



# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۰، سال پنجم، شماره ۲۰

doi 10.22077/jt.2022.5503.1142

## مطالعه ای بر روابط تجربی تبدیل Mw-Ms، Mw-mb و Ms-mb در نواحی لرزه زمین ساختی ایران

سارا احمدی<sup>۱</sup>، حسین صادقی<sup>۲\*</sup>، فرزین قائمی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار، گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۰۴  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۲

### چکیده:

تفاوت در برآورد بزرگی یک زلزله در مقیاس امواج درونی (mb) و در مقیاس امواج سطحی (Ms)، و همچنین امکان اشباع شدن بزرگی در مقادیر خاصی می تواند منجر به تخمین نادرست انرژی آزاد شده در حین زلزله شود. در این پژوهش روابط تجربی برای تبدیل مقیاس های بزرگی زلزله در نواحی مختلف ایران مطالعه شده است. تعداد ۶۲۲ زمین لرزه از داده های مشترک در کاتالوگ ISC-EHB و GCMT در بازه زمانی ژوئن ۱۹۷۶ تا آخر دسامبر ۲۰۱۹ مورد ارزیابی قرار گرفت. بزرگی گشتاوری این زمین لرزه ها از ۴٫۷ تا ۷٫۸ است و در برآزش روابط تبدیلی بزرگی زلزله در شش ایالت عمده لرزه زمین ساختی ایران استفاده شد. روابط تبدیلی Mw-Ms، Mw-mb، Ms-mb برای این شش ناحیه (زاگرس، کپه داغ، ایران مرکزی - شرق، البرز، آذربایجان، مکران) با استفاده از روش برآزش خطی حداقل مربعات معمولی تحلیل شد. این روابط ابزاری بسیار مفید در همگن سازی ناحیه ای کاتالوگ های زلزله می باشند. روابط بدست آمده برای تبدیل بین بزرگی های امواج حجمی و امواج سطحی با بزرگی گشتاوری، در برآورد صحیح انرژی آزاد شده و همچنین ارزیابی سریع آسیب لرزه ای پس از وقوع یک زلزله حائز اهمیت فراوان است. اگرچه نتایج برای تبدیل Ms به Mw در نواحی مختلف ایران با مدل جهانی توافق خوبی را نشان می دهد اما روندهای خطی برآزش شده برای تبدیل mb به Mw، دلالت بر تفاوت معنی داری در الگوی تضعیف دامنه امواج حجمی در نواحی لرزه زمین ساختی ایران دارد.

**واژه های کلیدی:** ایالت لرزه زمین ساختی، زلزله، مقیاس بزرگی زلزله، روابط تبدیلی بزرگی، برآزش خطی



## A study on empirical relations for Mw-Ms, Mw-mb, and Ms-mb conversions in the seismotectonic regions of Iran

Sara Ahmadi<sup>1</sup>, Hossein Sadeghi<sup>2\*</sup>, Farzin Ghaemi<sup>3</sup>

1-Master Student of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2-Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3-Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

### Abstract

Differences in the estimation of an earthquake body-wave (mb) and surface-wave (Ms) magnitudes, and the possibility of magnitude saturation, can lead to incorrect measurements of the energy released during an earthquake. In the present research empirical regional relationships for conversion between earthquake magnitude scales in Iran have been studied. The magnitude values of 622 earthquakes reported in both the ISC-EHB and GCMT databases during the period from June 1976 to the end of December 2019 have been used. The moment magnitudes of these events are from 4.7 up to 7.8. The least-squares linear regression method was used to obtain relations for conversion of Mw-Ms, Mw-mb, and Ms-mb magnitudes, in six major seismotectonic provinces of Iran: Zagros, Kopet Dagh, Alborz, Azerbaijan, East-Central Iran, and Makran. These relations are very useful tools in regional homogenization of earthquake catalogs. The conversion relations between body wave and surface wave magnitudes and moment magnitude are important in correct energy estimation and as well as immediate earthquake damage assessment. Although the results for the conversion of Ms to Mw in different regions of Iran show a good agreement with the global model, the differences in the regression lines for the mb to Mw conversion may indicate different patterns of the body wave attenuation in the seismotectonic regions of Iran.

**Keywords:** Seismotectonic provinces, Earthquake, Earthquake magnitude scale, Magnitude conversion relations, Linear regression

---

\*Email: sadeghi@um.ac.ir

Tel: +985138805588

## ۱- مقدمه

بین این دو بزرگی برای  $M_s \leq 6.5$  پیشنهاد دادند. بدنبال این نوع مطالعات، محققین متعددی نیز روابط تجربی بین مقیاس‌های مختلف بزرگی را با بزرگی گشتاوری با استفاده از کاتالوگ‌های جهانی و یا ناحیه‌ای از جمله برای فلات ایران معرفی کرده‌اند. برای نمونه به (Scordilis (2006), Edrik, (2011), Das et al., (2012), Grünthal and Wahlström (2012), Lolli et al., (2014), Naraghiaraghi, (2013), Karimiparidari et al., (2014), Kishada et al., (2016), (2018)) می‌توان اشاره کرد. هدف پژوهش حاضر، بررسی وابستگی روابط تجربی تبدیل مقیاس‌های بزرگی امواج حجمی و امواج سطحی به بزرگی گشتاوری با تاکید بر نواحی اصلی لرزه زمین‌ساختی در فلات ایران است.

## ۲- لرزه زمین‌ساخت ایران

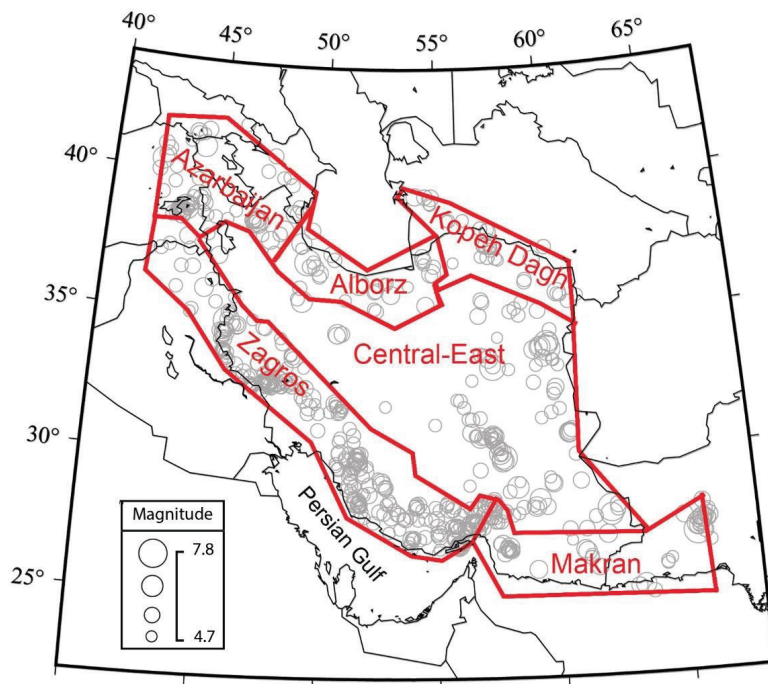
فلات ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همالیای بین صفحه عربستان در جنوب غربی و صفحه اوراسیا در شمال شرق قرار دارد. تغییر شکل فعال در فلات ایران با همگرایی صفحات عربی و اوراسیا سازگار است (Walker et al., 2004). براساس مطالعه رحیمی و راستگو (Rahimi and Rastgoo, 2022) این همگرایی به میزان ۲۲ میلی‌متر در سال است. ایران از نظر زمین‌ساختی به بخش‌های مختلفی تقسیم می‌شود که فرآیندهای زمین‌ساختی متفاوتی مانند برخورد قاره‌ای در کوه‌های البرز، بینالود و زاگرس و فرورانش پوسته اقیانوسی در منطقه مکران در آن اتفاق افتاده است. از ابتدا تا به امروز فلات ایران دچار تغییرات زمین‌شناسی، جغرافیایی و رژیم تنش شده است. از این رو محققان زیادی ایران را به ناحیه‌های مختلف بر اساس ویژگی‌های متفاوت تقسیم کردند.

مطالعات لرزه خیزی، در شناخت لرزه زمین‌ساخت فلات ایران از جایگاه پر اهمیت برخوردار است. این پژوهش به بررسی روابط تبدیلی مقیاس‌های بزرگی زلزله در نواحی مختلف زمین‌ساختی فلات ایران می‌پردازد. بدنبال معرفی اولین مقیاس بزرگی توسط ریشتر (Richter, 1935) با عنوان بزرگی محلی ( $M_L$ )، جهت تخمین اندازه یک زلزله، مقیاس‌های دیگری بر همان اساس از جمله برای امواج سطحی ( $M_s$ ) و امواج حجمی ( $m_b$ ) نیز معرفی شدند. رابطه کلی آنها به شکل زیر است:

$$M = \log(A/T) + \delta(\Delta) \quad (1)$$

در این رابطه  $A$  دامنه جابجایی و  $T$  دوره موج مورد استفاده می‌باشد (توجه داریم که مقیاس بزرگی تخمینی بر انرژی آزاد شده در حین یک زلزله است و از طرفی انرژی متناسب با سرعت حرکت زمین می‌باشد). فاصله (تا مرکز سطحی یا مرکز عمقی) و عبارت تصحیح میرایی است. این نوع مقیاس‌ها با دو مشکل اساسی روبرو هستند که می‌تواند منجر به تخمین نادرست انرژی یک زلزله شوند: اول اینکه رفتار یکنواختی در همه محدوده‌های بزرگی ندارند، دوم اینکه در مقادیری از بزرگی در زلزله‌های بزرگ اشباع می‌شوند (Scordilis, 2006). برای رفع این دو محدودیت، هنکس و کاناموری (Hanks and Kanamori, 1979) مقیاس بزرگی گشتاوری ( $M_w$ ) را بر مبنای لگاریتم گشتاور لرزه‌ای ارائه دادند. از آنجا که گشتاور لرزه‌ای به جای دامنه، با ابعاد سطح گسیختگی و میزان جابجایی در گسل در حین زلزله ارتباط دارد، مقیاس بزرگی گشتاوری اشباع نشده و برایش در همه محدوده‌های بزرگی، رفتار یکنواختی قابل انتظار بوده و در نتیجه از لحاظ تئوری تخمین بزرگی یک زلزله با این مقیاس قابل اعتماد و پایدار خواهد بود.

بعلت اختلاف در محاسبه بزرگی در مقیاس‌های مختلف، موضوع تعیین روابط بین بزرگی‌ها از ابتدا در پژوهش‌های زلزله‌شناسی مورد توجه بوده است. گوتنبرگ و ریشتر (Gutenberg and Richter, 1956) سعی کردند که یک رابطه کلی را برای تبدیل بزرگی امواج حجمی و امواج سطحی معرفی کنند. کارنیک (Karnik, 1973) جهت حذف اثر اشباع، رابطه‌ای را



شکل ۱. نواحی عمده لرزه زمین ساختی ایران (Karimiparidari et al., 2013)، که از ترکیب تقسیم بندی ایالت های لرزه زمین ساختی ایران توسط میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) و توکلی و غفوری آشتیانی (Tavakoli and Ghafory-Ashtiany, 1999) معرفی شده است. دایره ها رومرکز زمین لرزه های مورد استفاده در این مطالعه را نشان می دهد که اندازه آنها متناسب با بزرگی رخداد است.

البرز-آذربایجان که توسط میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) معرفی شده است، ایران را به ۶ ناحیه عمده لرزه زمین ساختی تقسیم می کند. این تقسیم بندی در پژوهش حاضر نیز بکار گرفته شده و فلات ایران در شش ناحیه عمده لرزه زمین ساختی شامل زاگرس، کپه داغ، ایران مرکزی - شرق، البرز، آذربایجان، و مکران مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). در ادامه شرح مختصری برای این نواحی ارائه شده است.

## ۲-۱ ایالت لرزه زمین ساخت زاگرس:

ناحیه زاگرس در جنوب غربی ایران از بخش شمالی تنگه هرمز در خلیج فارس تا شمال شرق عراق با روند NW-SE امتداد دارد. این کمربند میزبان بیش از نیمی از ذخایر شناخته شده هیدروکربن جهان است (Sepehr, 2005 and Cosgrove). اکثر زمین لرزه های این کمربند کم عمق هستند. پهنه زاگرس حاصل برخورد دو صفحه قاره ای به یکدیگر می باشد و از جوان ترین و فعال ترین منطقه برخورد قاره ای روی زمین است (Snyder and Barazangi, 1986). مهم ترین

پهنه بندی ایالت های لرزه زمین ساختی با این تعریف که تحت رژیم های ژئودینامیکی کنونی دارای جایگاه زمین ساختی و الگوی لرزه خیزی یکسانی باشند (Ye et al., 1993) و همچنین با تعریف نواحی جغرافیایی که دارای خصوصیات مشابهی از زمین شناسی، ژئوفیزیک و لرزه خیزی هستند (Ta-vakoli and Ghafory-Ashtiany, 1999)، مورد مطالعه قرار گرفته است. برای مثال میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) ایران را بر اساس لرزه خیزی، زمین شناسی، زمین ساخت و اطلاعات ژئوفیزیکی به پنج ناحیه اصلی تقسیم بندی کردند. اگر چه پهنه بندی ریز تری برای نمونه متشکل از ۲۰ ناحیه (Ta-vakoli and Ghafory-Ashtiany, 1999) و ۲۳ ناحیه (Nowroozi, 1976) نیز معرفی شده است، با توجه به نرخ متفاوت لرزه خیزی در این نواحی، تقسیم بندی ایالت های لرزه زمین ساختی در پهنه های عمده مورد پذیرش اغلب پژوهشگران می باشد. کریمی پریدیری و همکاران (Karimiparidari et al., 2013) با تفکیک پهنه آذربایجان از ایالت لرزه زمین ساختی

ایران معرفی می‌کنند. فاکتورهای لرزه‌خیزی مقدار b و بعد فرکتال نیز برای آذربایجان با اختلاف زیاد نسبت به البرز محاسبه می‌شوند (Firoozfar and An-sari, 2019). ناحیه آذربایجان لرزه‌خیزی بسیار فعالی دارد و شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب تاریخی و دستگاهی زیادی بوده است

#### ۲-۵ ایالت لرزه زمین ساخت ایران مرکزی - شرق ایران:

ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی - شرق از شمال به مناطق برخوردی آذربایجان، البرز و کپه داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه‌ی برخوردی زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانشی مکران و از شرق به بلوک هلمند محدود است. برخلاف دیگر ایالت‌های زمین ساختی ایران، در این ایالت که یک پهنه درون صفحه‌ای است لرزه‌خیزی بطور عمده بر روی چندین زون گسلی لرزه‌زا اطراف قطعات نسبتاً پایدار خرد قاره‌ای متمرکز است. اگرچه زمین ساخت ایران مرکزی دارای ویژگیهای متفاوتی با شرق است اما با توجه به تمرکز شدید لرزه‌خیزی در قسمت شرق (شکل ۱)، در پژوهش‌های آمار مبنای این دو ناحیه تحت یک ایالت لرزه زمین ساختی گسترده، مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (برای نمونه، Tahernia et al. 2012; Karimiparidari et al., 201; Kowsari et al., 2019).

#### ۲-۶ ایالت لرزه زمین ساخت مکران:

ناحیه فرورانشی مکران با روند شرقی - غربی در سواحل پاکستان و ایران در شمال غربی اقیانوس هند واقع شده است و از فرورانش صفحه عربستان در زیر صفحه اوراسیا در جهت شمالی با سرعت تقریباً ۴ سانتی‌متر در سال تشکیل شده است (DeMets et al., 2010). این منطقه از شرق توسط سیستم گسل امتداد لغز چپ‌گرد اورناچ-نال و کمر بند افیولیتی مربوط به آن با صفحه هند مجاور بوده و در غرب توسط سیستم گسل‌های رورانده زندان - میناب از منطقه زاگرس جدا می‌شود. حد جنوبی آن گودال اقیانوسی دریای عمان و کمر بند افیولیتی شمالی آن با رشته کوه‌های چین‌خورده زاگرس مجاور است. این پهنه یک منشور برافزایشی است که در فرا دیواره زون فرورانش قرار دارد (Stöcklin, 1974). فعالیت گسل

ویژگی این منطقه وجود راندگی‌های طویل با راستای شمال غرب - جنوب شرق است (Mobasher, 2007).

#### ۲-۲ ایالت لرزه زمین ساخت کپه داغ:

کپه داغ در شمال شرق ایران، در فصل مشترک قاره گندوانا و لوراسیا واقع شده و به واسطه تشنه‌های تکتونیکی حاصل از همگرایی صفحات عربستان و ایران (کوهزایی زاگرس) و همگرایی صفحات ایران و توران (کوهزایی البرز) که در شکل‌گیری کوه‌های البرز و کپه داغ نقش داشته‌اند، همچنان گسل‌های جوان در منطقه فعال هستند. ویژگی فعالیت لرزه‌ای کپه داغ فراوانی نسبی رخداد زلزله‌های بزرگ و با عمق کم است. پهنه رسوبی کپه داغ یکی از میدان‌های عظیم گازی می‌باشد (Afshar Harb, 1979).

#### ۲-۳ ایالت لرزه زمین ساخت البرز:

رشته کوه البرز به طول چند صد کیلومتر بین دریای خزر و فلات ایران امتداد دارد و دارای لرزه‌خیزی فعالی می‌باشد که مسبب چندین زلزله مخرب بزرگ در دهه‌های گذشته است. این کمر بند حاصل برخورد صفحات ایران و توران در تریاس پسین در شمال ایران است. البرز یک زون رسوبی با برخی ویژگی‌های ماگمایی است که در آن واحدهای رسوبی از دوران پرکامبرین پسین تا نئوژن در معرض دید قرار دارند (Aghanabati, 2004). عمق موهو در رشته کوه‌های البرز کمتر از ۳۵ کیلومتر است (Dehghani and Makris, 1983, Tatar et al., 2002) که ظاهراً در تضاد با وجود قله‌های با ارتفاع بالای ۴۰۰۰ متر است (Axen et al., 2001).

#### ۲-۴ ایالت لرزه زمین ساخت آذربایجان:

ناحیه آذربایجان در شمال غرب ایران قرار دارد که در تقسیم بندی میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) به همراه البرز بصورت یک ایالت عمده لرزه ساختی تحت عنوان البرز-آذربایجان قرار داده شده است. کریمی پریدیری و همکاران (Karimiparidari et al., 2013) با ادغام تقسیم بندی ایالت‌های لرزه زمین ساختی ایران توسط میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) و توکلی و غفوری آشتیانی (Tava-koli and Ghafory-Ashtiany, 1999) پهنه آذربایجان را مستقل و یکی از شش ایالت عمده لرزه زمین ساختی



$a$  و  $b$  ثابت‌های برازش هستند که در طی فرآیند برازش گزینش می‌شوند. به این دلیل که در هر دو متغییر وابسته و مستقل خطا وجود دارد، استفاده از OLS ممکن است نتایج نادرست داشته باشد. بنابراین روش برازش متعامد (OR) توسط برخی از محققان پیشنهاد شده است. اما قابلیت روش OR مستلزم آن است میانگین بزرگی و انحراف معیار خطای آن در اختیار باشد که معمولاً گزارش نمی‌شود (Castel-Iaro and Bormann, 2007). یک راه حل برای این مشکل این است که فرض شود فقط نسبت واریانس بین متغییر وابسته و مستقل مشخص است (Lolli and Gasperini, 2012). نتایج روش QR با فرض برابر ۱ بودن نسبت واریانس خطای Ms و Mw، توافق خوبی با نتایج روش OLS برای داده‌ای فلات ایران و برای داده‌های جهانی را نشان می‌دهد (Karimiparidari et al., 2016, Naraghiaraghi et al., 2013). اما این توافق در تبدیل Mw به mb کاهش می‌یابد و بخصوص اختلاف شیب خط برای داده‌های ایران با داده‌های جهانی دیده می‌شود. علت این اختلاف ممکن است بیشتر به ماهیت متغییرها در تخمین بزرگی امواج حجمی مربوط شود. بنابراین با در نظر گرفتن هدف این پژوهش در بررسی وابستگی روابط تبدیل به نواحی لرزه زمین ساختی ایران، روش OLS انتخاب شد. برای هر ناحیه به صورت جداگانه رابطه تبدیل Mw به Ms، Ms به Mb و Mb به Ms بررسی شد و در آخر نسبت مقیاس‌های بزرگی برای کل پهنه ایران و هر شش ناحیه لرزه زمین ساختی سنجیده شد.

ها در منشور مکران به سمت گودال اقیانوسی بیشتر میشود، به طوری که بیش از ۷۵ درصد از گسل‌ها در ۷۰ کیلومتری بخش جنوبی منشور، شواهدی از فعالیت‌های اخیر را نشان می‌دهند (Smith, 2013). این پهنه با لرزه خیزی کم و پراکنده در مقایسه با زاگرس مشخص می‌شود (شکل ۱).

### ۳- داده‌ها و روش تحلیل

معمولاً بزرگی‌های گزارش شده برای یک زمین لرزه توسط مراکز زلزله‌شناسی مختلف دارای تفاوتی می‌باشد. جهت پرهیز از این تفاوت‌ها، در مطالعه حاضر داده‌های مورد استفاده تنها از آخرین کاتالوگ ISC-EHB (Engdahl et al., 2020) از مرکز لرزه‌نگاری بین‌المللی (International Seismological Centre (ISC), 2022) جمع‌آوری شده است. لازم به ذکر است که فهرست ISC از همکاری شبکه لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه باندها کشور پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی بهره‌مندی می‌گیرد. ابتدا تعداد ۶۲۲ زمین لرزه گزارش شده در کاتالوگ جهانی (Global CMT) (CMT catalog) در فاصله زمانی ژوئن ۱۹۷۶ تا آخر دسامبر ۲۰۱۹ و در محدوده جغرافیایی ۲۲ تا ۴۲ درجه شمالی و ۴۲ تا ۶۶ درجه شرقی، انتخاب شدند. بزرگی گشتاوری این زلزله‌ها بین ۴٫۷ تا ۷٫۸ است. جهت تحلیل برازش برای تعریف روابط تجربی بین مقیاس‌های بزرگی Ms، Mw، Mb، از برازش خطی حداقل مربعات معمولی (OLS) استفاده شد. فرمول کلی برای تمام روابط خطی بصورت زیر است:

$$y = ax + b \quad (2)$$

جدول ۱. روابط تبدیل Ms به mb (Mirzaei et al., 1997)

تعداد زمین لرزه	محدوده بزرگی	رابطه تبدیل	ناحیه لرزه زمین ساختی
484	$4.0 \leq mb \leq 6.2$	$Ms = 1.79mb - 4.32$	Zagros
263	$4.0 \leq mb \leq 6.2$	$Ms = 2.01mb - 5.28$	Azərbaycan-Alborz-Kopet Dagh
201	$4.1 \leq mb \leq 6.2$	$Ms = 2.0mb - 5.28$	Central-East Iran
78	$4.0 \leq mb \leq 5.9$	$Ms = 1.58mb - 3.11$	Makran



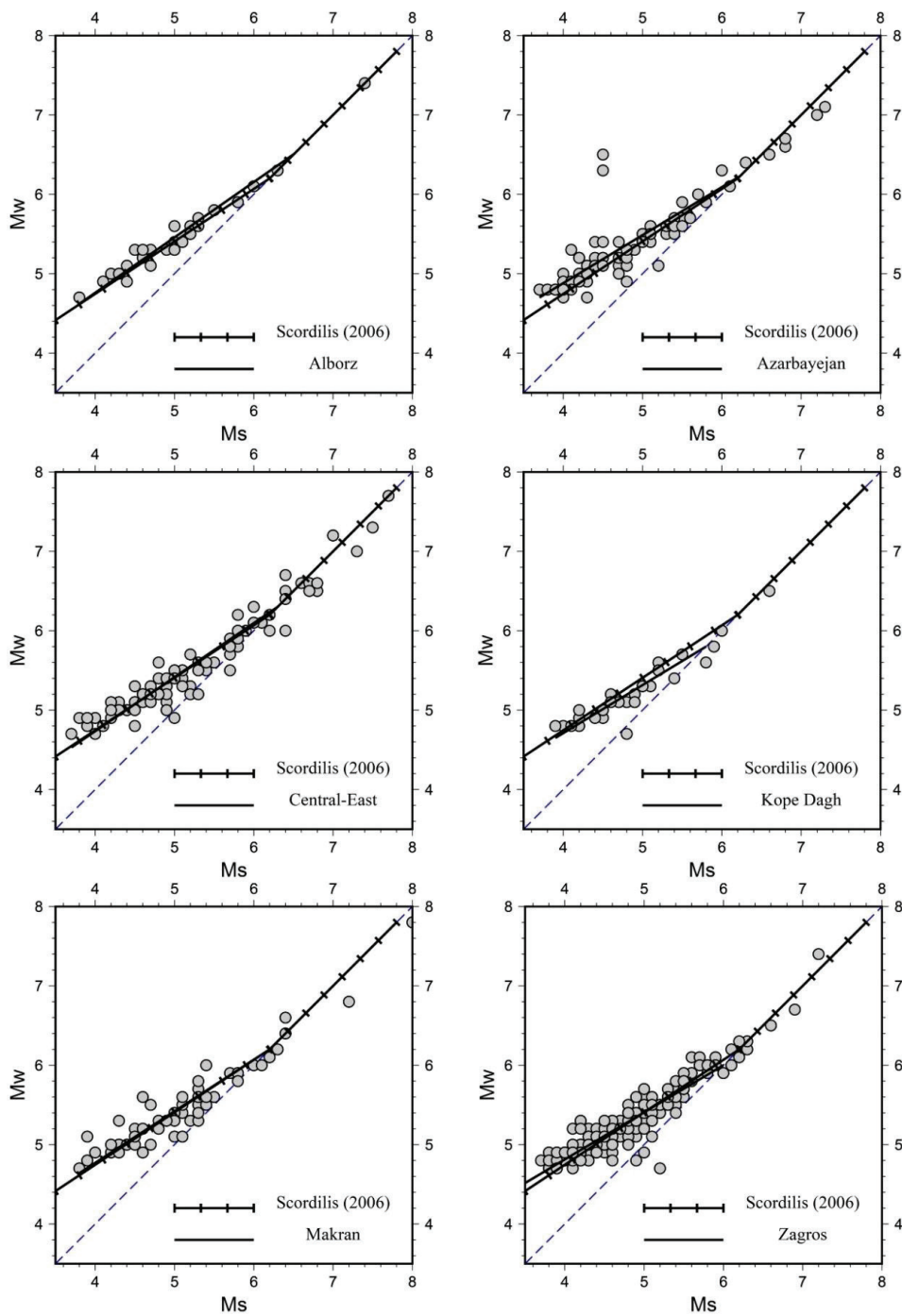
#### ۴- نتایج

آمده است ما این نتیجه را می‌پذیریم. شیب خط دوم بین ۰,۶ تا ۰,۷ بوده (جدول ۲) و محل تلاقی با خط شیب ۱:۱ از  $M=۵,۸$  (کپه داغ) تا  $M=۶,۵$  (البرز) در تغییر است. تفاوت  $M_w-M_s$  بین ۰,۰ تا ۱,۲ است که نشان می‌دهد مقادیر  $M_s$  تا حد زیادی کمتر برآورد می‌شود. نتایج بدست آمده توافق خوبی را برای نواحی لرزه زمین‌ساختی ایران (شکل ۲) و همچنین فلات ایران (شکل ۳) با مدل جهانی نشان می‌دهد. نمودارهای  $M_w$  در برابر  $m_b$  (شکل ۴) به وضوح نشان می‌دهد که مقادیر  $m_b$  کمتر از مقادیر  $M_w$  است، بجز خط مربوط به منطقه زاگرس که شیب آن ۰,۸۳ است (جدول ۲) که خط ۴۵ درجه (شیب ۱:۱) را در بزرگی  $M=۵,۷$  قطع می‌کند. شیب خطوط برازش شده بر داده‌های مناطق دیگر بین ۰,۹۱ (مکران) و ۱,۲ (ایران مرکزی و شرق) است و هیچکدام در بازه بزرگی‌های زمین لرزه‌های ناحیه مربوطه محل تقاطع با خط با شیب ۱:۱ ندارند. در شکل ۴ تفاوت مدل‌های بدست آمده برای نواحی مختلف با مدل جهانی دیده می‌شود. خطوط برازش شده برای  $M_w-m_b$  (شکل‌های ۴ و ۵)، به خط با شیب ۱:۱ نزدیکتر از مدل جهانی هستند. بیشترین اشباع شدگی  $m_b$  در منطقه ایران مرکزی - شرق دیده می‌شود و حداکثر تا ۰,۵ واحد بزرگی محاسبه می‌شود.

میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1997) روابط تبدیلی بین  $M_s$  و  $m_b$  را برای پنج ناحیه عمده لرزه زمین‌ساختی ایران مورد مطالعه قرار دادند. اگرچه نتایج بدست آمده برای نواحی البرز-آذربایجان، کپه داغ و شرق-ایران مرکزی مشابه است، اما تفاوت قابل توجهی را با مکران و زاگرس نشان می‌دهند (جدول ۱). هدف کار حاضر تخمین روابط تبدیلی مقیاس‌های  $M_w$ ،  $M_s$  به  $m_b$  و  $M_s$  به  $m_b$  در فلات ایران و نواحی عمده لرزه‌ساختی ایران می‌باشد (شکل ۱). مطالعه اسکردیلیس (Scordilis, 2006)، برای زمین لرزه‌های جهان با عمق کمتر از ۷۰ کیلومتر یک همبستگی دوخطی بین  $M_w$  و  $M_s$  را نشان می‌دهد. بطوریکه برای زلزله‌های با بزرگی  $۶,۲ \leq M_s \leq ۸,۲$  شیب خط ۱ و برابر با  $M_w$  محاسبه می‌شوند، و برای زلزله‌های  $M_s < ۶,۲$  شیب خط ۰,۶۷ و کوچکتر از  $M_w$  برآورد می‌شوند. در مطالعه حاضر نیز همبستگی دوخطی قابل مشاهده است (شکل ۲). اگرچه به علت محدودیت داده‌ای خط با شیب ۱:۱ تحلیل آماری نشد ولی از آنجا که نتایج مشابه اسکردیلیس (Scordilis, 2006)، توسط کریمی‌پریدیری و همکاران (Karimi-Nara et al., 2013) و نراقی عراقی و همکاران (paridari et al., 2013) برای فلات ایران نیز بدست

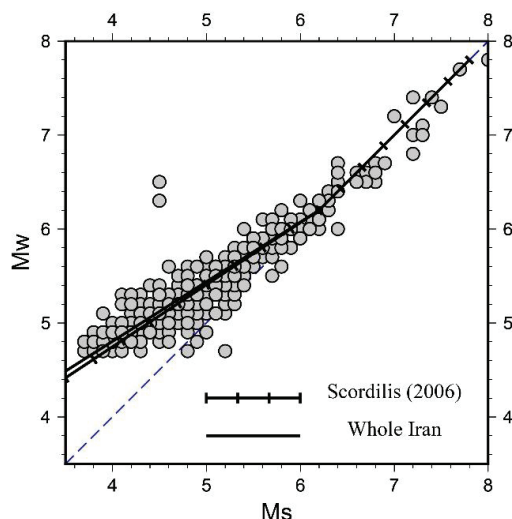
جدول ۲. توزیع زمین لرزه‌ها و روابط برازش شده بین مقیاس‌های متفاوت بزرگی در نواحی لرزه زمین‌ساختی ایران و فلات ایران ( $R^2$ : ضریب تعیین، RMSE: ریشه میانگین مربع خطا)

ناحیه لرزه زمین‌ساختی (تعداد زمین لرزه)	محدوده بزرگی	رابطه تبدیل Ms-mb	رابطه تبدیل Mw-mb	رابطه تبدیل Mw-Ms
البرز (۲۷)	$4.7 \leq m_b \leq 6.2$ $3.8 \leq M_s \leq 7.4$ $4.7 \leq M_w \leq 7.4$	$M_s = 1.65m_b - 3.77$ $R^2 = 0.82$ $RMSE = 0.33$	$M_w = 1.18m_b - 0.78$ $R^2 = 0.81$ $RMSE = 0.24$	$M_w = 0.70M_s + 1.96$ $R^2 = 0.96$ , $M_w < 6.5$ $RMSE = 0.11$
آذربایجان (۷۴)	$4.3 \leq m_b \leq 6.8$ $3.7 \leq M_s \leq 7.3$ $4.7 \leq M_w \leq 7.1$	$M_s = 1.37m_b - 2.29$ $R^2 = 0.71$ $RMSE = 0.45$	$M_w = 1.03m_b + 0.05$ $R^2 = 0.86$ $RMSE = 0.21$	$M_w = 0.60M_s + 2.46$ $R^2 = 0.79$ , $M_w < 6.2$ $RMSE = 0.26$
زاگرس (۳۱۴)	$4.1 \leq m_b \leq 6.8$ $3 \leq M_s \leq 7.2$ $4.7 \leq M_w \leq 7.4$	$M_s = 1.25m_b - 1.74$ $R^2 = 0.68$ $RMSE = 0.34$	$M_w = 0.83m_b + 0.96$ $R^2 = 0.68$ $RMSE = 0.22$	$M_w = 0.60M_s + 2.43$ $R^2 = 0.89$ , $M_w < 6$ $RMSE = 0.13$
کپه داغ (۳۲)	$4.4 \leq m_b \leq 5.8$ $3.9 \leq M_s \leq 6.6$ $4.7 \leq M_w \leq 6.5$	$M_s = 1.35m_b - 1.98$ $R^2 = 0.55$ $RMSE = 0.44$	$M_w = 0.92m_b + 0.57$ $R^2 = 0.62$ $RMSE = 0.25$	$M_w = 0.60M_s + 2.31$ $R^2 = 0.89$ , $M_w < 5.8$ $RMSE = 0.18$
ایران مرکزی و شرق (۱۰۵)	$4.4 \leq m_b \leq 7$ $3.7 \leq M_s \leq 7.7$ $4.7 \leq M_w \leq 7.7$	$M_s = 1.62m_b - 3.41$ $R^2 = 0.82$ $RMSE = 0.39$	$M_w = 1.16m_b - 0.62$ $R^2 = 0.84$ $RMSE = 0.26$	$M_w = 0.68M_s + 2.02$ $R^2 = 0.92$ , $M_w < 6.3$ $RMSE = 0.18$
مکران (۷۰)	$3.7 \leq m_b \leq 6.7$ $3.8 \leq M_s \leq 8$ $4.7 \leq M_w \leq 7.8$	$M_s = 1.32m_b - 1.86$ $R^2 = 0.67$ $RMSE = 0.46$	$M_w = 0.91m_b + 0.68$ $R^2 = 0.70$ $RMSE = 0.29$	$M_w = 0.63M_s + 2.24$ $R^2 = 0.89$ , $M_w < 6.2$ $RMSE = 0.17$
ایران (۶۲۲)	$3.7 \leq m_b \leq 7$ $3 \leq M_s \leq 8$ $4.7 \leq M_w \leq 7.8$	$M_s = 1.41m_b - 2.44$ $R^2 = 0.7$ $RMSE = 0.41$	$M_w = 0.97m_b + 0.28$ $R^2 = 0.74$ $RMSE = 0.25$	$M_w = 0.63M_s + 2.30$ $R^2 = 0.88$ , $M_w < 6.2$ $RMSE = 0.17$



شکل ۲. مقایسه تغییرات Mw بر حسب Ms. خطوط برازش شده به تفکیک برای شش ایالت لرزه زمین ساختی ایران و همچنین مدل جهانی توسط اسکوردیلیس (Scordilis, 2006) نشان داده شده اند. هر خط تنها در بازه بزرگی در مقیاس امواج سطحی زمین لرزه های ایالت مربوطه ترسیم شده است (جدول ۲). دایره ها معرف زلزله ها هستند. خط نقطه چین معرف ارتباط ۱:۱ بین دو مقیاس بزرگی است.



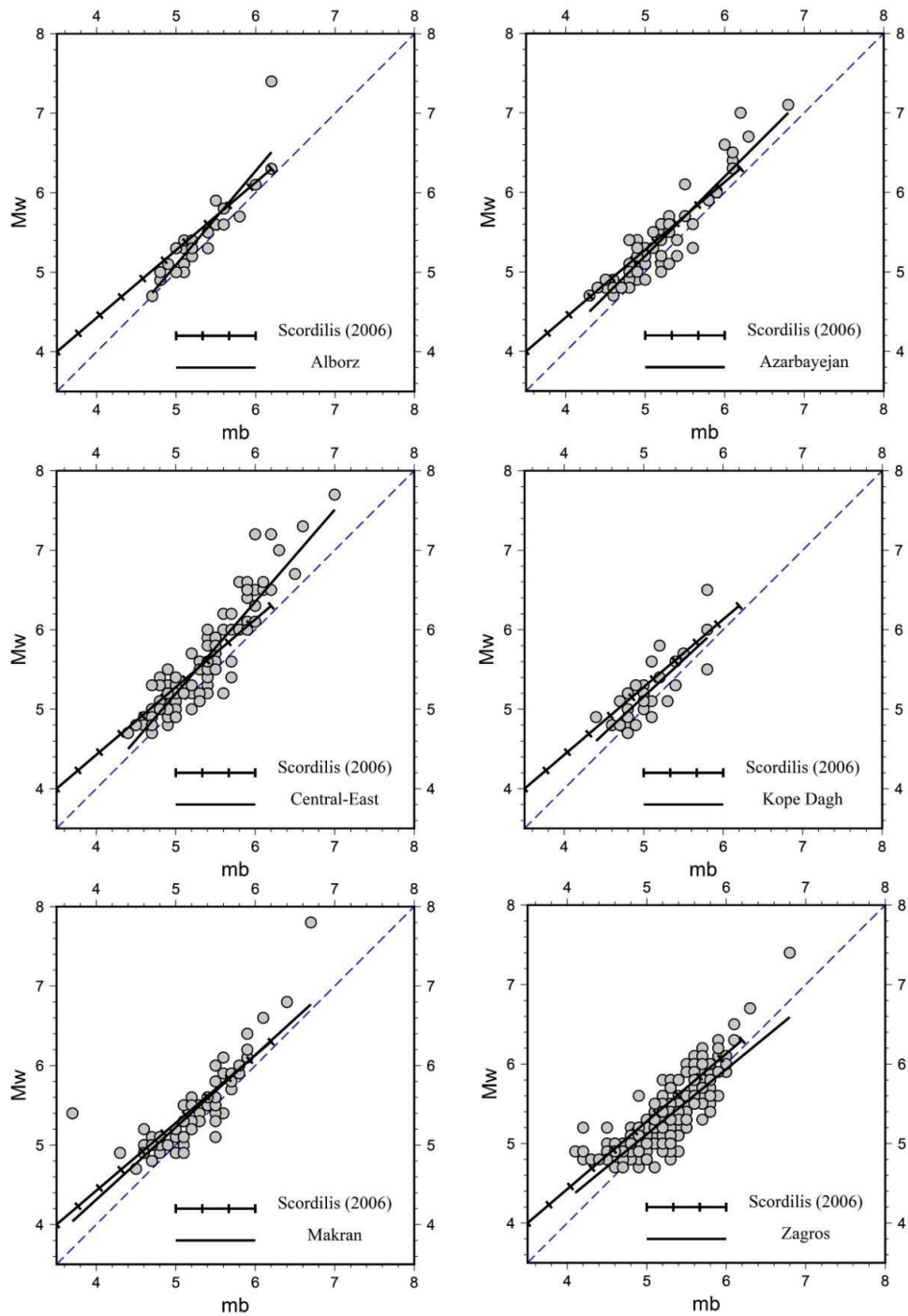


شکل ۳. مقایسه تغییرات Mw بر حسب Ms برای کل پهنه ایران. خطوط برازش شده در این مطالعه و همچنین مدل جهانی توسط اسکوردیلیس (Scordilis, 2006) نشان داده شده‌اند. سایر نمادها مانند شکل ۲ می‌باشد.

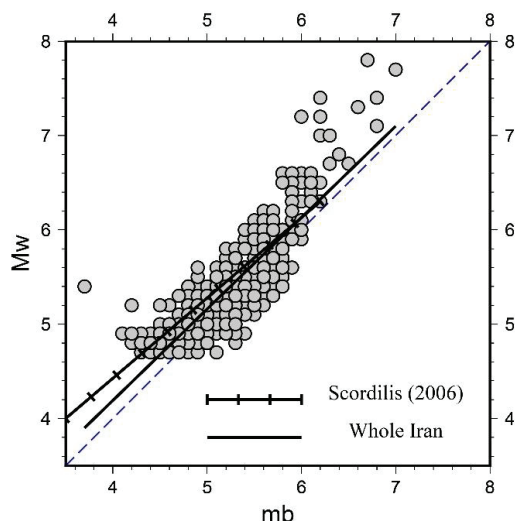
#### ۵- نتیجه‌گیری

در این مطالعه، روابط تجربی برای تبدیل مقیاس‌های بزرگی زلزله در نواحی عمده لرزه زمین‌ساختی ایران با استفاده از برازش خطی حداقل مربعات مورد بررسی قرار گرفت. ضرایب این روابط با استفاده از مجموع تعداد ۶۲۲ زمین لرزه ( $M_w \geq 4.7$ )، برای فلات ایران در شش ناحیه عمده تعیین شد. نتایج نشان می‌دهد که روابط تبدیل Ms به Mw برای کل فلات ایران و همچنین به تفکیک نواحی مختلف عمده لرزه زمین‌ساختی با مدل جهانی توافق خوبی را نشان می‌دهند. اما این توافق در روابط تبدیل mb به Mw دیده نمی‌شود. این عدم توافق و اختلاف در روند خط‌های برازش شده، دلالت بر تفاوت الگوی تضعیف دامنه امواج حجمی در نواحی لرزه زمین‌ساختی ایران و در نتیجه دلالت بر وابستگی معادله تعیین بزرگی امواج حجمی در مقیاس ناحیه‌ای و اهمیت برآورد ضریب کیفیت (Q) برای پهنه‌های زمین‌ساختی دارد.

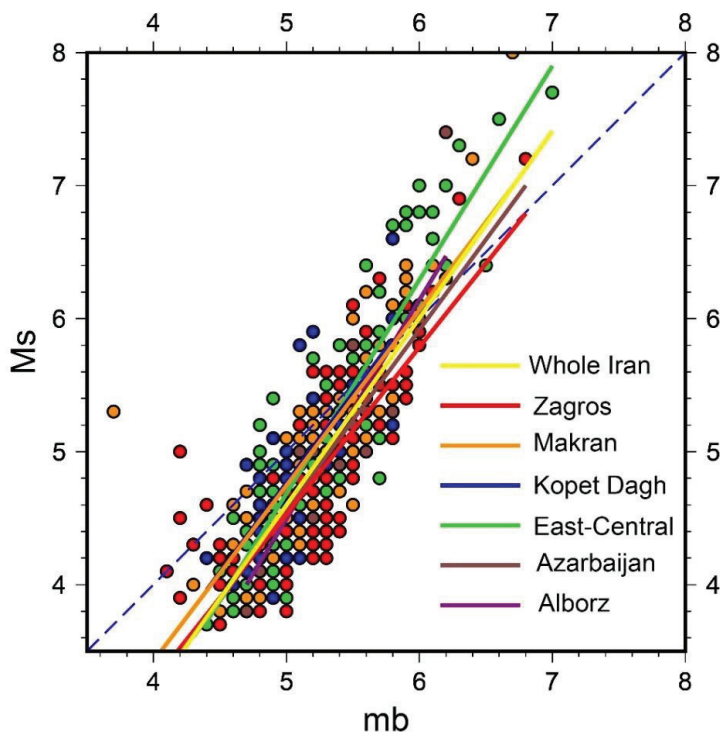
روابط تبدیل Ms-mb (جدول ۲) و نمودارهای بین این دو مقیاس بزرگی (شکل ۶) نشان می‌دهد که شیب خطوط برازش شده مثبت و بین ۱,۳۲ تا ۱,۶۵ است. محل تلاقی این خطوط با خط شیب ۱:۱ از بزرگی ۵,۵ (ایران مرکزی و شرق) تا بزرگی ۷ (زاگرس) است. mb برای زلزله‌های کوچکتر از مقدار محل تلاقی بزرگتر از Ms و برای زلزله‌های بزرگتر از محل تلاقی کوچکتر از Ms برآورد می‌شود. حداکثر اختلاف Ms-mb در مناطق مورد مطالعه به ۱ واحد بزرگی نیز می‌رسد. این اختلاف زیاد تا حدودی متأثر از خطای زیاد (ریشه میانگین مربع خطا  $RMSE \sim 0.4$ ) در روابط تبدیل آماری بدست آمده بوده و در واقع نشان‌دهنده نتایج ضعیف‌تر از لحاظ آماری نسبت به روابط تبدیل Ms-Mw و Mw-mb با خطای کمتر (حدود نصف) می‌باشد (جدول ۲). اختلاف در نتایج برازش برای مناطق لرزه زمین‌ساختی ایران می‌تواند معرف ویژگی‌های متفاوت زمین‌شناسی و تضعیف امواج ( $\delta(\Delta)$ ) در رابطه (۱) باشد. بعلاوه در تبدیل Mw-mb علت اینکه خط‌های برازش شده بالاتر از شیب ۱:۱ قرار گرفته‌اند (شکل ۵)، احتمالاً به دلیل اثر ترکیبی اشباع mb و تخمین نامناسب  $\delta(\Delta)$  است. بنابراین  $\delta(\Delta)$  در معادله (۱) ممکن است با مطالعه مقادیر Q برای پهنه‌های زمین‌ساختی مختلف اصلاح شود.



شکل ۴. مقایسه تغییرات  $M_w$  بر حسب  $m_b$ . خطوط برازش شده به تفکیک برای شش ایالت لرزه زمین ساختی ایران و همچنین مدل جهانی توسط اسکوردیلیس (Scordilis, 2006) نشان داده شده اند. هر خط تنها در بازه بزرگی در مقیاس امواج حجمی زمین لرزه های ایالت مربوطه ترسیم شده است (جدول ۲). سایر نمادها مانند شکل ۲ می باشد.



شکل ۵. مقایسه تغییرات  $M_w$  برحسب  $m_b$  برای کل پهنه ایران. خطوط برازش شده در این مطالعه و همچنین مدل جهانی توسط اسکوردیلیس (Scordilis, 2006) نشان داده شده‌اند. سایر نمادها مانند شکل ۲ می‌باشد.



شکل ۶. مقایسه تغییرات  $M_s$  برحسب  $m_b$ . خطوط با رنگهای مختلف بهترین خط برازش شده به تفکیک برای شش ایالت لرزه زمین‌ساختی ایران و همچنین مجموع رویداد های در پهنه ایران را نشان می‌دهند. هر خط تنها در بازه بزرگی در مقیاس امواج حجمی زمین لرزه های ایالت مربوطه ترسیم شده است (جدول ۲). دایره‌ها معرف زلزله‌ها هستند. خط نقطه چین معرف ارتباط ۱:۱ بین دو مقیاس بزرگی است.

سپاسگزاری می‌شود. برای رسم شکل‌ها از نرم افزار GMT (Wessel et al., 2013) استفاده شده است.

### تشکر و قدردانی

بدینوسیله از دقت نظر، اصلاحات و نکات سازنده سه داور محترم فصلنامه زمین‌ساخت قدر دانی می‌شود. از حمایت‌های مالی و معنوی دانشگاه فردوسی مشهد در انجام این پژوهش در قالب پژوهانه (۳/۵۳۴۷۴)



10. Grünthal, G., and Wahlström, R., 2012. The European-Mediterranean earthquake catalogue (EMEC) for the last millennium. *Journal of seismology*, 16(3), 535-570.
11. Hanks, T., and Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
12. International Seismological Centre (2022), ISC-EHB dataset, DOI: 10.31905/PY08W6S3.
13. Engdahl, E. R., Di Giacomo, D., Sakarya, B., Gkarlaouni, C. G., Harris, J., and Storchak, D. A., 2020. ISC-EHB 1964-2016, an Improved Data Set for Studies of Earth Structure and Global Seismicity. *Earth and Space Science*, 7(1), e2019EA000897, DOI: 10.1029/2019EA000897.
14. Karimiparidari, S., Zare, M., Memarian, H., Kijko, A., 2013. Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes. *Journal of seismology*, 17: 897-911. DOI: 10.1007/s10950-013-9360-9
15. Karnik, V., 1973. Magnitude differences. *Pure and Applied Geophysics*, 103(II) 362-369.
16. Kishida, T., Derakhshan, S., Muin, S., Darragh, R. B., Bozorgnia, Y., Kuehn, N., Kwak, D. Y., 2018. Multivariate Conversion of Moment Magnitude for Small-to-Moderate-Magnitude Earthquakes in Iran. *Earthquake Spectra*, 34(1), 313-326.
17. Kowsari, M., Eftekhari, N., Kijko, A., Yousefi Dadras, E., Ghazi, H., Shabani, E., 2019. Quantifying Seismicity Parameter Uncertainties and Their Effects on Probabilistic Seismic Hazard Analysis: A Case Study of Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 1487-1502, DOI: 10.1007/s00024-018-2049-9.
18. Lolli, B. and Gasperini, P., 2012. A comparison among general orthogonal regression meth-
1. Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran. Ph.D Thesis, Imperial College of Sciences, University of London, United Kingdom.
2. Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran.
3. Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* 29(6), 559-562.
4. Das, R., Wason, H. R., Sharma, M. L., 2011. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude. *Natural hazards*, 59(2), 801-810.
5. Dehghani, G. A. and Makris, J., (1983). The Gravity Field and Crustal Structure of Iran, Geological Survey of Iran, Rep. No. 51, pp. 51-68.
6. DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1), 1-80
7. Erdik M, Seştyan K, Demircioglu M, Tuzun C, Giardini D, Gulen L, Akkar S, Zare M., 2012. Assessment of seismic hazard in the Middle East and Caucasus: EMME (Earthquake Model of Middle East) project. Proceedings of 15th World conference on earthquake engineering, Lisbon, Portugal.
8. Firoozfar, A. and Ansari, B., 2019. b-value and fractal dimension variations in Iran. *Earthquake Science*, 32(2): 57-63. DOI: 10.29382/eqs-2019-0057-02.
9. Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.



27. Scordilis, E. M., 2006. Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *Journal of seismology*, 10(2), 225-236.
28. Sepehr, M., and Cosgrove, J. W., 2005. Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24(5).
29. Smith, G. L., 2013. The structure, fluid distribution and earthquake potential of the Makran subduction zone, Pakistan. Doctoral dissertation, University of Southampton.
30. Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. The geology of continental margins (pp. 873-887), Springer.
31. Snyder, D.B., and Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observation. *Tectonics*, 5, 361-373.
32. Tahernia, N., Khodabin, M., Mirzaei, N., Eskandari-ghadi, M. 2012. Statistical models of interoccurrence times of Iranian earthquakes on the basis of information criteria. *Journal of Earth System Science*, 121(2), 474-463.
33. Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M., Chery, J., 2002. The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29 (19), 1927, DOI:10.1029/2002GL015427.
34. Tavakoli, B. and Ghafory-Ashtiany, M., 1999. Seismic hazard assessment of Iran. *Annals of Geophysics*, 42(6), 1013-1021.
35. Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS
- ods applied to earthquake magnitude conversions. *Geophysical Journal International*, 190, 1135-1151, DOI: 10.1111/j.1365-246x.2012.05530.x.
19. Lolli, B., Gasperini, P., Vannucci, G., 2014. Empirical conversion between teleseismic magnitudes (mb and Ms) and moment magnitude (Mw) at the Global, Euro-Mediterranean and Italian scale. *Geophysical Journal International*, 199(2), 805-828.
20. Mirzaei, N., Gao, M. T., Chen, Y. T., Wang, J., 1997. A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran. *Acta Seismologica Sinica*, 10(6), 713-726
21. Mirzaei, N., Mengtan, G., Yuntai, C., 1998. Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *Journal of earthquake prediction research*, 7, 465-495.
22. Mobasher, K., 2007. Kinematic and Tectonic Significance of the Fold-and Fault-Related Fracture Systems in the Zagros Mountains, Southern Iran. *Tectonophysics*, 451, 156-169.
23. Naraghiaraghi, N., Nawawi, M., Rahman, S. M., Beitollahi, A., Saad, R., Joneidi, S., 2016. Homogenization of Earthquake Catalogue in Terms of Magnitude in Iran and Adjoining Region. *Current Research in Geoscience*, 6(1), 65-70. DOI: 10.3844/ajgsp.2016.65.70
24. Nowroozi, A. A., 1976. Seismotectonic provinces of Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 1249-1276.
25. Rahimi, H., and Rastgoo, M., 2022. Application of NDSHA at regional and local scale in Iran. In *Earthquakes and Sustainable Infrastructure* (pp. 583-600). Elsevier.
26. Richter, C. F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 219-228

measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.

36. Ye, H., Zhou, Y. D., Zhou, Q., Yang, W. L., Chen, G. G., Hao, C. T., 1993. Study on potential seismic sources for seismic zonation and engineering seismic hazard analysis in continental areas; IASPEI Publication Series for the IDNDR 3, 473-478.

37. Walker, R., Jackson, J., Baker, C., 2004. Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157, 265-282.

38. Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., Wobbe, F., 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released. In *EOS Transactions, AGU*, 94,409-410, DOI: 10.1002/2013EO450001