

توزیع برخالی (فرکتالی) لرزه‌خیزی القایی در مخزن سد مسجد سلیمان (جنوب غرب ایران)

محمد رضا ابراهیمی^۱ و محمد تاتار^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله
دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

(دریافت: ۸۸/۴/۳، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

چکیده

سد مسجد سلیمان در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس که یکی از فعال‌ترین زون‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران است، قرار دارد. مشاهدات و بررسی‌های به عمل آمده نشان می‌دهد که پس از آنگیری سد، لرزه‌خیزی منطقه به طور چشمگیری افزایش یافته که این ممکن است متأثر از بدنه سد، ارتفاع، و یا حجم آب دریاچه آن (ارتفاع ۱۷۷ متر و حجم ۲۶۱ میلیون متر مکعب) در تغییر روند لرزه‌خیزی منطقه باشد. لرزه‌خیزی منطقه را با استفاده از تغییرات فضایی بُعد برخالی (فرکتالی) بررسی و آن را با ضریب b در رابطه بسامد-بزرگای زمین‌لرزه‌ها مقایسه کردیم. حدود ۱۹۲۴ رویداد تعیین محل شده، با دقت مطلوب برای این بررسی‌ها در فاصله زمانی ۱۵ ماهه از ماه ژوئن ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۰۷ برای به انجام رساندن محاسبات به کار گرفته شد. منطقه مورد بررسی به ۲۳ شبکه با ابعاد $۰/۰۵$ درجه در $۰/۰۵$ درجه با یک پنجره هم‌پوشانی $۰/۰۲۵$ درجه تقسیم شد. بُعد برخالی (D) و ضریب b زمین‌لرزه‌ها در هر شبکه محاسبه و نقشه کانتوری آنها ترسیم شد. نتایج به دست آمده نشان‌دهنده همبستگی مطلوبی بین D و ضریب b است که این می‌تواند دلیلی بر وقوع زمین‌لرزه‌های القایی در منطقه باشد. اثر افزایش فشار شاره‌ها منفذی روی هر دو پارامتر بُعد برخالی (D) و ضریب b در این منطقه به خوبی قابل مشاهده است.

واژه‌های کلیدی: بُعد برخالی، ضریب b ، سد مسجد سلیمان، زمین‌لرزه القایی، لرزه‌خیزی

Fractal distribution of induced seismicity in Masjed Soleyman dam site (South West of Iran)

Ebrahimi, M. R.¹ and Tatar, M.^{2*}

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

² Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 24 Jun 2009, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

Masjed Soleyman dam site is located in the Zagros Mountain of western Iran, which is one of the most seismically active zones of the Alpe-Himalayan belt. After impounding of dam, the seismicity of area increased considerably, showing the impact of reservoir (177 m height, 261 million m^3) in changing the rate of seismicity in the area. We have analyzed the seismicity of area in terms of the spatial variation of fractal dimension and have compared it with the frequency-magnitude relation b -value. In the mid-2006, a digital seismograph network of five medium-band stations consist of Trillium-40T, 40 sec-50 Hz seismometer connected to 24 bit Nonometric Taurus recorder was established around the axis and reservoir of the Masjed Soleyman dam site by International Institute

of Earthquake Engineering and Seismology (IIIES). The earthquake catalog of Masjed Soleyman network since June 1, 2006 to October 1, 2007 contains 3609 well-located events. As the epicenter of induced earthquakes are mostly within the 30 kilometers radius of dam and their hypocenter is located at depth less than 20 kilometers, therefore we selected only 1924 events which satisfied above selection criteria. During monitoring period, two large earthquakes with magnitude of 3.9 and 3.6 struck the area on November 23, 2006 and September 1, 2007, respectively. These earthquakes happened following a rapid change in water level of reservoir. The phenomenon such as earthquakes and faults are self-similar systems at any scale and can be described by a power-law relation. The exponent of this relation that shows the degree of complexity in a chaotic system is called the fractal dimension. Although the term of fractals was introduced to the world by Mandelbort in 1967, power-law relations in order to investigate the geophysical phenomena were used earlier.

Gutenberg and Richter defined a relationship between the frequencies and magnitudes of earthquakes in 1945. The slope of the plot of occurrence numbers against magnitudes is known as the b -value and has been used as the indicator of seismic activity of the studied region. In this study we try to understand the loading impact due to reservoir water impoundment on both D and b -value parameters. We used correlation dimension which is the most commonly method for calculation the fractal dimension of earthquake hypocenter. To map the variation of fractal dimension as a function of space, the entire area was set into $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ grids. An overlapping of 25% is made for a comprehensive picture of the map. The 23 grids were created interactively, and the region with events less than 40 did not used in this estimation. The number of events in each grid varied from 40 to 109. In this exercise, the fractal dimension value ranged from 0.40 to 0.93, but the values were less than 1. The number of earthquakes, N with magnitude greater than M_c is related to the magnitude by $\log N = a - bM$, which is widely known as the Gutenberg–Richter relation. In this study, the b -value of the Gutenberg–Richter relation was estimated by a maximum likelihood method which is claimed to be a better estimation. The threshold magnitude of 0.9 has been found for the dam region by examining the log-linear plot of cumulative number of events versus magnitude. We have obtained that b -value in the area varies from 0.6–1.3. The low D value obtained here may have several explanations.

Seismic activity in the Masjed Soleyman reservoir site occurs in a small area, and the distances between mainshocks and aftershocks are very small (sometimes less than 3 km) which may result in a low D value. If we consider that the seismicity of the Masjed Soleyman region is due to the fault interactions and reservoir-triggered forces which generate earthquakes in small clusters, since our data are in protracted step of seismicity in the area and the main factors for occurrence of earthquakes in this step are seepage of fluid in the crust and increase in pore pressure diffusion, therefore high permeability and presence of fluids in the fault and surrounding area may reduce effective stresses and show relatively low D . The low D value could also be the effect of high pore fluid pressure in the region as pore fluid pressure reflects redistribution of stress in the substratum. When D tends to zero, the seismicity of the area may not be due to any particular fault but may be connected to the stress generated by high pore fluid pressure; this indicates the point source zone. Having high b -value in the studied region especially in the vicinity of dam indicates heterogeneous stress distribution in the crust whereas homogeneous stresses results in lower b -values. Gradual increase in pore pressure is the main factor in occurrence of induced earthquakes, whereas this increase could be the result of faults weakening due to pore pressure diffusion, therefore we could see a heterogeneous stress distribution in the area and high b -values. So the lower D values (D

≤ 0.6) and higher b-values ($b \geq 0.8$) in some grids indicate that there is a heterogeneous structure in this area and it seems that dam region is susceptible for occurrence of induced earthquakes. The results show a desirable correlation between D and b-value that indicates on existing of induced seismicity in area. The impact of increasing pure fluid pressure on both parameters (fractal dimension D and b-value) is truly observable for this area.

Key words: B-value, Fractal dimension, Induced earthquake, Masjed Soleyman dam, Seismicity

۱ مقدمه

قرار گرفتن در یک سطح است، و مقدار نزدیک به ۱ عمدتاً به معنی چشمه‌های خطی است. توسی (۱۹۹۸) پیشنهاد کرد که ابعاد بر خالی زمین لرزه‌ها بین ۰ تا ۲ محدود می‌شوند و به فضای فراگرفته شده با جسم وابسته‌اند. مجموعه‌ای که در آن D به سمت صفر میل می‌کند نشان‌دهنده این است که همه رویدادها در یک نقطه متمرکز شده‌اند، و وقتی D به سمت ۲ میل می‌کند به معنای این است که رویدادها به صورت تصادفی یا همگن روی یک فضای دو بُعدی توزیع شده‌اند. شیمازاکی و ناگاکاها (۱۹۹۵) روشن ساختند که سامانه‌های گسلی فعال در ژاپن دارای ساختاری خودمتشابه با بُعد بر خالی از ۰/۵ تا ۱/۶ هستند. آویل و همکاران (۱۹۸۷) هم مشخص ساختند که میزان D در قسمت‌های گوناگون گسل سن آندریاس از ۱/۰۰۰۸ تا ۱/۰۱۹۱ تغییر می‌کند.

یکی دیگر از پارامترهای زلزله‌شناسی که برای توصیف یک مجموعه از زمین لرزه‌ها به کار می‌رود، ضریب b در رابطه بسامد- بزرگای زمین لرزه‌ها است. این ضریب، توزیع زمین لرزه‌ها را برای محدوده بزرگ‌های مشاهده شده توصیف می‌کند. بزرگای زمین لرزه‌ها دارای یک توزیع قانون توانی (power-law distribution) هستند که می‌توان آن را بر مبنای رابطه گوتنبرگ- ریشتر بیان کرد (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۹). بر مبنای تحقیقات ایشان، حالت کلی توزیع فراوانی زمین لرزه‌ها را می‌توان تحت رابطه ساده زیر با بزرگای آنها مرتبط دانست:

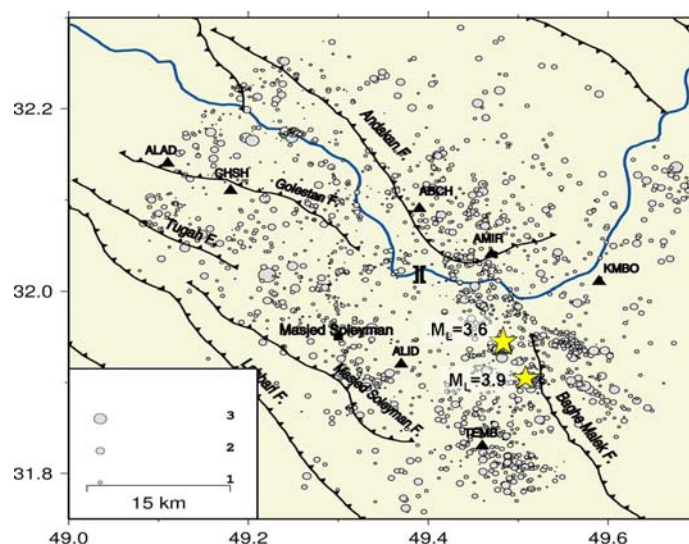
زمین لرزه‌ها در اثر فعال شدن گسل‌ها روی می‌دهند و گسل‌ها نیز به نوبه خود نتیجه شکستگی سنگ‌ها هستند و از این رو، زمین لرزه‌ها را می‌توان با ساختار ریاضیاتی خودمتشابه (Self-similar) به دست داد (چاندرانی سینگ و همکاران، ۲۰۰۸). پارامتر بر خالی که در نتیجه چنین ساختارهای خودمتشابهی تعریف می‌شود بُعد بر خالی نام دارد. بُعد بر خالی به منزله یک ابزار آماری پیچیده برای تعیین توزیع بُعدی زمین لرزه‌ها، میزان تصادفی بودن وقوعشان و همین‌طور دسته‌بندی مکانی زمین لرزه‌ها به کار می‌رود (کاگان و ناپوف، ۱۹۸۰؛ هیراتا، ۱۹۸۹). فرایندهای ناپوسته گوناگون مثل جابه‌جایی‌های روی گسل‌ها و فرایندهای پیوسته‌ای چون چین خوردگی‌ها بسیار پیچیده‌اند اما از ریاضیات بر خالی پیروی می‌کنند (مندلبروت، ۱۹۸۲). بُعد بر خالی (D)، درجه‌ای که یک جسم بر خال فضای اطراف خودش را پر می‌سازد توصیف می‌کند و اطلاعات حیاتی درباره پایداری یک منطقه به دست می‌دهد. هندسه بر خالی گسل‌ها از جنبه‌های گوناگون در سرتاسر جهان از سوی محققان بسیاری برآورد شده است (گسل سن آندریاس از سوی آویل و همکاران، ۱۹۸۷؛ اکوبو و آکی، ۱۹۸۷ در هند با تاجارایا و همکاران، ۲۰۰۲). نتایج تحقیقات آنها روشن ساخت که مقدار D در محدوده بین ۰ تا ۳ است. مقدار D نزدیک به ۳ نشان می‌دهد که شکستگی‌های زمین لرزه‌ها در یک حجم از پوسته قرار دارند، مقدار نزدیک به ۲ نشان‌دهنده

رابطه گوتنبرگ- ریشتر و بُعد برخالی (D) زمین لرزه‌ها، تحقیقات گسترده‌ای صورت گرفته است (کینگ، ۱۹۸۳؛ تورکوت، ۱۹۸۶؛ هیراتا، ۱۹۸۹؛ وانگ، ۱۹۹۱؛ ولنت و گراسو، ۱۹۹۴؛ اونسل و همکاران، ۱۹۹۶، لاپنا و همکاران، ۱۹۹۸؛ هندرسون و همکاران، ۱۹۹۹؛ لگراند، ۲۰۰۲؛ وایس و همکاران، ۲۰۰۴؛ مندل و راستوگی، ۲۰۰۵). این تحقیقات نشان می‌دهد که ضریب b و بُعد برخالی D به صورت قاعده‌داری همگام با فرایند زمین لرزه‌ها تغییر می‌کنند. برای مثال، تغییرات معنی‌داری از ضریب b پیش از وقوع یک زمین لرزه بزرگ مشاهده شده است (اسمیت، ۱۹۸۱). رفتاری مشابهی نیز برای D مشاهده شده (دی روبیس و همکاران، ۱۹۹۳؛ لگراند و همکاران، ۱۹۹۶)، و نوعی همبستگی بین b و D گزارش شده است (هیراتا، ۱۹۸۹؛ هندرسون و همکاران، ۱۹۹۹؛ اونسل و همکاران، ۱۹۹۶). نتایج تحقیقات چاندرانی و همکاران (۲۰۰۸) روشن ساخت، در مناطقی که زمین لرزه‌های القایی سدها رخ می‌دهند، ضریب D کوچک و کمتر از یک است در حالی که اغلب در این مناطق، شاهد ضریب b بیش از یک هستیم.

$$\log_{10}^N = A - bM \quad (1)$$

که در آن، N تعداد زمین لرزه‌های دارای بزرگی بزرگ‌تر و یا مساوی M و A و b ضرایب ثابت هستند. مقدار ضریب A به مدت زمان مشاهده، ابعاد محدوده مورد بررسی و میزان لرزه‌خیزی منطقه بستگی دارد، در صورتی که ضریب b رخداد نسبی وقایع کوچک و بزرگ را نشان می‌دهد. ضریب b معمولاً بین ۰/۵ - ۱/۵ بسته به شرایط زمین‌ساختی و فعالیت لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی تغییر می‌کند. فاکتورهای زیادی در تغییر مقدار ضریب b موثر هستند. افزایش ناهمگنی مواد یا افزایش چگالی ترک‌ها و شکستگی‌ها (موگی، ۱۹۶۲) منجر به ضریب b بزرگ می‌شود؛ در حالی که افزایش در تنش برشی اعمال شده و یا افزایش در تنش موثر (ویس، ۱۹۷۳) می‌تواند منجر به ضریب b کوچک در منطقه شود. ویس و استفانسون (۲۰۰۶) در تحقیقات خود دریافتند که ناهمگنی‌های زیاد ضریب b در جنوب ایسلند در نتیجه افزایش فشار شماره‌های منفذی است.

در طول سه دهه گذشته روی ارتباط بین ضریب b در



شکل ۱. تعداد ۱۹۲۴ زمین لرزه انتخابی ثبت شده در منطقه سد مسجد سلیمان تا شعاع ۳۰ کیلومتری تاج سد و تا عمق ۲۰ کیلومتر در حد فاصل ژوئن ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۰۷، به همراه موقعیت ایستگاه‌ها و گسل‌های منطقه. دو زمین لرزه محلی با بزرگی $M_L = 3/6$ و $M_L = 3/9$ در شکل با ستاره نشان داده شده‌اند.

آبگیری می‌تواند در کنار افزایش لرزه خیزی مشاهده شده، دلیل محکمی در مرتبط بودن لرزه خیزی مشاهده‌ای و به ویژه زمین لرزه ۲۵/۰۹/۲۰۰۲ مسجد سلیمان با آبگیری سد پیش گفته باشد.

علاوه بر موارد فوق مبنی بر احتمال القایی بودن و وابستگی لرزه خیزی به آبگیری سد، همستگی زمانی بسیار خوب وقوع دو زمین لرزه بزرگ (شکل ۱ و ۲) در تاریخ‌های ۱۳/۱۱/۲۰۰۶ ($M_L = 3/9$) و ۱/۸/۲۰۰۷ ($M_L = 3/6$) با تغییرات ناگهانی سطح آب دریاچه، احتمال القایی بودن دو زمین لرزه ذکر شده را تقویت می‌کند.

۳ تحلیل داده‌ها

در تحقیق حاضر از ۱۵ ماه زمین لرزه محلی ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه نگاری مسجد سلیمان و گتوند علیا شامل ۱۱ ایستگاه کوتاه دوره، در کنار تک ایستگاه باند پهن متعلق به شبکه لرزه نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (شکل ۱) استفاده شده است. در فاصله ۱۵ ماهه ژوئن ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۰۷، ۳۶۰۹ رویداد زمین لرزه با دقت مطلوب تعیین محل شدند.

به منظور عملی ساختن بررسی‌های دقیق تر روی زمین لرزه‌های القایی، از آنجا که رومرکز چنین زمین لرزه‌هایی اغلب تا فاصله ۳۰ کیلوتری از محل تاج سد قرار می‌گیرد (گوپتا و همکاران، ۱۹۷۲) و عمق کانونی آنها نیز بین ۰ تا ۲۰ کیلومتر است، بنابراین زمین لرزه‌های خارج از محدوده ۳۰ کیلومتری تاج سد و زمین لرزه‌های عمیق تر از ۲۰ کیلومتر حذف شدند. تعداد رویدادهای باقی مانده به ۱۹۲۴ زمین لرزه کاهش یافت. شکل ۱ نمایش دهنده توزیع مکانی ۱۹۲۴ زمین لرزه انتخابی و نیز موقعیت ایستگاه‌های سد مسجد سلیمان است. بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های رخ داده در بازه زمانی ۱۵ ماهه با بزرگ‌های $M_L = 3/6$ و $M_L = 3/9$ نیز در شکل ۱ نشان داده شده‌اند.

در تحقیق حاضر، بُعد بر خالی (D) و ضریب b را برای منطقه سد مسجد سلیمان که پس از آبگیری مخزن سد (۲۵/۰۹/۲۰۰۲) افزایش قابل ملاحظه‌ای در لرزه خیزی آن مشاهده شد، در فاصله زمانی ۱۵ ماهه از ژوئن ۲۰۰۶ تا اوت ۲۰۰۷ محاسبه خواهیم کرد. شناسایی القایی بودن زمین لرزه‌های رخ داده در این منطقه بر اساس محاسبه بُعد بر خالی (D) و ضریب b، هدف این تحقیق است.

۲ لرزه خیزی منطقه

منطقه سد مسجد سلیمان به منزله بخشی از زون لرزه زمین ساختی زاگرس، دارای پتانسیل لرزه خیزی بزرگی است. وقوع زمین لرزه‌های دستگامی متعدد در سده بیستم، منطقه گستره سد را به صورت منطقه‌ای لرزه خیز معرفی می‌کند. شکستگی‌ها و گسلش‌های متعددی در منطقه سد مشاهده می‌شود و لرزه خیزی پس از آبگیری مخزن به طور مشخص در قسمت شرق دریاچه سد و در حوالی گسل‌های اندکان و باغ ملک به چشم می‌رسد (شکل ۱).

افزایش لرزه خیزی‌ها پس از آبگیری مخزن در منطقه سد با توجه به داده‌های شبکه‌های ملی و جهانی چون فهرست‌نامه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و فهرست‌نامه EHB (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶) کاملاً مشهود است و درست ۹۰ روز پس از آبگیری مخزن، زمین لرزه‌ای با بزرگای $M_W = 5/6$ در منطقه سد به وقوع می‌پیوندد که نشان دهنده کنترل لرزه خیزی منطقه به واسطه آبگیری مخزن است. در شکل ۲ به وضوح افزایش فعالیت لرزه خیزی بر اساس فهرست‌نامه جهانی EHB در شعاع ۳۰ کیلومتری سد با نزدیک شدن به پایان مرحله نهایی آبگیری مشهود است.

وقوع زمین لرزه با بزرگای $M_W = 5/6$ در گستره سد مسجد سلیمان در فاصله زمانی سه ماه پس از تکمیل

۴ محاسبه بُعد برخالی

عمومی ترین روش‌ها برای تعیین بُعد برخالی دو روش زیر هستند (گراسبرگر و پروکاکسیا، ۱۹۸۳):

(۱) شمارش تعداد رویدادها در هر مربع از منطقه شبکه‌بندی شده و محاسبه بُعد ظرفیتی (Capacity Dimension) (D_0)

(۲) محاسبه بُعد همبستگی (D_2 dimension Correlation) در روش اول یک سامانه گسلی فعال با شبکه‌بندی‌های مربعی تقسیم‌بندی می‌شود. در این روش از شبکه‌بندی‌های با ابعاد متفاوت استفاده می‌شود. اما این روش به اندازه کافی معتبر نیست، به خصوص زمانی که تعداد داده‌ها محدود است (هیراتا، ۱۹۸۹). از این رو، ما در تحقیقاتمان از این روش استفاده نمی‌کنیم و شیوه انتگرال همبستگی به روش Box counting ترجیح داده می‌شود، چرا که بسیار قابل اعتمادتر و حساس‌تر نسبت به تغییرات کوچک در خواص دسته‌بندی مکانی (Clustering) زمین‌لرزه‌ها است (هیراتا، ۱۹۸۹).

بُعد همبستگی به صورت زیر عرضه می‌شود (گراسبرگر و پروکاکسیا، ۱۹۸۳):

$$D_{wr} = \lim_{r \rightarrow 0} \log(C_r) / \log r \quad (2)$$

که در آن، C_r تابع همبستگی است و دسته‌بندی مکانی و فاصله بین یک مجموعه از نقاط را اندازه‌گیری می‌کند و به صورت زیر به دست می‌آید:

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} N(R < r) \quad (3)$$

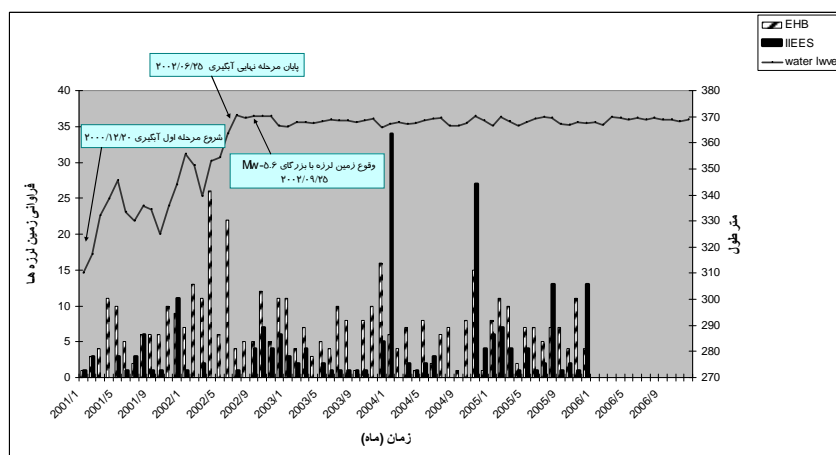
که در آن، $N(R < r)$ ، تعداد جفت‌های (X_i, X_j) با جدایشی کوچک‌تر از r است. انتگرال همبستگی وابسته به تابع همبستگی استاندارد است و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$C(r) \sim rD_2 \quad (4)$$

که در آن، D_2 بُعد برخالی یا بُعد همبستگی است (گراسبرگر و پروکاکسیا، ۱۹۸۳)؛ و از این پس آن را D می‌نامیم. فاصله (r) بین دو رویداد (θ_1, ϕ_1) و (θ_2, ϕ_2) با رابطه مثلثاتی کروی از سوی هیراتا (۱۹۸۹) عرضه شده است:

$$r = \cos^{-1} [\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_1 - \phi_2)] \quad (5)$$

که در آن، θ_1 و θ_2 عرض‌های جغرافیایی و ϕ_1 و ϕ_2 طول‌های جغرافیایی رویدادهای ۱ و ۲ هستند. شیب نمودار لگاریتمی-لگاریتمی از برازش دادن یک خط به روش کمترین مربعات به دست می‌آید (شکل ۳).



شکل ۲. نمایش کلی تغییرات سطح تراز آب و لرزه‌خیزی دستگاهی ثبت شده در فهرست‌نامه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و فهرست‌نامه اصلاح شده ISC (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶) در گستره سد مسجد سلیمان.

۵ محاسبه ضریب b

(Maximum Likelihood Method) تقریب بهتری برای

این ضریب است:

$$b = \frac{\log_{10} e}{\bar{M} - M_c} \quad (6)$$

که در آن، \bar{M} بزرگای میانگین و M_c کمترین بزرگای به کار رفته است. در اینجا همان طوری که در شکل ۵ مشاهده می شود M_c برابر $0/9$ در منطقه سد با استفاده از 1924 رویداد انتخابی، برآورد شده است. در اینجا نیز از روش حداکثر احتمال برای محاسبه ضریب b در هر شبکه استفاده شده است.

برآوردی از میزان خطای ضریب b با استفاده از فرمول تجربی پیکرینگ و همکاران (۱۹۹۵)، بر پایه شبیه سازی مونت کارلو روی اثر نمونه برداری از یک توزیع قانون توانی (power-law distribution) بدست آمده است:

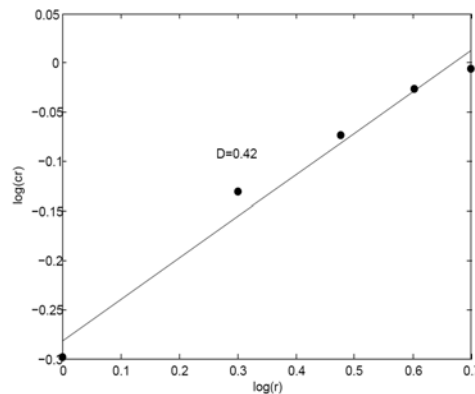
$$\sigma = b \sqrt{\frac{1}{N}} \quad b \geq 1, \quad (7)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{b}{N}} \quad b < 1, \quad (8)$$

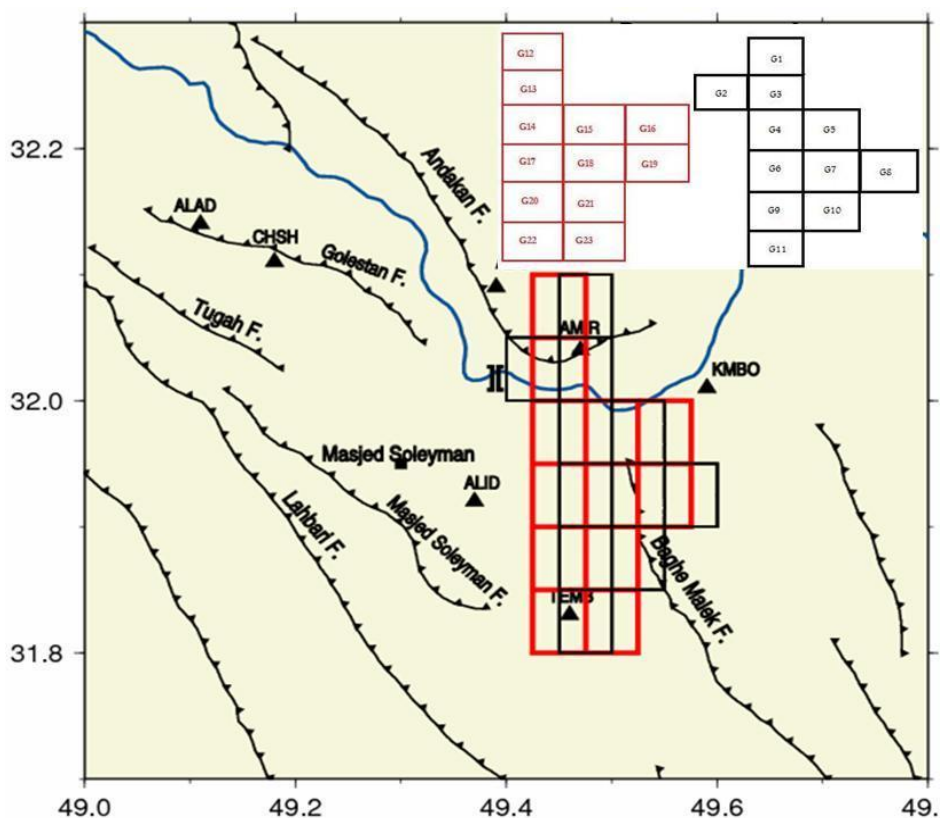
که در آن، σ انحراف معیار در برآورد ضریب b و N تعداد زمین لرزه ها است. بر پایه معادلات (۷) و (۸) خطای ضریب b در محدوده $\pm 0/081$ تا $\pm 0/167$ برآورد شد.

برای ترسیم تغییرات بُعد بر خالی به منزله تابعی از مکان زمین لرزه ها، کل منطقه که شامل 1924 زمین لرزه بوده به شبکه هایی $0/05$ درجه در $0/05$ درجه تقسیم بندی شد. یک هم پوشانی $0/025$ درجه نیز برای به تصویر کشیدن تصویری جامع تر اعمال شد. با این کار 23 شبکه مطابق شکل ۴ ایجاد شد که در هر کدام از آنها تعداد زمین لرزه ها بیشتر از 40 رویداد است و شبکه هایی که تعداد رویدادهایشان از این مقدار کمتر است حذف شدند. تعداد زمین لرزه ها در هر شبکه بین 40 تا 109 زمین لرزه متغیر است. از آنجا که خطا در تعیین رومرکز زمین لرزه ها بسیار کمتر از خطای عمق است بنابراین بُعد بر خالی رومرکز زمین لرزه ها مورد بررسی قرار گرفت.

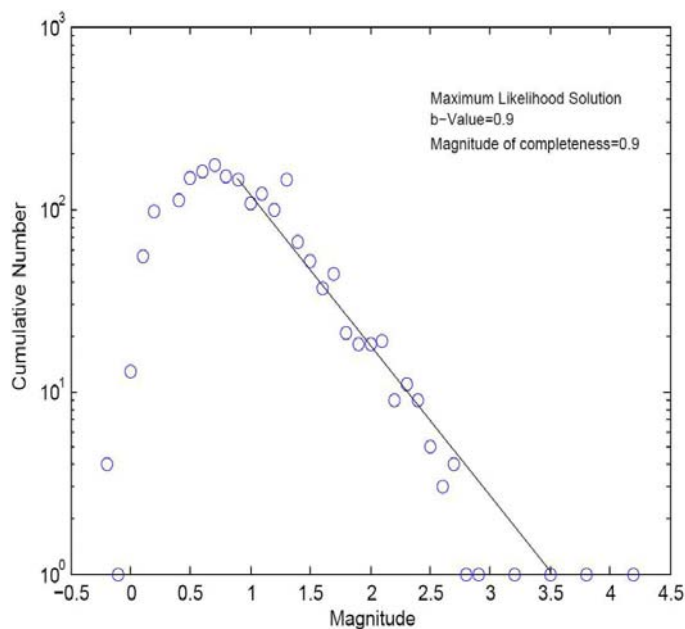
در گام بعدی نسبت به تعیین M_c در محدوده مورد بررسی اقدام شد. مقدار M_c برای منطقه با استفاده از رسم رابطه بسامد- بزرگای زمین لرزه ها برای 1924 زمین لرزه انتخابی در گستره سد مسجد سلیمان برابر $0/9$ به دست آمد (شکل ۵). بنابراین می توان آستانه آشکار سازی شبکه لرزه نگاری محلی سد مسجد سلیمان را برابر بزرگی $0/9$ در نظر گرفت و وقایع بزرگ تر یا مساوی این مقدار را به منظور تحقیقات آماری و به دست آوردن ضریب b و بُعد بر خالی (D) به کار گرفت. اوتسو (۱۹۶۵) بدین نتیجه رسید که محاسبه ضریب b به روش حداکثر احتمال



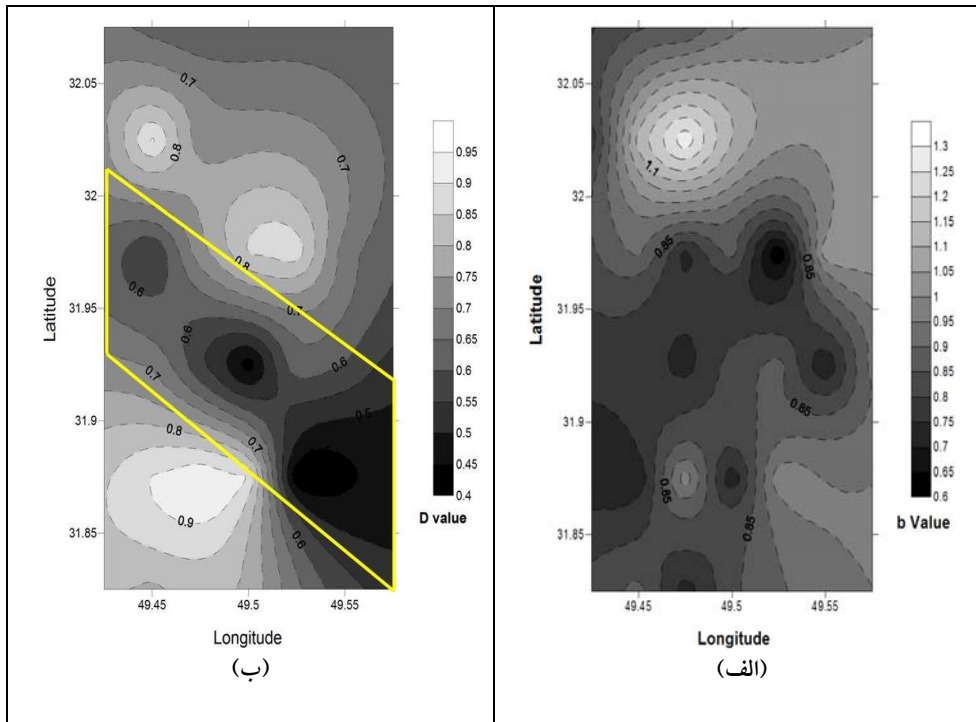
شکل ۳. نمونه ای از برآورد بُعد بر خالی D از روش انتگرال همبستگی، نمودار لگاریتمی-لگاریتمی از $C(r)$ و Γ .



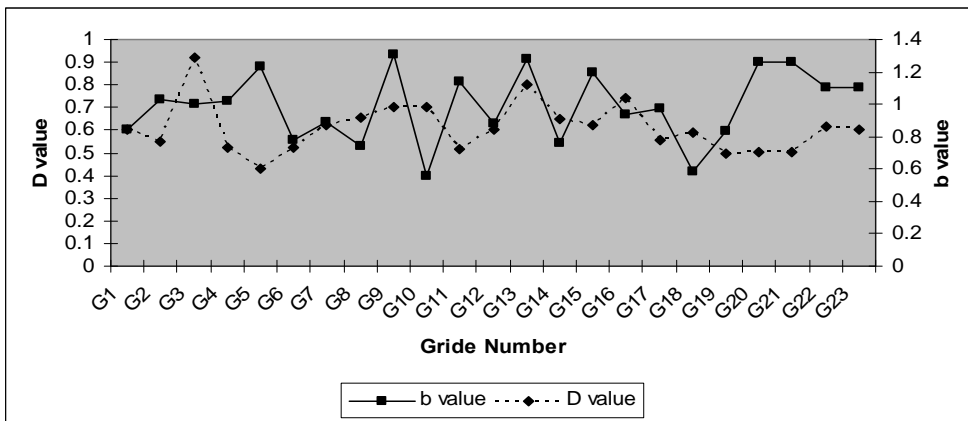
شکل ۴. نحوه شبکه‌بندی به کار رفته در منطقه مورد بررسی برای محاسبه تغییرات مکانی بُعد برخالی. شبکه‌بندی‌ها به صورت موثر بر یکدیگر اعمال شدند و دارای هم‌پوشانی ۰/۰۲۵ درجه هستند. شبکه‌هایی که تعداد رویدادهایشان کمتر از ۴۰ بوده است در شکل آورده نشده‌اند.



شکل ۵. رابطه بسامد - بزرگای زمین‌لرزه‌ها برای ۱۹۲۴ رویداد زمین‌لرزه در فاصله ۳۰ کیلومتری و تا عمق ۲۰ کیلومتری از تاج سد مسجد سلیمان.



شکل ۶. (الف) نقشه کانتوری از ضریب b، (ب) نقشه کانتوری از بُعد برخالی D.



شکل ۷. منحنی تغییرات ضریب b و بُعد برخالی D در شبکه‌های متفاوت.

۶ بحث و نتیجه‌گیری

تغییر می‌کند. نقشه کانتوری ضریب b و بُعد برخالی D در شکل ۶ مشاهده می‌شود. برای کشیدن این نقشه مقادیر به‌دست آمده برای هر شبکه به مرکز آن شبکه نسبت داده شده است. همان‌طوری که در شکل ۶ نیز مشاهده می‌گردد، بعد

با عملی شدن محاسبات و به‌دست آوردن بُعد برخالی D (به روش انتگرال همبستگی) و ضریب b (با استفاده از رابطه اوتسو) برای هر شبکه مشاهده شد که، بُعد برخالی D به‌دست آمده بین ۰/۹۳-۰/۴ و ضریب b بین ۱/۳-۰/۶

شده از افزایش فشار آب منفذی باشد، که نشان‌دهنده منطقه‌ای با یک چشمه نقطه‌ای خواهد بود (توسی، ۱۹۹۸). وجود ضریب b بزرگ در منطقه سد، به‌خصوص در اطراف دریاچه سد مسجد سلیمان نشان از توزیع ناهمگن تنش در قسمت‌های گوناگون پوسته دارد، درحالی‌که تنش‌های همگن ضریب‌های b کوچک‌تری ایجاد می‌کنند (موگی، ۱۹۶۲). گوپتا و همکاران (۱۹۷۲) روشن ساختند که ضریب b بزرگ مشاهده شده در زمین‌لرزه‌های القایی مخزن، ناشی از طبیعت ناهمگن تنش‌های القا شده از طرف مخزن است.

سیمون (۱۹۷۶) نیز روشن ساخت که افزایش تدریجی فشار منفذی می‌تواند مهم‌ترین عامل در ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی باشد، چرا که این افزایش می‌تواند در نتیجه ضعیف شدن گسل‌های منطقه به‌دلیل توزیع و افزایش نسبی فشار منفذی باشد و در نتیجه منجر به تنش‌های ناهمگن در منطقه و ضریب b بزرگ شود.

مقادیر به‌نسبت کوچک‌تر ضریب D ($D \leq 0.6$) و بزرگ‌تر ضریب b ($b \geq 0.8$) در اکثر شبکه‌ها به‌جز $G16, G13, G9, G3$ (شکل ۷) که موقعیت آنها در شکل ۸ مشخص شده است، نشان‌دهنده ساختار ناهمگن در این مناطق است و به نظر می‌رسد که این بخش‌ها بیشتر مستعد بروز لرزه‌خیزی القایی هستند. به‌طور کلی در مناطقی که در آنها زمین‌لرزه‌های القایی مخزن رخ می‌دهد، همواره شاهد ضریب b بزرگ هستیم، درحالی‌که ضریب D در این مناطق کوچک است. چنانچه در شکل‌های (۶-ب و ۹) می‌بینیم، منطقه مشخص شده در شکل با کمترین میزان D ، منطقه‌ای است که دریاچه سد در آنجا قرار دارد. بنابراین می‌توان کم بودن ضریب D در این ناحیه را به افزایش فشار آب منفذی در نتیجه حضور دریاچه سد در این منطقه نسبت داد. با توجه به توضیحاتی که در خصوص مناطق با ضریب b بزرگ و

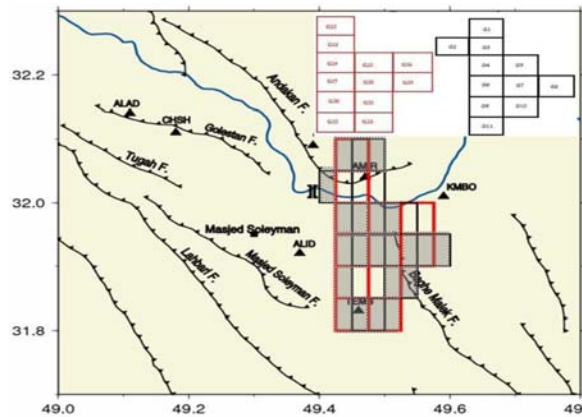
برخالی D از ۰/۴ تا ۰/۹۳ تغییر می‌کند، اما مقادیر D از ۱/۰ کمتر است. مقدار کم D می‌تواند توضیحات مختلفی داشته باشد. این امر می‌تواند در نتیجه این موضوع باشد که فعالیت لرزه‌خیزی در منطقه سد محدود به مساحت کوچکی می‌شود، و فواصل بین زمین‌لرزه اصلی و پس لرزه‌ها بسیار کوچک هستند (در بعضی موارد کمتر از ۳ کیلومتر). این مورد یکی از دلایل کم بودن بعد D می‌تواند باشد. کاگان (۲۰۰۷) بعد برخالی همبستگی ($D < 1.0$) را برای فهرست‌نامه کالج (Caltch) یافت، در این فهرست‌نامه فواصل بین رویدادها کمتر از ۳ کیلومتر بود.

فعالیت لرزه‌خیزی در منطقه سد مسجد سلیمان در نتیجه فعالیت‌های پیچیده گسل‌ها و نیروهای چکاننده مخزن است که زمین‌لرزه‌ها را در دسته‌های کوچک در مکان‌های متفاوتی ایجاد می‌کند. از آنجا که داده‌های ما در مرحله لرزه‌خیزی ادامه‌دار در منطقه سد است، نفوذ آب در پوسته زیر مخزن و افزایش فشار منفذی را می‌تواند به‌مثابه اصلی‌ترین عامل وقوع زمین‌لرزه‌ها در نظر گرفت (سیمون و همکاران، ۱۹۸۸).

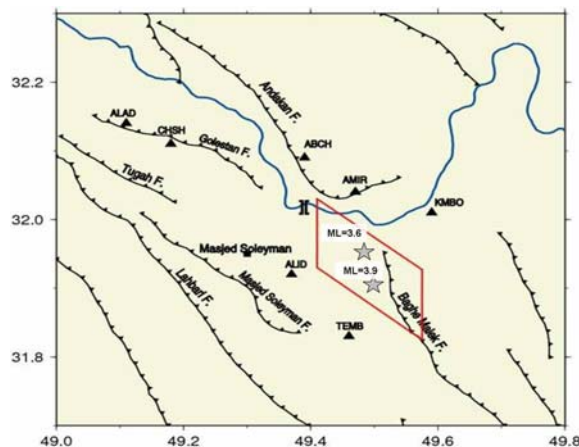
راجندران و هریش (۲۰۰۰) نیز مدلی بر پایه توزیع آب مخزن در قسمت‌های نفوذ پذیر گسل‌ها برای توجیه زمین‌لرزه‌های القایی در منطقه کوینا-وارنا عرضه کردند. نفوذپذیری زیاد و نفوذ شاره‌ها در گسل‌ها و مناطق اطرافشان می‌تواند باعث کاهش در تنش‌های موثر گردد و از آنجا شاهد ضریب D نسبتاً پایینی باشیم. ضریب D کم، همچنین ممکن است در اثر افزایش فشار آب منفذی در منطقه سد باشد، چرا که افزایش فشار آب منفذی باعث توزیع مجدد تنش در لایه‌های زیرین پوسته می‌شود. زمانی که D متمایل به صفر است، لرزه‌خیزی منطقه ممکن است حتی در نتیجه فعالیت هیچ گسل مشخصی نباشد. لرزه‌خیزی مشاهده‌ای می‌تواند مرتبط با تنش‌های ایجاد

مشاهده‌ای در سطح تراز آب دریاچه سد، در کنار مقادیر بسیار کم بُعد برخالی D منطقه پیش‌گفته، همگی بر القایی بودن دو زمین‌لرزه یادشده و پتانسیل سد مسجد سلیمان، علی‌رغم حجم به‌نسبت کم مخزن آن، در ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی در گستره اطراف آن به‌ویژه در بخش‌های جنوبی دریاچه سد دلالت دارند. به‌نظر می‌رسد که ارتفاع زیاد سد و در نتیجه فشار زیاد ناشی از وزن ستون آب که بر واحد سطح وارد می‌شود، عامل اصلی وقوع زمین‌لرزه‌های القایی باشد (ابراهیمی، ۱۳۸۸).

بُعد برخالی کم و ارتباط آن با زمین‌لرزه‌های القایی عنوان شد، و با عنایت به افزایش لرزه‌خیزی‌ها پس از آبرگیری مخزن در سمت شرق تاج سد و در ناحیه زیر مخزن، چنین به نظر می‌رسد که زمین‌لرزه‌های رویداده در بخش جنوبی مخزن سد مسجد سلیمان، به‌ویژه منطقه‌ای که با کادر مشخص شده است از نوع القایی باشند (ابراهیمی، ۱۳۸۸). قرار گرفتن بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های ثبت شده در طی پایش ۱۵ ماهه سد و مخزن سد مسجد سلیمان در گستره مشخص شده در شکل ۹، همبستگی زمانی بسیار خوب زمان وقوع دو زمین‌لرزه فوق با بیشترین تغییرات



شکل ۸. مناطق هاشورخورده نشان‌دهنده شبکه‌هایی‌اند که دارای ضریب b بزرگ‌تر از ۰/۸ و ضریب D کوچک‌تر از ۰/۶ هستند و ساختاری ناهمگن دارند و بیشتر مستعد بروز زمین‌لرزه‌های القایی‌اند.



شکل ۹. موقعیت مکانی محدوده تغییرات کم ضریب D روی نقشه جغرافیایی منطقه سد مسجد سلیمان به همراه موقعیت دو زمین‌لرزه بزرگ روی داده در طول زمان ۱۵ ماهه پایش منطقه.

- spatial behaviour of Italian seismicity revealed by the fractal approach, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1911-1914.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys. J. Int.*, **167**, 761-779.
- Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983, Characterization of strange attractors, *Phys. Rev. Lett.*, **50**, 346-349.
- Gupta, H., K., Rastogi, B., K., and Hari N., 1972, Common features of the reservoir associated seismic activities, *B. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 481-492.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1949, *Seismicity of the Earth*, Princeton Univ. Press Cambridge UK.
- Henderson, J. R., Barton, D. J., and Foulger, G. R., 1999, Fractal clustering of induced seismicity in the Geysers geothermal area, California, *Geophys. J. Int.*, **139**, 317-324.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7507-7514.
- Kagan, Y. Y., 2007, Earthquake spatial distribution: the correlation dimension, *Geophys. J. Int.*, **168**, 1175-1194.
- Kagan, Y., Y., and Knopoff, L., 1980, Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **62**, 303-320.
- King, G., 1983, The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: The geometrical origin of b-value, *Pure appl. Geophys.*, **121**, 761-815.
- Lapenna, V., Macchiato, M., and Telesca, L., 1998, $1/f\beta$ fluctuations and selfsimilarity in earthquake dynamics-observational evidences in southern Italy, *Phys. Earth planet. Inter.*, **106**, 115-127.
- Legrand, D., 2002, Fractal dimensions of small, intermediate, and large earthquakes, *B. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 3318-3320.
- Legrand, D., Cisternas, A., and Dorbath, L., 1996, Multifractal analysis of the 1992. Erzincan aftershock sequence, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 933-936.
- Mandal, P. and Rastogi, B. K., 2005, Self-organized fractal seismicity and b value of aftershocks of the 2001 Bhuj earthquake in Kutch (India), *Pure appl. Geophys.*, **162**, 53-72.
- Mandelbrot, B. B., 1982, *The Fractal Geometry of Nature*, Freeman, San Francisco, **468** pp.

تشکر و قدردانی

تحقیق حاصل ثمره قرارداد پژوهشی منعقد شده میان پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در مقام مشاور و شرکت آب نیرو- طرح سد و نیروگاه مسجد سلیمان و سازمان آب و برق خوزستان - معاونت بهره‌برداری سد و نیروگاه در حکم کارفرما است.

بدین وسیله از همه افرادی که شرایط مناسب جهت پایش لرزه‌ای سد و نیروگاه مسجد سلیمان و امکان استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری پیش گفته را فراهم ساختند، سپاسگزاری می‌شود.

از آقای مهندس محسن دزواره که با دقت فراوان زحمت خوانش فاز و تعیین محل اولیه رویدادهای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری سد و نیروگاه مسجد سلیمان را بر عهده داشتند و از آقای مهندس حمیدرضا محمد یوسف که در همه مراحل نوفه‌سنجی، نصب ایستگاه‌ها و جمع‌آوری داده‌ها مشتاقانه ما را یاری کردند، تشکر می‌شود.

منابع

- ابراهیمی، م.، ۱۳۸۸، بررسی زمین‌لرزه‌های القایی در محدوده سد مسجد سلیمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک-گرایش زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- Aviles, C. A., Scholz, C. H., and Boatwright, J., 1987, Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, **92**, 331-341.
- Bhattacharya, P. M., Majumder, R. K., and Kayal, J. R., 2002, Fractal dimension and b-value mapping in northeast India, *Curr. Sci.*, **82**, 1486-1491.
- Chandrani, S., Bhattacharya P. M., and Chadha R., K., 2008, Seismicity in the Koyna-Warna Reservoir Site in Western India: Fractal and b-Value Mapping, *B. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 476-482.
- DeRubeis, V., Dimitriu, P., Papadimitriou, E. and Tosi, R., 1993, Recurrent patterns in the

- value on creeping and locked patches of the San-Andreas fault near Parkfield, California, *B. Seismol. Soc. Am.*, **94**, 410-421.
- Wyss, M., 1973, Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **31**, 341-359.
- Wyss, M., and Stefansson, R., 2006, Nucleation points of recent mainshocks in southern Iceland mapped by b-values, *B. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 599-608.
- Mogi, K., 1962, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **40**, 831-853.
- Okubo, P. G., and Aki, K., 1987, Fractal geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, **92**, 345-355.
- Oncel, A. O., Main, I., Alptekin, O., and Cowie, P., 1996, Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31°E and 41°E, *Pure appl. Geophys.*, **147**, 147-159.
- Pickering, G., Bull, J. M., and Sanderson, D. J., 1995, Sampling power-law distributions, *Tectonophysics*, **248**, 1-20.
- Rajendran, K., and Harish, C. M., 2000, Mechanism of triggered seismicity at Koyna: an evaluation based on relocated earthquakes, *Curr. Sci* **79**, 358-363.
- Shimazaki, K., and Nagahama, H., 1995, Do earthquakes break out irregularly? collective and individual characters of earthquakes, *Kagaku (Science)*, **65**, 241-256.
- Simpson, D. W., Leith, W. S., and Scholz, C. H., 1988, Two types of reservoir-induced seismicity, *B. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 2025-2040.
- Simpson, D. W., 1976, Seismicity changes associated with reservoir impounding, *Eng. Geol.*, **10**, 371-85.
- Smith, W. D., 1981, The b-value as an earthquake precursor, *Nature*, **289**, 136-139.
- Tosi, P. 1998, Seismogenic structure behaviour revealed by spatial clustering of seismicity in the Umbria- Marche Region (central Italy), *Ann. Geophys.*, **41**, 215-224.
- Turcotte, D. L., 1986, A fractal model for crustal deformation, *Tectonophysics*, **132**, 261-269.
- Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$, showing the frequency-magnitude relation for earthquakes, *Geophys. Bull., Hokkaido uni.*, **13**, 99-103.
- Volant, P., and Grasso, J. R., 1994, The finite extension of fractal geometry and power-law distribution of shallow earthquakes—a geomechanical effect, *J. geophys. Res.*, **99**, 21879-21889.
- Wang, J. H., 1991, A note on the correlation between b-value and fractal dimension from synthetic seismicity, *Terrest. Atmos. Oceanic Sci.*, **2**, 317-329.
- Wyss, M., Sammis, C. G., Nadeau, R. M., and Wiemer, S., 2004, Fractal dimension and b-