

تعیین و پهنه‌بندی نرخ ممان لرزه‌ای ژئودزی: مطالعه خاص شبکه سراسری ژئودینامیک ایران

زهرا موسوی^۱ و بهزاد وثوقی^{۲*}

^۱ دانش آموخته کارشناسی ارشد مهندسی نقشه‌برداری - دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیر الدین طوسی

^۲ استادیار دانشکده مهندسی نقشه‌برداری - دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیر الدین طوسی

(تاریخ دریافت ۸۵/۶/۲۵، تاریخ دریافت روایت اصلاح شده ۸۶/۱/۲۵، تاریخ تصویب ۸۶/۱۲/۲۰)

چکیده

نرخ ممان لرزه‌ای، کمیتی است که بیانگر میزان تجمع پتانسیل زلزله در یک منطقه می‌باشد. این کمیت از طریق داده‌های لرزه‌نگاری و زمین‌شناسی قابل تعیین است هم‌چنین با استفاده از داده‌های ژئودزی ماهواره‌ای و میدان‌های جابجایی دقیق حاصل از آن و از طریق تانسور استرین نیز قابل محاسبه می‌باشد. طبق فرمول Kostrov، تانسور استرین و تانسور ممان با یکدیگر متناسب بوده از این طریق می‌توان نرخ ممان لرزه‌ای را تعیین نمود. کمیت فوق در دهه نود با چندین روش از جمله روش Ward برای آمریکا و اروپا تعیین شده است ولی برای ایران به دلیل عدم وجود داده‌های ژئودزی و شبکه‌های ژئودینامیک مناسب تا کنون مورد توجه نبوده است. با گسترش شبکه ژئودینامیک ایران توسط سازمان نقشه‌برداری کشور برای اولین بار این کمیت از طریق تانسور استرین برای داده‌های شبکه ژئودینامیک ایران در این تحقیق محاسبه و تعیین شده است. طبق نتایج این تحقیق، پهنه‌های جنوب‌شرقی ایران و البرز مرکزی دارای نرخ ممان لرزه‌ای بزرگتری نسبت به بقیه پهنه‌ها می‌باشند. نرخ ممان در واحد سطح برای پهنه‌های جنوب‌شرقی ایران و البرز مرکزی به ترتیب برابر با $10^{15} \times 5/7659$ و $10^{15} \times 2/0147$ در واحد $[Nm^{-1} yr^{-1}]$ می‌باشد، در حالی که این کمیت برای پهنه شمال شرقی دارای کمترین مقدار و برابر با $[Nm^{-1} yr^{-1}] \times 10^{15} \times 1/0832$ است. در واقع می‌توان گفت میزان تجمع پتانسیل زلزله در مناطق جنوب‌شرقی ایران و البرز مرکزی بیشتر از سایر مناطق کشور می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آنالیز تغییرشکل سطحی - GPS - تانسور استرین - تانسور ممان - نرخ ممان لرزه‌ای

مقدمه

تعیین می‌کردند. ولی امروزه می‌توان این کمیت را با استفاده از نتایج آنالیز تغییرشکل که منجر به محاسبه تانسور استرین می‌شود، بدست آورد. در واقع تانسور استرین با تانسور ممان طبق رابطه Kostrov با یکدیگر متناسب هستند [۱۴].

Kastrov نشان داد که رابطه‌ای بین متوسط استرین $\bar{\epsilon}_{ij}$ حجم منطقه و مجموع مؤلفه‌های تانسور ممان برای همه زلزله‌ها وجود دارد [۱۴]. به عبارتی دیگر، متوسط نرخ استرین به طور خطی با مجموع تانسور ممان لرزه‌ای M_{ii} برابر است. Anderson برای اولین بار نرخ ممان را برای یک منطقه در آمریکا با استفاده از سرعت به دست آمده از تکنیک‌های نقشه‌برداری تعیین کرد و نرخ ممان را مجموع نرخ‌های حاصل از برش و اتساع معرفی نمود [۸].

با گذشت زمان و دستیابی آسان به تانسور استرین از طریق ژئودزی ماهواره‌ای، مسئله تعیین ممان لرزه‌ای با استفاده از تانسور استرین به صورت جدی‌تری مطرح

علم ژئودزی علاوه بر تعیین شکل و ابعاد زمین و میدان ثقل حاصل از آن و بررسی تغییرات زمانی این مفاهیم در مطالعات مربوط به زلزله نیز به کار گرفته شده است. در سال ۱۹۲۹ برای اولین بار Terada و دیگران [۱۹] از مشاهدات شبکه‌های ژئودزی کلاسیک در کشور ژاپن در مطالعات زلزله استفاده نمودند. با پیشرفت تکنولوژی و ایجاد سیستم‌های تعیین موقعیت ماهواره‌ای نظیر (GPS) علم ژئودزی در این مطالعات کاربرد گسترده‌تری یافت و به دلیل قابلیت استفاده در مناطق دارای گسل‌های ناشناخته و نهفته به عنوان یکی از ورودی‌های مستقل بسیار مورد توجه قرار گرفت [۱۲].

یکی از این موارد تعیین نرخ ممان لرزه‌ای می‌باشد. نرخ ممان لرزه‌ای یک منطقه در واقع میزان تجمع پتانسیل زلزله در آن منطقه بوده و به عبارتی نرخ تغییرات انرژی سطح پوسته برای تبدیل به تغییرشکل لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای می‌باشد. این کمیت را تا چند سال اخیر فقط از طریق داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی

گردد. طبق روابط اثبات شده توسط Kastrov دو تنسور ممان لرزه‌ای و تنسور استرین با یکدیگر متناسب می‌باشند. از آن جایی که تبدیل تنسور استرین به نرخ ممان لرزه‌ای منحصر به فرد نیست، لذا نتایج پژوهشگران با توجه به رابطه مورد استفاده متفاوت می‌باشد. در سال ۱۹۹۴ برای اولین بار Ward این کمیت را با استفاده از داده‌های ژئودتیکی با استفاده از ماکزیمم مقدار ویژه تنسور استرین برای محاسبه این کمیت تعیین نمود [۱۱]. لازم به ذکر است که Ward این نرخ را برای آمریکای شمالی و اروپا از طریق سه روش ژئودتیکی، ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی محاسبه و برای هر دو منطقه، پهنه‌بندی را براساس نتایج حاصله انجام داده است [۱۲-۱۳]. هم چنین نامبرده در تحقیق‌های مربوط به زلزله از نتایج حاصله بهره جست و در تعیین میزان خطرپذیری لرزه‌ای^۱ در نواحی مورد مطالعه، از این کمیت استفاده نمود. سپس Savage و دیگران در سال ۱۹۹۷ نشان دادند که تعیین نرخ ممان لرزه‌ای از طریق تنسور استرین بر پایه روابط Kastrov منحصر بفرد نیست [۷]. به همین منظور پیشنهاد دادند که از بیشترین مقدار بین سه کمیت مقدار ویژه ماکزیمم و می‌نیمم و حاصل جمع آنها بجای روابط Ward استفاده شود. البته نتایج حاصل از دو روش Ward و Savage فقط زمانی با یکدیگر متفاوت هستند که مقادیر ویژه علامت یکسانی داشته باشند [۷].

Masson و دیگران در سال ۲۰۰۴ با استفاده از کاتالوگ زلزله‌ها به تغییر شکل های لرزه ای و غیر لرزه ای در ایران دست یافته و آن را با نتایج بدست آمده از طریق داده‌های ژئودتیکی مقایسه نمودند [۶]. طبق نتایج این تحقیق، داده های ژئودزی، اطلاعات ژئوفیزیک را در تعیین شیوه و مدل سازی تغییرشکل بهبود می‌بخشد و نتایج آن همسو می‌باشد. در این تحقیق مقایسه نرخ استرین لرزه‌ای و ژئودتیکی مشخص می‌نماید که مناطق با استرین بالا در جنوب ایران دارای تغییرشکل غیرلرزه‌ای و در جنوب شرقی ایران دارای تغییرشکل لرزه‌ای می‌باشند. نرخ ممان لرزه‌ای برای ایران به دلیل عدم وجود داده‌های کافی تاکنون محاسبه نشده است. البته

شاید بتوان گفت تا قبل از ورود ژئودزی ماهواره‌ای فقط روش ژئوفیزیکی دارای داده‌های کم و بیش کاملی برای تعیین نرخ ممان بود و دو روش زمین‌شناسی و ژئودتیکی این امکان را نداشتند. به منظور مطالعه نحوه توزیع و تعیین مقدار تغییر شکل تکتونیکی در ایران، سازمان نقشه‌برداری کشور با همکاری دانشگاه مونت پلیه فرانسه، شبکه ژئودینامیک سراسری را با ۲۸ ایستگاه در سال ۱۹۹۹ ایجاد و به بررسی سرعت و حرکت ایستگاه‌ها پرداخته است. در این مقاله نرخ ممان لرزه ای با استفاده از داده‌های شبکه سراسری ایران نرخ ممان لرزه‌ای به دست آمده است.

در این مقاله ابتدا توضیحاتی درمورد تنسور ممان و سپس تنسور استرین آورده و سپس به تعیین نرخ ممان لرزه‌ای از طریق تنسور استرین پرداخته می‌شود.

آنالیز تغییرشکل سطحی

تحت اثر نیروهای مختلف (نیروهای حجمی و سطحی) بر روی جسم تغییرشکل پذیر، تغییراتی در شکل و موقعیت آن جسم ایجاد می‌گردد، که این تغییرات آهسته و یا بصورت ناگهانی اتفاق می‌افتند. آنچه که در این مبحث مورد توجه می‌باشد تغییر در وضعیت نسبی نقاط مادی جسم نسبت به یکدیگر می‌باشد. مطالعه پدیده تغییرشکل با کمک ابزارهای ریاضی مختلفی انجام می‌شود که ساده‌ترین آنها، استفاده از تغییر مختصات در دو اپک زمانی مختلف می‌باشد. ولی بدلیل وابستگی مختصات به سیستم مختصات تعریف شده باید از پارامتر دیگری که به تعریف سیستم مختصات وابستگی نداشته باشد، استفاده گردد. از جمله پارامترهای فوق می‌توان از تنسور استرین نام برد. برای توصیف تغییرشکل دو نگرش تحت عنوانهای لاگرانژی و اولری وجود دارد. در نگرش لاگرانژی، هندسه سطح مرجع توسط تنسورهای اساسی مرتبه اول و دوم سطح معلوم فرض می‌شود ولی در نگرش اولری، هندسه سطح جاری توسط تنسورهای اساسی مرتبه اول و دوم سطح معلوم فرض می‌شود [۴]. برای آنالیز تغییرشکل سطحی اختلاف بین دو شکل اساسی سطح مورد نظر در دو وضعیت مرجع و جاری به کار می‌رود. این اختلاف $I_r - I_l$ منتهی به تنسور تغییرشکل اولر- لاگرانژ مرتبه اول E_r یا تنسور تغییر متریک و یا به عبارتی دیگر تنسور استرین می‌شود.

نگرش لاگرانژی:

$$C_{\lambda\theta} = A_{\lambda\theta} + \frac{\partial U^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial U^I}{\partial Q^\theta} + \frac{\partial U^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial X^I}{\partial Q^\theta} + \frac{\partial X^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial U^I}{\partial Q^\theta} \quad (6)$$

$$E_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial X^I}{\partial Q^\theta} + \frac{\partial X^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial U^I}{\partial Q^\theta} + \frac{\partial U^I}{\partial Q^\lambda} \frac{\partial U^I}{\partial Q^\theta} \right) \quad (7)$$

نگرش اولری:

$$c_{\lambda\theta} = a_{\lambda\theta} + \frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} - \frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial x^i}{\partial q^\theta} - \frac{\partial x^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} \quad (8)$$

$$e_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial x^i}{\partial q^\theta} + \frac{\partial x^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} - \frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda} \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} \right) \quad (9)$$

آنالیز تغییر شکل سطح زمین

در این روش سطح فیزیکی زمین (سطح انجام مشاهدات)، سطح ریاضی فرض می‌شود که سطح نرم و بدون لبه‌های نوک‌تیز باشد. هم چنین این سطح دارای تناظر یک به یک میان نگاشت از یک سطح به سطح دیگر می‌باشد. در ژئودزی مختصات های منحنی الخط Q^j ($j=1,2,3$)، که برای بیان سطح زمین به کار می‌رود، را معمولاً توسط یک سیستم مختصات کارتزین سه بعدی earth-fixed توصیف می‌کنند. این سیستم مختصات برای نمایش نقاط در سطح زمین به کار می‌رود. در واقع نقاط سطح زمین به نقاط متناظرشان بر روی سطح ژئودتیک مرجع با استفاده از یک تابع یک به یک نسبت داده می‌شود [4].

سطح ژئودتیک مرجع، که یک تقریب خوبی از سطح هم پتانسیل نزدیک سطح زمین می‌باشد، به عنوان یک سطح با هندسه معلوم مورد توجه است. سطح مرجع مورد استفاده در آنالیز تغییر شکل سطح زمین، سطح مرجع بیضوی دو محوری بوده بنابراین مختصات یک نقطه روی سطح زمین به صورت زیر می‌باشد:

$$(Q^1, Q^2, Q^3) = (Q^1, Q^2, h) = (Q^\lambda, h) = (\varphi, \lambda, h) \quad (10)$$

و روابط تبدیل مختصات ژئودتیک به مختصات کارتزین با عبارات زیر به دست می‌آید [4]:

$$x(\varphi, \lambda) = x^1(\varphi, \lambda)I_1 + x^2(\varphi, \lambda)I_2 + x^3(\varphi, \lambda)I_3 \quad (11)$$

$$x(\varphi, \lambda) = [N(\varphi) + h(\varphi, \lambda)] \cos \varphi \cos \lambda I_1 + [N(\varphi) + h(\varphi, \lambda)]$$

$$\cos \varphi \sin \lambda I_2 + \left[\left(\frac{b^2}{a^2} \right) N(\varphi) + h(\varphi, \lambda) \right] \sin \varphi I_3$$

(12)

تنسورهای تغییر شکل به عنوان توابعی از بردار جابجایی

برای کاربردهای عملی این تئوری بهتر است که مقدار تغییر شکل با استفاده از بردار جابجایی u توصیف شود. اگر مختصات سطحی (Q^1, Q^2) را برای وضعیت مرجع و مختصات سطحی (q^1, q^2) را برای وضعیت جاری داشته باشیم. مطابق شکل (۱) بردار جابجایی \vec{u} برداری است که این دو نقطه را به هم مرتبط می‌سازد.

$$u = t + x - X \quad (1)$$

فضای مورد استفاده در کاربردهای عملی روابط مربوط به تنسور استرین در دو نگرش لاگرانژی و اولری فضای اقلیدسی سه بعدی بوده و یک روش برای توصیف فضاهای اقلیدسی استفاده از سیستم مختصات متعامد کارتزین می‌باشد. مختصات کارتزین یک نقطه با بردار موقعیت X در وضعیت مرجع و بردار x در وضعیت جاری نسبت به فریم‌های ثابت متعامد نرمالیزه $\{I_1, I_2, I_3\}$ و $\{i_1, i_2, i_3\}$ به صورت زیر به دست می‌آید.

$$X = X^K I_K \quad (2)$$

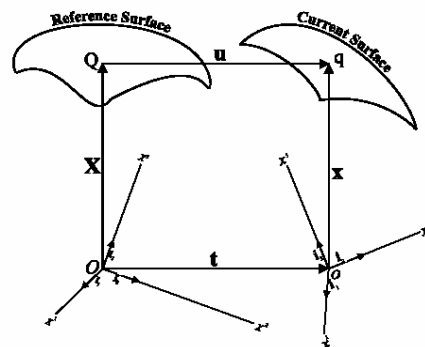
$$x = x^k i_k \quad (3)$$

هم چنین می‌توان بردار جابجایی نقاط را در همین سیستم مختصات نوشت:

$$u = U^K I_K \quad (4)$$

$$u = u^k i_k \quad (5)$$

که در آن U^K, u^k مختصات کارتزین بردار جابجایی در دو نگرش اولری و لاگرانژی می‌باشند. بنابراین می‌توان تنسورهای تغییر شکل کوشی - گرین راست و چپ و تنسورهای اولر - لاگرانژ راست و چپ را برحسب مختصات کارتزین بردار جابجایی به صورت روابط (۲) نوشت [4].



شکل ۱: بردار جابجایی و سیستم‌های مختصات وابسته به سطوح مرجع و جاری.

نیروهای معادل آنها دو جفت نیرو باشد به کار می رود. در این صورت مؤلفه‌های تنسور برای یک چشمه نقطه‌ای به صورت زیر خواهد بود [۲]:

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (20)$$

مؤلفه‌های تنسور ممان برای زلزله n ام نیز به صورت زیر نوشته می‌شود.

$$M_{ij}^n = \mu S (w_i v_j + w_j v_i) \quad (21)$$

در این رابطه μ ضریب صلبیت، S سطح گسل، w بردار واحد در جهت لغزش گسل و v بردار واحد نرمال بر صفحه می‌باشند.

نرخ ممان لرزه‌ای از طریق داده‌های ژئودتیکی:

نرخ ممان لرزه‌ای تا چند سال اخیر فقط از طریق داده‌های زمین‌شناسی و لرزه‌نگاری تعیین می‌شد ولی همانطور که قبلاً نیز گفته شد با توجه به رابطه بین تنسور استرین و تنسور ممان و ورود داده‌های ژئودتیکی به عرصه مطالعات زلزله، این مبحث به عنوان یک روش مستقل بسیار مورد توجه قرار گرفت. البته لازم به ذکر است که نرخ ممان لرزه‌ای حاصل از داده‌های زمین‌شناسی را می‌توان از طریق یکسری خصوصیات مربوط به گسلها شامل نرخ لغزش گسل $\dot{\delta}$ ، طول گسل L ، ضخامت لرزه ای (H_S) ، شیب گسل δ تعیین نمود. لذا چنان چه اگر H_S برای یک ناحیه ثابت در نظر گرفته شود، آن گاه برای ممان ژئوفیزیکی داریم [۱۳]:

$$\dot{M}(H_S)_{geologic} = \mu \sum_{i=1}^N [L_i \dot{\delta}_i H_S / \cos(\delta_i)] \quad (22)$$

هم چنین برای تعیین ممان ژئوفیزیکی، اکثر محققین برای تخمین انرژی آزاد شده از پارامترهای استاتیکی نظیر گشتاور لرزه‌ای استفاده می‌نمایند. گشتاور لرزه‌ای (ممان لرزه‌ای) برای هر زلزله بزرگ به واسطه امواج درونی دوره بلند، امواج سطحی، نوسانات آزاد و داده های ژئودتیکی از طریق فرمول ذیل سنجیده می‌شود:

$$M_0 = \mu \bar{D} S \quad (23)$$

در فرمول فوق \bar{D} میانگین جابجایی یا لغزش گسل و S مساحت سطح گسیخته شده گسل می‌باشد.

در رابطه فوق a نیم قطر بزرگ و b نیم قطر کوچک بیضوی دومیوری و همچنین φ عرض ژئودتیکی و λ طول ژئودتیکی می‌باشد. در این حالت h ارتفاع ژئودتیکی تابعی از φ و λ (مختصات منحنی‌الخط سطحی) بوده و به عنوان مختصات مستقل نمی‌باشد. برای استفاده از روابط قبل در آنالیز تغییرشکل سطح زمین باید جملات مربوط به مشتقات بردار موقعیت نقطه نسبت به مؤلفه‌های مختصاتی $\frac{\partial X^1}{\partial Q^\lambda}$ و $\frac{\partial X^1}{\partial Q^\varphi}$ را مطابق روابط زیر تعیین نمود [۴].

$$\frac{\partial X^1}{\partial Q^1} = \frac{\partial X^1}{\partial \varphi} = \cos \lambda [h_\varphi \cos \varphi - (N+h) \sin \varphi] \quad (13)$$

$$\frac{\partial X^2}{\partial Q^1} = \frac{\partial X^2}{\partial \varphi} = \cos \lambda [h_\varphi \sin \varphi + (N+h) \cos \varphi] \quad (14)$$

$$\frac{\partial X^3}{\partial Q^1} = \frac{\partial X^3}{\partial \varphi} = h_\varphi \sin \lambda \quad (15)$$

$$\frac{\partial X^1}{\partial Q^2} = \frac{\partial X^1}{\partial \lambda} = \cos \varphi [h_\lambda \cos \lambda - (M+h) \sin \lambda] \quad (16)$$

$$\frac{\partial X^2}{\partial Q^2} = \frac{\partial X^2}{\partial \lambda} = \sin \varphi [h_\lambda \cos \lambda - (M+h) \sin \lambda] \quad (17)$$

$$\frac{\partial X^3}{\partial Q^2} = \frac{\partial X^3}{\partial \lambda} = [h_\lambda \sin \lambda + (M+h) \cos \lambda] \quad (18)$$

در روابط فوق:

$$\begin{cases} h_\lambda = \frac{\partial h}{\partial \lambda} \\ h_\varphi = \frac{\partial h}{\partial \varphi} \end{cases} \quad \begin{cases} M(\varphi) = \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2 \sin^2 \varphi)^{3/2}} \\ N(\varphi) = \frac{a}{(1-e^2 \sin^2 \varphi)^{1/2}} \end{cases} \quad (19)$$

تنسور ممان

روش معمول برای تشریح فیزیکی چشمه‌های لرزه‌ای، توصیف این چشمه‌ها با یک مدل تقریبی از نیروهای معادل است. این مدل تقریبی با در نظر گرفتن معادله‌های خطی موج و صرفنظر کردن از اثرات غیرخطی در نواحی نزدیک به چشمه معرفی می‌شود. این نیروها نیز با کمیت دیگری به نام تنسور ممان نمایش داده می‌شوند. برای اولین بار تنسور ممان توسط گیلبرت (۱۹۷۰) در مطالعات زلزله به کار گرفته شده است. تنسور ممان فقط برای چشمه‌های نقطه‌ای بوده و برای چشمه‌هایی که

در شبکه باشد، در این صورت فرمول می‌تواند نرخ استرین صفحه‌ای اندازه‌گیری شده را به زلزله‌های تولید شده تبدیل نماید.

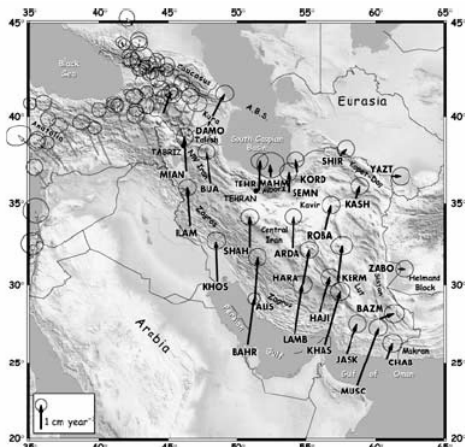
از آن جایی که تبدیل نرخ استرین ژئودتیکی به نرخ ممان از طریق رابطه *Kostrov* منحصر به فرد نیست، محققان زیادی روی آن کار کرده و نتایجی به دست آورده‌اند. از جمله Ward برای آمریکا و اروپا در سال ۱۹۹۸ با استفاده از فرمول زیر محاسبه کرده است که در آن (۱۱)، $\dot{\epsilon}_{max}$ مقدار ویژه ماکزیمم تنسور نرخ استرین و λ_1, λ_2 مقادیر ویژه تنسور نرخ استرین می‌باشند.

$$\dot{M}_{geo\ detic} = 2\mu A H_S \dot{\epsilon}_{max} \quad (27)$$

$$\dot{\epsilon}_{max} = \max[abs(\lambda_1(r)), abs(\lambda_2(r))] \quad (28)$$

شبکه ژئودینامیک سراسری ایران

کشور ایران به عنوان بخشی از رشته کوه‌های چین‌خورده - رانده آلپ- هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساخت و زون‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. شواهد گوناگون مانند زمین‌لرزه‌های امروزی، آتشفشان‌های نیمه‌فعال، سواحل بالآمده، تداوم بالا آمدن گنبد‌های نمکی، گل‌فشان‌ها، پیدایش گسل‌های لرزه‌ای و... نشانگر تغییر و تحول ژئودینامیکی کنونی پوسته ایران و عدم تعادل آن است [۱۷]. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق داده‌های شبکه ژئودینامیک سراسری ایران می‌باشد که توسط سازمان نقشه‌برداری کشور و کشور فرانسه طی دو اپک مشاهداتی در سالهای ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱ انجام شده است



شکل ۳: شبکه ژئودینامیک ایران و بردارهای سرعت جابجایی نقاط آن.

حال می‌توان دانسیته نرخ ممان $M_{\Gamma}(r)$ را در منطقه با استفاده از فرمول زیر به دست آورد. در واقع دانسیته نرخ ممان $M_{\Gamma}(r)$ ممان های زلزله با بعد D را با استفاده از منحنی میزان طبقه‌بندی می‌کند. [۱۲].

$$\dot{M}_{\Gamma}(r) = \left(\frac{4}{p} D 2T_{cat}\right) \sum_i M_0(r_i) e^{-2[D(r_i,r)/D]^2} \quad (24)$$

در این رابطه T_{cat} مدت زمانی است که گاتالوگ زلزله‌ها شامل آن می‌شود. معادله فوق تمام زلزله‌های با مرکز r_i در کاتالوگ زلزله‌ها را در برمی‌گیرد. حال برای به دست آوردن نرخ ممان کافی است از دانسیته ممان در سطح منطقه انتگرال گرفته شود. یعنی:

$$\dot{M}_{seismic} = \int_A \dot{M}_{\Gamma}(r) dA \quad (25)$$

Kostrov در سال ۱۹۷۴ نشان داد که رابطه زیر بین متوسط استرین $\bar{\epsilon}_{ij}$ آن حجم و مجموع مؤلفه‌های تنسور ممان برای همه زلزله‌ها وجود دارد [۱۲]:

$$2\mu A H_S \dot{\epsilon} = \left(\frac{1}{T}\right) \sum_{n=1}^m M_n \quad (26)$$

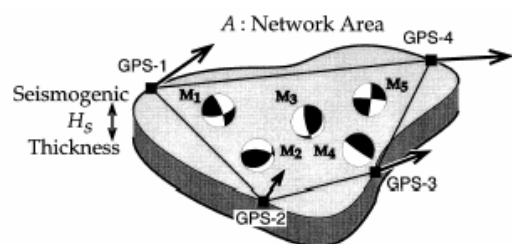
M_n : تنسور ممان زلزله

$\dot{\epsilon}$: تنسور نرخ استرین

μ : میزان صلبیت

A : مساحت شبکه

به عبارتی دیگر، متوسط نرخ استرین به طور خطی با مجموع تنسور ممان لرزه‌ای M_n برابر است. شکل زیر مفهوم فرمول بالا برای زمین را به خوبی نشان می‌دهد.



$$Kostrov (1974) \quad 2\mu A H_S \dot{\epsilon} = \left(\frac{1}{T}\right) \sum_{n=1}^m M_n$$

شکل ۲: شبکه ژئودزی و تنسور ممان لرزه‌ای در منطقه گسترش آن [۱۲].

T تعداد سال‌های مشاهدات موقعیت ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌ها و $\dot{\epsilon}$ متوسط نرخ استرین صفحه‌ای در شبکه *GPS* می‌باشد. اگر متوسط استرین صفحه‌ای تعیین شده حاکی از حجم استرین برای مناطق زلزله‌ای

اما از آن جایی که مؤلفه‌های تنسور استرین کمیت‌های وابسته به سیستم مختصات هستند، کمیت‌های اسکالر مستقلی برای تفسیر فیزیکی مناسب نظیر برش و اتساع از این تنسورها استخراج می‌شود.

• اتساع: اتساع را تغییر حجم جسم در واحد حجم در نظر می‌گیرند.

$$\Delta = \lambda_{\max} + \lambda_{\min} \quad (30)$$

$\lambda_{\max} > \lambda_{\min}$: مقادیر ویژه تنسور استرین

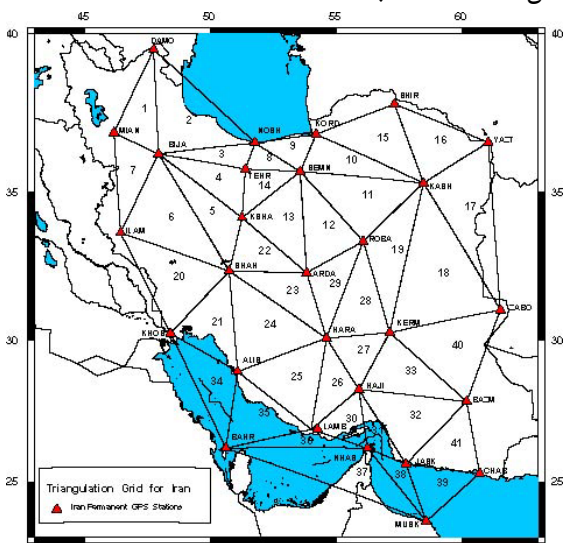
این کمیت بدون واحد دیمانسیون بوده مقدار آن برای انبساط سطح مثبت و برای انقباض منفی می‌باشد. کمیت ناوردای اتساع خاصیت ایزوتروپیک یعنی عدم وابستگی به جهت را نشان می‌دهد.

• برش: برش را ماکزیمم مقدار تغییر در امتداد در نظر می‌گیرند. کمیت ناوردای γ تحت عنوان ماکزیمم برش به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$\gamma = \lambda_{\max} - \lambda_{\min} \quad (31)$$

γ خاصیت غیر ایزوتروپیک تغییرشکل را نشان داده و تفسیر هندسی آن ماکزیمم مقدار تغییر در امتداد می‌باشد. این کمیت به عنوان یک کمیت یا عامل کلیدی در مطالعات پیش‌بینی زلزله شناخته شده است.

برای تعیین تنسور نرخ استرین از روش المان محدود ابتدا مثلث‌بندی برای ایستگاه‌های ایران صورت گرفته است که در شکل (۵) قابل مشاهده می‌باشد. پس از مثلث‌بندی، مؤلفه‌های تنسور نرخ استرین برای مرکز ثقل مثلث‌ها محاسبه شده است.



شکل ۴: ساختار مثلث بندی نقاط شبکه ژئودینامیک ایران در روش المان محدود برای حل عددی استرین.

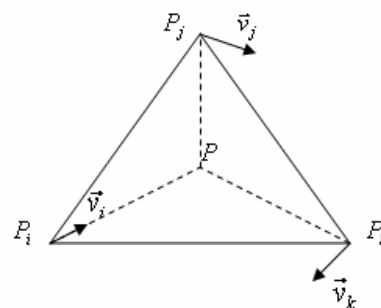
این ایستگاه‌ها به نحوی انتخاب شده‌اند، که تمام بلوک‌های ایران را پوشش داده و در هر بلوک (به جز بلوک لوت) حداقل دو یا سه ایستگاه قرار گیرد. شبکه فوق شامل ۲۸ ایستگاه با فواصل متوسط ۳۰۰ کیلومتری از هم می‌باشد. ۲۴ ایستگاه در داخل ایران قرار گرفته، دو ایستگاه در عمان و یک ایستگاه در ازبکستان واقع شده است.

روش تعیین و پهنه‌بندی نرخ ممان لرزه‌ای ژئودزی

برای محاسبه پارامترهای تغییر شکل مدل‌های مختلفی وجود دارد. در برخی از این مدل‌ها از مشاهدات انجام یافته برای تعیین پارامترها استفاده می‌شود. ولی در ژئودزی مدل‌هایی به کار می‌روند که مختصات سرشکن شده در آن موجود باشد. در این مدل حداقل باید دو سری مشاهده در دو اپک زمانی در هر نقطه برای محاسبه مقادیر جابجایی در امتداد محورهای مختصات در نظر گرفت. یکی از این روش‌ها برای محاسبه ماتریس دو بعدی استرین روش اجزاء محدود^۲ است.

در روش اجزاء محدود، مدل جابجایی برای مثلث‌های مجزاء، از نقاط مجاور هم تشکیل گردیده و سپس پارامترهای استرین برای مرکز ثقل مثلث مزبور محاسبه می‌گردد. در این روش استرین را در هر مثلث به صورت همگن در نظر می‌گیرند. ضمن این که رابطه (۲۴) برای هر یک از مثلث‌های متشکل از نقاط مجاور به کار می‌رود. ساختار پایه مثلثی در روش المان محدود را می‌توان در شکل (۴) مشاهده نمود.

$$U^i = \frac{\partial U^i}{\partial X^j} X^j + U_0 \Rightarrow U = X \cdot J \Rightarrow j = (X^T \cdot X)^{-1} \cdot X^T \cdot U \quad (29)$$



شکل ۴: ساختار پایه مثلثی در روش المان محدود در حل عددی استرین.

استخراج شده از تنسوراسترین حاصل از روش المان محدود و دقت این کمیت‌ها نیز با استفاده از قانون انتشار خطا در جدول (۱) آمده است.

برای تفسیر فیزیکی مؤلفه‌های تنسور نرخ استرین دو کمیت ناوردای اتساع و برش طبق روابط (۲۵) و (۲۶) از تنسور استرین استخراج شده‌اند. مقادیر این دو کمیت

جدول ۱: کمیت‌های اتساع و برش استخراج شده از تنسور نرخ استرین.

Tri	Dilatation (*E-7)	Shear (*E-7)	Standard deviation of (*E-7)	
			Dilatation	Shear
1	0.151971383	0.328775	0.000928798	0.005701568
2	-0.10215004	0.192108	0.00214092	0.008658135
3	-0.66816499	0.940525	0.001279136	0.002698436
4	0.131933969	0.487794	0.000392529	0.00189611
5	0.494323193	0.740659	0.00053559	0.002240019
6	-0.08154946	0.170231	0.001576505	0.010138266
7	-0.15390951	0.080468	0.000943525	0.004329809
8	-0.70535766	0.831187	0.000303666	0.000990968
9	-0.20362089	0.324204	0.000643988	0.002253494
10	-0.21327841	0.289323	0.00154469	0.00586635
11	-0.12785387	0.230683	0.002257071	0.008402119
12	-0.00321193	0.220281	0.001213381	0.004899391
13	-0.59131359	0.383693	0.000867762	0.003490785
14	0.071904087	0.736818	0.000333719	0.001935313
15	-0.0986661	0.138711	0.000627764	0.002511058
16	-0.09578679	0.229524	0.001438927	0.00624438
17	0.049508688	0.223744	0.002025308	0.012749364
18	-0.08282156	0.354518	0.001476632	0.009886272
19	-0.18511469	0.131303	0.000515173	0.002819284
20	-0.17669024	0.256737	0.001506712	0.008810284
21	-0.2667439	0.206657	0.000855	0.004333767
22	-0.20389561	0.53202	0.00110361	0.003958769
23	-0.12120217	0.119213	0.001032349	0.005317801
24	-0.19792652	0.267207	0.001235151	0.00560708
25	-0.13695735	0.244332	0.000673695	0.003424366
26	-1.77367628	2.443507	0.000269868	0.001224359
27	0.964714236	1.792221	0.000168411	0.000966388
28	-0.14657898	0.106933	0.000449701	0.001801928
29	0.047252092	0.279782	0.000849105	0.003932023
30	-1.87090356	2.063417	0.000202071	0.00120837
31	-2.37515458	2.939281	0.00004.6812	0.000354544
32	0.092562474	1.367151	0.000494529	0.002123694
33	1.735017031	1.16477	0.000322289	0.001360414
34	-0.04178843	0.10318	0.000647421	0.00259617
35	0.026220324	0.058463	0.000602649	0.003514984
36	-0.09247154	0.083654	0.002153536	0.008362115
37	0.686710067	0.778666	0.002277647	0.007784876
38	0.090665618	0.342663	0.00008.9086	0.000483826
39	0.207917808	0.3812	0.00071032	0.003040319
40	0.101377706	0.488625	0.000677935	0.005240513
41	-0.28065465	0.126462	0.000551463	0.002848241

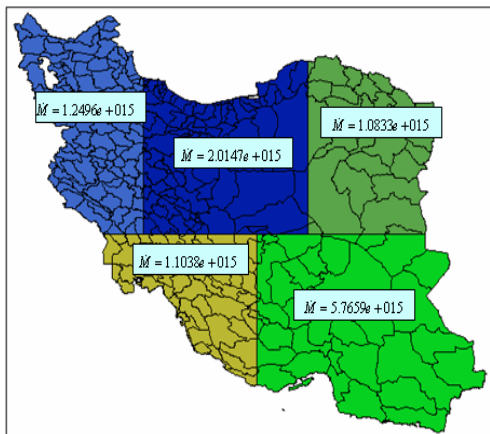
جدول ۲: نرخ ممان لرزه‌ای حاصل از تنسور استرین.

Region	$\dot{\epsilon}_{\max}$	Area (m^2)	Seismic moment rate per unit (Nyr^{-1})	$\dot{M}_{geo\ det ic}$ ($Nmyr^{-1}$)
North-West	1.8892	1.3791e+011	1.2469e+015	1.7196e+026
Central Alboraz	3.0525	3.4752e+011	2.0147e+015	7.0015e+026
North-East	1.6412	4.1896e+011	1.0832e+015	4.5382e+026
South-West	1.6724	2.6358e+011	1.1038e+015	2.9094e+026
South-East	8.7362	1.7928e+012	5.7659e+015	1.0337e+028

پراکندگی ایستگاه‌ها و سائزموکتونیک ایران و مقادیر تعیین شده برای مؤلفه‌های تنسور استرین، کشور ایران به ۵ پهنه شمال غربی، البرز مرکزی، شمال شرقی، جنوب غربی و جنوب شرقی تقسیم شده است. در جدول (۲) نرخ ممان بدست آمده از روش WARD با توجه به هر پهنه آورده شده است.

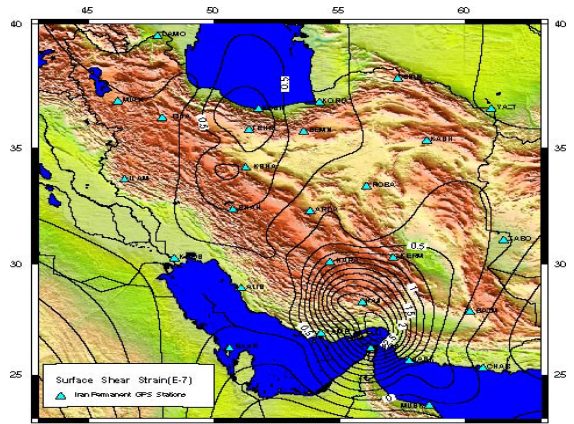
ستون چهارم جدول (۲) نشان‌دهنده نرخ ممان لرزه‌ای در واحد سطح است. از این کمیت می‌توان برای مقایسه بین نرخ ممان لرزه‌ای مناطق استفاده نمود (شکل ۸). طبق این ستون منطقه جنوب‌شرقی ایران دارای بیشترین نرخ بوده که این امر با زلزله‌های رخ داده در طول این چند سال هماهنگی دارد. البرز مرکزی نیز پس از جنوب‌شرقی دارای نرخ بالاتری نسبت به بقیه مناطق است. زلزله‌خیز بودن این منطقه نیز به دلیل داشتن گسل‌های مهمی چون مشاء بر هیچ کس پوشیده نیست. نرخ ممان در واحد سطح برای پهنه‌های جنوب‌شرقی ایران و البرز مرکزی به ترتیب برابر با $5/7659 \times 10^{15}$ و $2/0147 \times 10^{15}$ در واحد $[Nm^{-1} yr^{-1}]$ می‌باشد. در حالی که این کمیت برای پهنه شمال شرقی دارای کمترین مقدار و برابر با $1/0833 \times 10^{15}$ است.

ستون پنجم جدول (۲) شامل نرخ ممان لرزه‌ای مناطق می‌باشد، که این مقادیر باید با نتایج بدست آمده از نرخ ممان لرزه‌ای حاصل از دو روش ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی مقایسه شود، که متأسفانه برای ایران این کمیت از دو روش دیگر محاسبه نشده است. بنابراین در حال حاضر بیشترین تأکید بر روی نرخ ممان لرزه‌ای در واحد سطح می‌باشد.



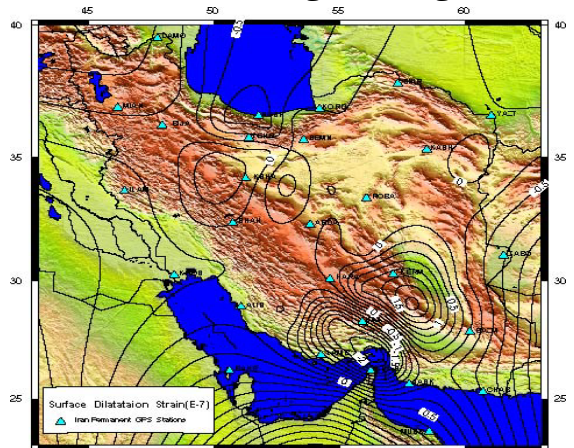
شکل ۸: پهنه بندی نرخ ممان لرزه‌ای بر اساس مشاهدات ژئودزی شبکه ژئودینامیک ایران.

شکل (۶) منحنی میزان های مربوط به کمیت برش را برای ایستگاه‌های شبکه فوق نشان می‌دهد. در نمایش گرافیکی این کمیت یک حرکت برشی در نواحی جنوب شرقی و بیشتر مایل به طرف جنوب ایران و هم چنین حرکت برشی خفیف‌تری نیز در البرز مشاهده می‌شود.



شکل ۶: منحنی میزانهای کمیت برش استخراجی از میدان عددی تنسور نرخ استرین بر روی شبکه ژئودینامیک ایران.

نمایش گرافیکی کمیت اتساع در شکل (۷) نیز نشان‌دهنده انقباض و انبساطی در حوالی جنوب‌شرقی ایران است. حرکت انبساطی در حوالی کرمان و بم و حرکت انقباضی در تنگه هرمز و بندرعباس می‌باشد. حرکتی مشابه ولی بصورت خفیف‌تر در البرز نیز دیده می‌شود. در این قسمت حرکت انقباضی در البرز و حرکت انبساطی در زاگرس شمالی می‌باشد. در بقیه نواحی حرکت خاصی مشاهده نمی‌شود.



شکل ۷: منحنی میزانهای کمیت اتساع استخراجی از میدان عددی تنسور نرخ استرین بر روی شبکه ژئودینامیک ایران.

در این مرحله با استفاده از مؤلفه‌های تنسور ممان، نرخ ممان لرزه‌ای برای ایران بدست آمد. با توجه به

-
- 5 - Grafarend, E. W. and Voosoghi, B. (2003). "Intrinsic deformation analysis of Earth's surface based on displacement fields derived from space geodetic measurement, Case studies: present-day deformation patterns of Europe and of the Mediterranean area (ITRF data sets)." *J. Journal of Geodesy*, Vol. 77, PP. 303-326.
- 6 - Masson, F. and Chery, J. (2005). "Seismic versus a seismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data." *Geophys. J. Int.* Vol. 160, PP. 217-226.
- 7 - Savage, J. C. and Simpson, R. W. (1997). *Surface strain accumulation and seismic moment tensor*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, No. 5, PP. 1345-1353.
- 8 - Anderson, J. G. (1979). *Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 69, No. 1, PP. 135-158.
- 9 - Vanicek, P. and Krakiwsky, E. (1986). *Geodesy: the concepts*, Elsevier Science.
- 10 - Vernant, P. H. and Nilforoushan, F. (2004). "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman." *Geophys. J. Int.*, Vol. 157, PP. 381-398.
- 11 - Ward, S. N. (1994). *A multidisciplinary approach to seismic hazard in Southern California*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, PP. 1293-1309.
- 12 - Ward, S. N. (1998). "On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: The United States." *Geophys. J. Int.*, Vol. 134, PP. 172-186.
- 13 - Ward, S. N. (1998). "On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: The Europe" *Geophys. J. Int.*, Vol. 135, PP. 1011-1018.
- 14 - Kostrov, V. V. (1974). *Seismic moment and energy of earthquake and seismic flow of rock*, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*1. PP. 23-40.
- 15 - Djamour, Y. (2004). *Contribution of the Geodesy (GPS and leveling) to study the tectonic deformation and seismic hazard on Tehran area (Alborz mountains, Iran)*, PhD Thesis, University of Montpellier II, Montpellier, France.
- 16- Shahamat Afshord, A. (2003). *The role of infinitesimal rotation tensor as a deformation measure in study of geodynamic phenomena in Iran*, MSc. Thesis, Faculty of geodesy and geomatics Eng., K.N.Toosi university of technology, Tehran, Iran.
- 17- Pour Kermani, M. and Ariyan, M. (1997). *Seismotectonics*, Technical report, Dezab consulting Eng. Company, Tehran, Iran.
- 18- Pour Kermani, M. and Ariyan, M. (1998). *Seismicity of Iran*, Shahid Beheshti university publishers, Tehran, Iran
- 19 - Terada, T. and Miyabe, N. (1929). *Deformation of the earth crust in Kiransai District and its relation to the orographic feature*, Bulletin of the Earthquake research Institute, Univ. of Tokyo, Japan, Vol. 7, PP. 223-241.

واژه های انگلیسی به ترتیب استفاده در متن

- 1 - Seismic hazard
2 - Finite Difference
-