ می‌شوند و بنابراین با کاهش فضای شکستگی‌ها، سقوط فرادیواره در مرحله لرزه‌خیزی به‌وقوع می‌پیوندد.

- شوک لرزه‌ای اصلی در جایی رخ می‌دهد که گسل اصلی و گسل عادی ناهمسو در انتهای بالایی فضای اتساع^۱ کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی یکدیگر را قطع کنند.

- بنابر ساختار مدل، رخداد لرزه‌ای، می‌تواند لایه شکننده را از حالت قفل خارج کند و در حالت لغزش قرار دهد.

- با نسبت افزایش عمق فرومرکز به افزایش حجم بلوک می‌توان افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول را برای هر حجم معلق بالای یک گسل عادی و هر تعمیق BDT به‌دست آورد. بنابراین می‌توان به یک ایده کلی در خصوص محاسبات اولیه لرزه‌خیزی گسل‌های عادی در مناطق مختلف رسید.

۵- بحث

با توجه به شکل ۳، پوسته بالایی در طول زمان بین‌لرزه‌ای قفل است و پوسته پایینی به‌طور پیوسته دارای رفتار برشی است. با استناد به دو گلیونی (Do-2015, glioni)، یک گوه فرادیواره تصور می‌شود که منطبق بر بخش گسل عادی ناهمسو^۲ و گسل قفل شده عادی همسو^۳ است. زمانی که صفحه گسل دیگر نتواند بلوک معلق بالایی را حفظ کند، می‌توان انتظار داشت که شکستگی‌های ناشی از گردش سیالات به‌صورت جزئی غیر قابل نفوذ می‌شوند و شکستگی‌های باز باقی‌مانده، امکان سقوط فرادیواره را در مرحله لرزه‌خیزی فراهم می‌کنند. به عبارت دیگر، هنگامی که بلوک معلق بالایی در آستانه سقوط قرار گیرد، به‌دلیل بار گرانشی رو به پایین ناشی از سقوط بلوک، شکستگی‌های کششی که در مرحله اتساع بوجود آمده بودند و گردش سیالات در آنها براحتی قابل انجام بود اکنون در اثر فشارش دچار کور شدگی مجاری گردش سیال خواهند شد. در نتیجه، گردش سیالات متوقف شده و فضای بین شکستگی‌ها در اثر بارگذاری گرانشی کمتر و کمتر خواهد شد.

¹ Dilatancy

² Antithetic

³ Synthetic

⁴ Dilatancy



- نشان داده شد که طول گسل با جابجایی گسل همبستگی دارد. بنابراین چنین نتیجه گیری می شود که هر چه BDT در یک دوره مشخص از تکامل پوسته عمیق تر باشد، گسل های مرتبط دارای طول بیشتری خواهند بود.

- بر اساس بندهای پیشین، نشان داده شد که هر چه حجم مربوطه بزرگتر باشد، جابجایی و انرژی آزاد شده بیشتر است.

- به عنوان یک نتیجه نهایی، نسبت داده های حاصل از این مطالعه تقریباً منطبق با نتایج مدل دو گلیونی (Do-2015) است که بیانگر این موضوع هستند که افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول از سه حجم معلق بالای یک گسل عادی حدوداً برابر یک مرتبه بزرگتر برای هر تعمیق BDT است.

- بنابراین ساختار مدل، رخداد لرزه ای، می تواند لایه شکننده را از حالت قفل خارج کند و در حالت لغزش قرار دهد.

بنابراین، با نسبت افزایش عمق فرومركز به افزایش حجم بلوک در یک مورد مطالعاتی، می توان افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول را برای هر حجم معلق بالای یک گسل عادی و هر تعمیق BDT به دست آورد. آنگاه می توان به یک ایده کلی به منظور محاسبات اولیه لرزه خیزی گسل های عادی در مناطق مختلف رسید که یکی از کاربردهای اصلی این پژوهش محسوب می شود.

افزون بر موارد یاد شده، این مطالعه می تواند یک پژوهش پایه ای در شبیه سازی ثبات گوه های معلق در نظر گرفته شود و از آن به عنوان راهکاری ارزان قیمت در تحلیل ثبات سازه های مسکونی، میراثی، صنعتی، ساختارهای مهم میراث طبیعی و مدیریت بحران های زمین استفاده کرد. بنابراین شخصی سازی این پژوهش برای اهداف موردی عنوان شده در بالا، از جمله کارهای آینده می تواند محسوب گردد.

منابع

Atzori S, Hunstad I, Chini M, Salvi S, Tolomei C, Bignami C, Stramondo S, Trasatti E, Antonioli A, Boschi E. Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophys. Res. Lett.* 36: L15305,

دو گلیونی (Doglioni, 2015)، عمق های فرومركز به ترتیب ۲۱، ۱۴ و ۷ کیلومتر انتخاب شده بود. پیش بینی می شود که زمین لرزه های گسل عادی زمانی به بیشینه بزرگای خود برسند که فرومركزها نزدیک به BDT قرار گیرند (یعنی BDT عمیق تر که در آنجا شار حرارتی سطحی پایین تر است) و گسیختگی به سمت سطح منتشر شود. بنابراین، هر چه BDT عمیق تر باشد، حجم بزرگتر و بزرگی زمین لرزه بیشتر می شود. در شکل ۷، Me، انرژی گرانشی بزرگای پتانسیل محاسبه شده برای حجم نشان داده شده به رنگ خاکستری است. گشتاور بزرگای، یعنی انرژی لرزه ای آزاد شده در طول زمین لرزه واقعی که به صورت ابزاری اندازه گیری می شود، از نظر نسبت های انرژی، تنها حاصل تبدیل حدود ۱ درصد از انرژی پتانسیل گرانشی هستند. با افزایش طول گسل ها، عمق فرومركز (Z) که منعکس کننده عرض گسل است، افزایش می یابد که نشانگر این است که گوه بزرگتر می شود. هر چه گوه بزرگتر شود، حجم آن بیشتر می شود و در نتیجه مطابق شکل ۷، انرژی بیشتری آزاد می شود. بنابراین لرزه خیزی در گوه ۱ بیشتر از لرزه خیزی در گوه ۲ و آن نیز بیشتر از گوه ۳ خواهد بود.

۶- نتیجه گیری

با توجه به نتایج این مطالعه، نتایج زیر به دست آمد:

- طول گسیختگی گسل با بزرگای زمین لرزه افزایش می یابد که به موقعیت زمین ساختی بستگی دارد. بر اساس حجم تغییر شکل محدود توسط توالی های لرزه ای، لرزه خیزی مرتبط با گسل عادی معمولاً در ارتباط با طول گسل گسیختگی است که در حدود پنج برابر عمق فرومركز است. کانون های زمین لرزه به طور منظم در حاشیه حجم فروریخته یعنی در برابر گسل لرزه زا قرار دارند. در حجم پیرامون فرادیواره ریزشی، برخاستگی هم لرزه ای اغلب مشاهده می شود که مطابق با یک بازگشت به ریزش گرانشی است. - با فرض شیب حدود ۴۵ درجه برای گوه مزدوج با گسل فعال شده در طی هسته زایی یک زمین لرزه در نزدیکی BDT، حجم گوه در حال سقوط در مرحله زمین لرزه برای مدل تحلیلی در این مقاله به ترتیب برای طول های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ برابر ۲۱۶۹، ۵۷۸۱ و ۱۴۸۶۱ محاسبه شد.



- Kanamori H, Rivera L. in *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting* (eds Abercrombie, R. et al.) Ch. 1: 3–13, American Geophysical Union, 2006.
- Leonard M, *Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 100: 1971–1988, 2010.
- Lucente F. P, De Gori P, Margheriti L, Piccinini D, Di Bona M, Chiarabba C, Agostinetti N. P. Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 MW 6.3 L'Aquila earthquake, Italy. *Geology*. 1;38(11):1015-1018, 2010.
- Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 643–696, 1998.
- Okamoto T, Tanimoto T. Crustal gravitational energy change caused by earthquakes in the western United States and Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 195: 17–27, 2002.
- Peng X, Deng H, He J, Chen H, Zhang Y. Research on the Evolution and Damage Mechanism of Normal Fault Based on Physical Simulation Experiments and Particle Image Velocimetry Technique. *Energies*, 14(10), 2825, 2021.
- Pittarello L, Di Toro G, Bizzarri A, Pennacchioni G, Hadizadeh J, Cocco M. Energy partitioning during seismic slip in pseudotachylite-bearing faults (Gole Larghe Fault, Adamello, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 269: 131–139, 2008.
- Ruina A. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.* 88: 10359–10370, 1983.
- Scholz, C. H, Contreras, J. C. Mechanics of continental rift architecture. *Geology* 26: 967–970, 1998.
- Terakawa T, Zoporowski A, Galvan B, Miller S. A. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. *Geology*, 38: 995–998, 2010.
- Uang, C. M, Bertero, V. V. Evaluation of seismic energy in structures. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 1990, 19, 77–90.
- Wells D. L, Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84: 974–1002, 1994.
- 2009.
- Bernard P & Zollo A. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *J. Geophys. Res.* 94: 1631–1647, 1989.
- Carminati E, Doglioni C, Barba S. Reverse migration of seismicity on thrusts and normal faults. *Earth Sci. Rev.* 65: 195–222, 2004.
- Chao B. F, Gross R. S, Dong D. N. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes. *Geophys. J. Int.* 122: 784–789, 1995.
- Chiarabba C, Jovane L, Di Stefano R. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics* 395: 251–268, 2005.
- Chopra AK. *Dynamics of structures: Theory and applications to earthquake engineering* (2nd ed.), Prentice Hall, Englewood Cliffs, 2001.
- Dahlen F. A. The balance of energy in earthquake faulting. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 48: 239–261, 1977.
- Dempsey D, Ellis S, Archer R, Rowland J. Energetics of normal earthquakes on dip-slip faults. *Geology*, 40: 279–282, 2012.
- Doglioni C, Barba S, Carminati E, Riguzzi F. Fault on-off versus coseismic fluids reaction. *Geoscience Frontiers*, 5: 767–780, 2014, .
- Doglioni C, Barba S, Carminati E, Riguzzi F. Role of the brittle-ductile transition on fault activation. *Phys. Earth Planet. Int.* 184: 160–171, 2011.
- Doglioni C, Carminati E, Petricca P, Riguzzi F. Normal fault earthquakes or graviquakes. *Scientific Reports*, 5: 1–12, 2015.
- Elliott J. R, Walters R. J, England P. C, Jackson J. A, Li Z, Parsons B. Extension on the Tibetan plateau: recent normal faulting measured by InSAR and body wave seismology. *Geophys. J. Int.* 183: 503–535, 2010.
- Fulton P. M, Rathbun A. P. Experimental constraints on energy partitioning during stick-slip and stable sliding within analog fault gouge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308: 185–192, 2011.
- Hanks T. C, Bakun W. H. A bilinear source-scaling model for M–log A observations of continental earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92: 1841–1846, 2002.

