

معیار دوران متوسط نووژیلو به عنوان یک پارامتر اسکالر تغییر شکل سطح زمین در مقیاس محلی (مطالعه موردی: شمال غرب ایران)

رحیم جوادی آذر^۱، بهزاد وثوقی^{۲*} و میر رضا غفاری رزین^۳

۱. فارغ التحصیل کارشناس ارشد، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۲. دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۳. فارغ التحصیل دکتری، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۱۰/۲۹، پذیرش نهایی: ۹۵/۱۱/۵)

چکیده

در این مقاله به بررسی یک معیار عددی جدید به نام نووژیلو جهت محاسبه دوران متوسط به کمک روش تفاضل محدود در فضای پوسته زمین و در محدوده شمال غرب ایران به ویژه شمال گسل تبریز پرداخته شده است. برای رسیدن به این هدف ابتدا تنسورهای استرین و دوران خطی، روی سطح پوسته زمین بر مبنای نظریه پوسته در مکانیک محیط‌های پیوسته، با استفاده از روش تفاضل محدود محاسبه شده و سپس معیار دوران متوسط نووژیلو با استفاده از مؤلفه‌های تنسورهای استرین و دوران خطی استخراج می‌شود. نتایج به دست آمده از تنسورهای استرین و دوران خطی در فضای پوسته با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۵ ایران سراسری، تطابق خوبی با نتایج کارهای قبلی دارد. نتایج به دست آمده از معیار دوران متوسط نووژیلو در فضای پوسته بخشی از فلات آذربایجان، نشان دهنده آن است که بیشترین دوران راستگرد به مقدار $(2/975 \pm .631 \text{ deg/Myr})$ به منطقه ایستگاه YKKZ مربوط است. ویژگی مهم بررسی معیار دوران متوسط نووژیلو روی پوسته زمین در مقایسه با بررسی این معیار در سیستم مختصات کارترین، این است که نتایج به دست آمده روی پوسته زمین، به نتایج مطالعات قبلی که روی دوران بلوک‌ها در مناطق مختلف آذربایجان صورت گرفته، بسیار نزدیک است. دقت به دست آمده برای این معیار در فضای پوسته در اکثر ایستگاه‌ها قابل قبول است.

واژه‌های کلیدی: تغییر شکل پوسته زمین، تنسور کرنش خطی، تنسور دوران خطی، دوران متوسط نووژیلو، فلات آذربایجان.

۱. مقدمه

شناخته شده زمین لرزه‌ای ایران است (زارع، ۱۳۸۰). یکی از اساسی‌ترین و مهم‌ترین زمینه‌های تحقیقاتی جدید در ژئودزی، مدل‌سازی تغییر شکل‌های زمین در مقیاس‌های محلی و جهانی و نیز بررسی عوامل ایجاد کننده تغییر شکل و عرضه روش‌های محاسباتی گوناگون به منظور تعیین جابه‌جایی‌های پوسته زمین است. در سالیان اخیر، تکنیک‌های ژئودزی فضایی منابع جدید با دقت بالا و قابل اعتمادی از اطلاعات را جهت تعیین موقعیت ژئودتیک مهیا کرده است که جهت آشکارسازی و کمی‌سازی تغییر شکل‌های سطح زمین به کار رفته‌اند (جعفری، ۱۳۸۸). ترادا و میایی (۱۹۲۹) از اولین کسانی است که در

به‌طور کلی می‌توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین‌ساختی، در میان چهار گسل امتداد لغز اصلی قرار گرفته است؛ این چهار مرز شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در باختر و سامانه گسلی تالش و آستارا در مرز خاوری و همچنین خطواره مغناطیسی خاورمیانه در مرز جنوب خاوری معروف به گسل میانه-اردبیل هستند. این چهار خطواره محدوده‌ای لوزی شکل به وجود می‌آورند که فلات آذربایجان شرقی در آن قرار گرفته است. گسل شمال تبریز که از بخش‌های شمال خاوری، شمال و شمال باختری شهر تبریز عبور می‌کند، به دلیل وقوع زمین لرزه‌های متعدد تاریخی و دوازده بار تخریب کامل شهر تبریز از گسل‌های

در کشور سوئد) را محاسبه کردند. موسوی و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از داده‌های ۴۷ ایستگاه GPS در شمال شرق ایران میدان سرعت را محاسبه کرده و با استفاده از آن به توصیف دوران صلب جنوب دریای خزر حول قطب اولر پرداختند. ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) نرخ مؤلفه‌های اصلی استرین و استرس به‌دست آمده از بردارهای سرعت حاصل از مشاهدات ژئودتیکی را محاسبه کردند. کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) تجمع کرنش در شمال گسل تبریز که از سری زمانی InSAR نتیجه گرفته شده است را مورد مطالعه قرار دادند.

در این مقاله محدوده شمال باختر ایران در شمال گسل تبریز در فاصله طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۴۸ درجه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شمالی بررسی می‌شود. با استفاده از مفاهیم و روابط وثوقی (۲۰۰۰) به بررسی یک معیار عددی جدید برای محاسبه دوران متوسط که در سال ۱۹۴۸ توسط نووژیلو مطرح شده است، به کمک روش تفاضل محدود، پرداخته می‌شود. برای این کار و آنالیز نتایج از مشاهدات ایستگاه‌های GPS سال ۲۰۰۵ ایران سراسری استفاده می‌شود. این موضوع بدین جهت انتخاب شده که در ایران این معیار با روش تفاضل محدود تا به حال بررسی نشده است. همچنین در این مقاله مقایسه‌ای بین فضای پوسته زمین و سیستم مختصات کارتیزین در بررسی معیار دوران متوسط نووژیلو صورت می‌گیرد.

۲. بیان تنسورهای تغییر شکل به کمک بردار جابه‌جایی تعیین معادلات تغییر شکل دشوار است و در عمل آن چیزی که از طریق مشاهدات ژئودتیکی حاصل می‌شود، بردار جابه‌جایی است، بنابراین برای کاربردهای عملی، بیان معادلات مربوط به تنسورهای تغییر شکل، بر اساس بردار جابه‌جایی مناسب‌تر است. بنابراین در این مقاله مبادرت به بیان معیارهای تغییر شکل سطح به عنوان بردار جابه‌جایی شده است. در شکل ۱ حالت جاری و مرجع یک ماده

بررسی جابه‌جایی‌های پوسته‌ای و برآورد کرنش متناظر با آن، با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی در یک شبکه مسطحاتی گام برداشت. از آن زمان تاکنون، تحقیقات بسیاری از سوی دانشمندان ژئودزی در زمینه تغییر شکل‌های ژئودینامیکی و عرضه راهکارها و نظریه‌های گوناگون بررسی هندسی آن، صورت پذیرفته است. آلتینر (۱۹۹۹) با استفاده از مفاهیم هندسه دیفرانسیلی معرفی شده توسط هیتز (۱۹۸۸)، روابط نظریه تحلیلی تغییر شکل سطح پوسته زمین را استخراج کرده است. وثوقی (۲۰۰۰) با تکیه بر مفاهیم نظریه پوسته در مکانیک محیط‌های پیوسته، روابط هندسه ذاتی و غیرذاتی تغییر شکل سطح زمین را با دو نگرش لاگرائزی و اولری آنالیز کرده است. شهامت (۱۳۸۱) به بررسی نقش تنسور دوران به عنوان یک معیار تغییر شکل در مطالعه پدیده‌های ژئودینامیکی ایران پرداخته است. موسوی (۱۳۸۴) میدان استرین در ایران را با دو روش متفاوت اجزای محدود و تفاضل محدود محاسبه کرده است. ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از ۲۶ ایستگاه GPS که در ایران و شمال عمان طراحی شده است، به محاسبه میدان سرعت و تنسور استرین پرداختند. جمور و همکاران (۱۳۸۶) با استفاده از داده‌های مربوط به فاز اولیه شبکه دائم GPS ایران که در سال ۱۳۸۳ راه‌اندازی شد، به محاسبه میدان سرعت و همچنین میدان استرین و دوران با روش اجزای محدود پرداختند. رئوفیان نایینی (۱۳۸۷) تعیین تغییر شکل با استفاده از هندسه ذاتی را با نتایج دو روش متفاوت در ایران مقایسه کرده است. زمانی قره‌چمنی (۱۳۹۰) مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس) را مطالعه کرد. جمور و همکاران (۲۰۱۱) کینماتیک شمال غرب ایران و شرق کشور ترکیه را با استفاده از نتایج حاصل از شبکه‌های دائم ایستگاه‌های GPS در ایران بررسی کردند. نیلفروشان و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های GPS بین سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۱، سرعت افقی و میدان نرخ استرین در دریاچه وانرن

همگشت جدید و q^2 مختصات منحنی الخط سطح در حالت جاری می‌باشند.

بنابراین تنسورهای تغییر شکل کوشی-گرین را می‌توان به صورت رابطه (۵) به دست آورد (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$C_{\Lambda\Theta} = C_{\Theta\Lambda} = \langle \bar{C}_\Lambda, \bar{C}_\Theta \rangle \quad (5)$$

\bar{C}_Λ و \bar{C}_Θ بردارهای پایه همگشت جدید و همچنین تنسور تغییر شکل کوشی-گرین چپ می‌باشند.

جهت به دست آوردن تنسور تغییر شکل لاگرانژ بر حسب بردار جابه‌جایی، این تنسور را با استفاده از ضرب اسکالری بردارهای پایه $C_{\Lambda\Theta}$ و تعریف بردار جابه‌جایی \bar{u} می‌توان نوشت (وثوقی، ۲۰۰۰).

$$C_{\Lambda\Theta} = \langle \bar{C}_\Lambda, \bar{C}_\Theta \rangle = \langle \frac{\partial \bar{x}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{x}}{\partial Q^\Theta} \rangle = \langle \frac{\partial(\bar{u} + \bar{X} - \bar{b})}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial(\bar{u} + \bar{X} - \bar{b})}{\partial Q^\Theta} \rangle = \langle \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Theta} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Theta} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Theta} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Theta} \rangle \quad (6)$$

$$E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2}(C_{\Lambda\Theta} - A_{\Lambda\Theta}) = \frac{1}{2} \langle \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Theta} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Theta} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{X}}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial \bar{u}}{\partial Q^\Theta} \rangle \quad (7)$$

$\Lambda, \Theta = 1, 2$

نمایش داده شده است.

می‌توان بردار جابه‌جایی را به صورت رابطه (۱) نشان داد (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$\bar{u} = \bar{x} - \bar{X} + \bar{b} \quad (1)$$

که \bar{u} بردار جابه‌جایی، \bar{b} بردار انتقال، \bar{X} بردار موقعیت در حالت مرجع و \bar{x} بردار موقعیت در حالت جاری می‌باشد. بردارهای پایه همگشت به شکل رابطه (۲) تعریف می‌شود (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$\bar{A}_\Lambda = \partial \bar{X} / \partial Q^\Lambda \quad (2)$$

Q^Λ مختصات منحنی الخط سطح در حالت مرجع و \bar{A}_Λ بردار پایه همگشت در حالت مرجع هستند.

از ضرب داخلی بردارهای پایه همگشت تنسورهای متریک به صورت رابطه (۳) حاصل می‌شود (وثوقی، ۲۰۰۰):

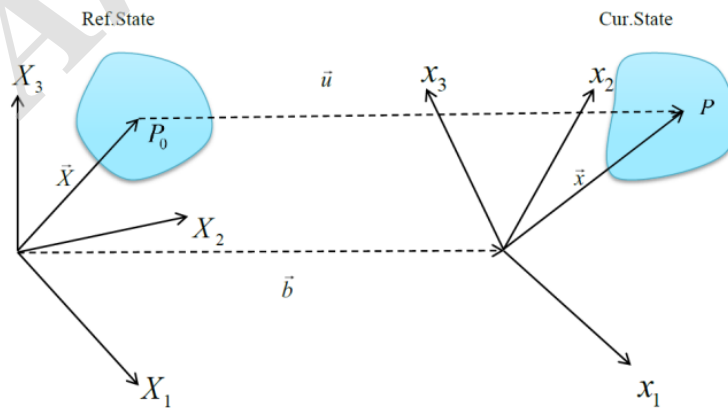
$$A_{\Lambda\Theta} = \langle \bar{A}_\Lambda, \bar{A}_\Theta \rangle \quad (3)$$

\bar{A}_Θ و \bar{A}_Λ بردارهای پایه همگشت در حالت مرجع و همچنین $A_{\Lambda\Theta}$ تنسور متریک سیستم مختصات همگشت در حالت مرجع هستند.

بردار پایه همگشت جدید به صورت رابطه (۴) تعریف می‌شود (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$\bar{C}_\Lambda(Q^\Phi) = \bar{a}_\lambda \frac{\partial q^\lambda}{\partial Q^\Lambda} = \frac{\partial \bar{x}}{\partial q^\lambda} \frac{\partial q^\lambda}{\partial Q^\Lambda} = \frac{\partial \bar{x}}{\partial Q^\Lambda} \quad (4)$$

\bar{a}_λ بردار پایه همگشت در حالت جاری، \bar{C}_Λ بردار پایه



شکل ۱. نمایش حالت جاری و مرجع

XY از چهارچوب مرجع X, Y, Z در نقطه P باشد. بعد از تغییر شکل \vec{N}_Z به \vec{n}_Z در P تبدیل می‌شود. حال اگر \vec{n}_Z را در صفحه XY تصویر کنیم، زاویه بین \vec{n}_Z و \vec{N}_Z (θ_Z) از رابطه (۱۱) به دست می‌آید (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$\tan \theta_Z = \frac{y_{,x} \cos^2 \Phi + (y_{,y} - x_{,x}) \sin \Phi \cos \Phi - x_{,y} \sin^2 \Phi}{x_{,x} \cos^2 \Phi + y_{,y} \sin^2 \Phi + (y_{,x} + x_{,y}) \sin \Phi \cos \Phi} \quad (11)$$

$$= \frac{-\tilde{R}_{XY} + \tilde{E}_{XY} \cos 2\Phi + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} - \tilde{E}_{XX}) \sin 2\Phi}{1 + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} + \tilde{E}_{XX}) - \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} - \tilde{E}_{XX}) \cos 2\Phi + \tilde{E}_{XY} \sin 2\Phi}$$

\tilde{R}_{XX} مؤلفه تنسور دوران خطی و همچنین \tilde{E}_{XY} و \tilde{E}_{YY} مؤلفه‌های تنسور استرین خطی می‌باشند. رابطه ۱۱ در Φ با پیروی π متناوب است. بنابراین θ_Z در ناحیه $0 \leq \theta \leq \pi$ به جز در زوایای $\theta_Z = 0$ و $\theta_Z = \pi$ تعریف شده است. نوژیولو مقدار زیر را به عنوان میزان دوران معین کرد (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$\langle \tan \theta_Z \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \tan \theta_Z(\Phi) d\Phi \quad (12)$$

با توجه به قسمت دوم رابطه (۱۱) و (۱۲) می‌توان نوشت (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$\langle \tan \theta_Z \rangle = -\frac{1}{2\pi} \tilde{R}_{XY} \int_0^{2\pi} \left(\frac{d\Phi}{1 + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{XX} + \tilde{E}_{YY}) + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{XX} - \tilde{E}_{YY}) \cos 2\Phi} + \frac{\tilde{E}_{XY} \sin 2\Phi}{\sqrt{(1 + \tilde{E}_{XX})(1 + \tilde{E}_{YY}) - \tilde{E}_{XY}^2}} \right) d\Phi \quad (13)$$

رابطه نهایی که آقای نوژیولو به آن دست یافت، به صورت رابطه (۱۴) است (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$\langle \tan \theta_Z \rangle = \frac{-\tilde{R}_{XY}}{\sqrt{(1 + \tilde{E}_{XX})(1 + \tilde{E}_{YY}) - \tilde{E}_{XY}^2}} \quad (14)$$

همچنین رابطه‌ای که در این تحقیق بر اساس آن معیار دوران متوسط نوژیولو روی پوسته زمین محاسبه می‌شود، از رابطه (۱۵) محاسبه می‌شود:

$$\langle \tan \theta_Z \rangle = \frac{-\tilde{R}_{\Lambda\Phi}}{\sqrt{(1 + \tilde{E}_{\Lambda\Lambda})(1 + \tilde{E}_{\Phi\Phi}) - \tilde{E}_{\Lambda\Phi}^2}} \quad (15)$$

$\tilde{R}_{\Lambda\Phi}$ مؤلفه تنسور دوران خطی در حالت لاگرانژی روی پوسته و همچنین $\tilde{E}_{\Lambda\Lambda}$ و $\tilde{E}_{\Lambda\Phi}$ و $\tilde{E}_{\Phi\Phi}$ مؤلفه‌های تنسور استرین خطی در حالت لاگرانژی روی پوسته هستند.

مشاهده می‌شود که تنسورهای تغییرشکل غیرحساس به بردار انتقال \vec{b} هستند (وثوقی، ۲۰۰۰)، بنابراین بردار انتقال \vec{b} برای محاسبات در نظر گرفته نمی‌شود. فرم غیربرداري رابطه (۷) به صورت رابطه (۸) خواهد بود (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle \right) \quad (8)$$

$$I = 1, 2, 3$$

که U^I مختصات کارترین بردار جابه‌جایی و X^I مختصات کارترین بردار موقعیت \vec{X} است.

۲.۱. خطی‌سازی روابط آنالیز تغییر شکل سطح

عبارت‌های خطی روابط ۶ و ۷ و ۸ با حذف قسمت‌های غیرخطی این عبارت‌ها (به دلیل کوچک بودن قسمت‌های غیرخطی) به دست می‌آیند (ونیچک و کراکیوسکی، ۱۹۸۲). از مزایای روابط خطی شده، سادگی آنهاست. تنسورهای استرین و دوران خطی شده در دو حالت لاگرانژی و اولری به صورت رابطه (۹) خواهند بود (وثوقی، ۲۰۰۰):

$$\tilde{E}_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle \right) \quad (9)$$

$$\tilde{e}_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda}, \frac{\partial x^i}{\partial q^\theta} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial x^i}{\partial q^\lambda}, \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} \right\rangle \right)$$

$$\tilde{R}_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle - \left\langle \frac{\partial X^I}{\partial Q^\Lambda}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^\Theta} \right\rangle \right) \quad (10)$$

$$\tilde{r}_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial u^i}{\partial q^\lambda}, \frac{\partial x^i}{\partial q^\theta} \right\rangle - \left\langle \frac{\partial x^i}{\partial q^\lambda}, \frac{\partial u^i}{\partial q^\theta} \right\rangle \right)$$

که u^i مختصات کارترین بردار جابه‌جایی و x^i مختصات کارترین بردار موقعیت \vec{x} می‌باشند.

۳. تئوری دوران متوسط نوژیولو

در سال ۱۹۴۸ معیاری برای دوران متوسط، توسط آقای نوژیولو مطرح شد که اهمیت تنسورهای دوران \tilde{r}_{kl} و \tilde{R}_{KL} را نشان می‌دهد.

فرض می‌کنیم در شکل ۲، بردار واحد در صفحه

که در آن m تعداد کل نقاط شبکه، n تعداد نقاط متصل به نقطه j ام، $(a, b, c)_j^T$ مقادیر ثابت، u_i, v_i, w_i مؤلفه‌های بردار جابه‌جایی نقطه i ام و $r_i = (r_{ui}, r_{vi}, r_{wi})$ بردار باقیمانده‌های این جابه‌جایی‌ها هستند (موسوی، ۱۳۸۴).

$$\begin{aligned} u_i &= \hat{X}_i^{(2)} - \hat{X}_i^{(1)} \\ v_i &= \hat{Y}_i^{(2)} - \hat{Y}_i^{(1)} \\ w_i &= \hat{Z}_i^{(2)} - \hat{Z}_i^{(1)} \end{aligned} \quad (17)$$

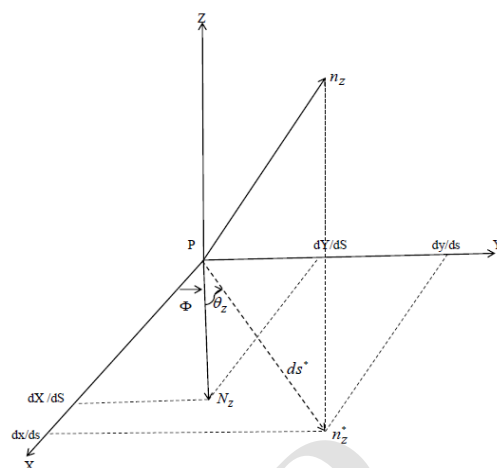
$(\hat{X}_1^{(1)}, \hat{Y}_1^{(1)}, \hat{Z}_1^{(1)})$ و $(\hat{X}_1^{(2)}, \hat{Y}_1^{(2)}, \hat{Z}_1^{(2)})$ مختصات‌های سرشکن شده نقطه i ام شبکه در دو مقطع زمانی اول و دوم هستند. در رابطه (۱۴) تمامی دوازده پارامتر دارای اندیس j ، مجهولات مسأله هستند. همچنین در این رابطه ضرایب x_i, y_i, z_i از تفاضل مختصات نقطه j ام از مختصات i ام به دست می‌آیند. با نوشتن سه معادله فوق برای نقطه مورد نظر و نقاط مجاورش، $3(n+1)$ معادله ماتریسی (۱۸) به دست می‌آید (موسوی، ۱۳۸۴):

$$d_j = A_j X_j + r_j \quad (18)$$

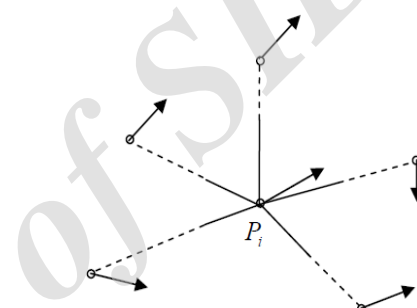
که در رابطه (۱۸) A_j ماتریس مربوط به نقطه j ام، X_j بردار پارامترهای تغییر شکل مجهول مربوط به این نقطه، d_j برداری شامل جابه‌جایی‌های مربوط به نقطه مورد نظر و نقاط مجاورش در دو مقطع زمانی مختلف و نیز بردار باقیمانده‌هاست.

۵. مدل زمین‌ساخت فلات آذربایجان

فلات ایران شامل دو کمربند کوهستانی اصلی، یعنی البرز در شمال و زاگرس در جنوب و باختر ایران است که بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا را تشکیل داده‌اند. آذربایجان نیز شامل رشته کوه البرز (باختری)، تالش (در بخش باختری) و قفقاز کوچک در شمال است که همراه با رشته کوه‌های درون فلات آذربایجان پیچیدگی‌های خاصی را به این بخش از ایران بخشیده‌اند. آذربایجان میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با فاصله از زاگرس در جنوب قرار گرفته است و بسیاری از



شکل ۲. تصویر دوران بردار \vec{N}_z در صفحه



شکل ۳. ساختار پایه در روش تفاضلی محدود (موسوی، ۱۳۸۴).

۴. تئوری مربوط به روش تفاضل محدود

در روش تفاضلی فرض می‌شود که پارامترهای تغییر شکل در هر نقطه (ایستگاه شبکه) به وسیله نقاط مجاور که توسط مشاهدات به این نقطه متصل هستند، قابل تعریف می‌باشند. شکل ۳ نشان‌دهنده ساختار پایه در روش تفاضلی محدود است.

در حالت سه‌بعدی می‌توان مؤلفه‌های بردارهای جابه‌جایی مربوط به ایستگاه i ام را به صورت رابطه (۱۶) نوشت (موسوی، ۱۳۸۴):

$$\begin{aligned} u_i &= \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_j x_i + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_j y_i + \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_j z_i + a_j + r_{ji} \\ v_i &= \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_j x_i + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_j y_i + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_j z_i + b_j + r_{ji} \\ w_i &= \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_j x_i + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)_j y_i + \left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)_j z_i + c_j + r_{ji} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} i &= 1, \dots, n+1 \\ j &= 1, \dots, m \end{aligned}$$

جنوب اهر سامانه راندگی گسترده‌ای را در بخش‌های میانی فلات آذربایجان (آذربایجان شرقی) ایجاد کرده‌اند. در بخش شمال شهر میانه گسل جنوب بزکش که بربریان (۱۹۹۷) نیز به آن اشاره کرده، به‌عنوان راندگی پیش رو در این منطقه معرفی شده است. در جنوب شهر سراب و در محدوده روستای دامباران راندگی سنگ‌های آهکی روی سنگ‌های رسوبی صورت گرفته است. در نقشه‌های تهیه‌شده توسط بربریان (۱۹۹۷) به چنین راندگی در شمال بزکش اشاره شده است.

در بخش شمال فلات آذربایجان شرقی یعنی کوه‌های ارسباران، راندگی‌های بسیاری عمل کرده‌اند که روند کلی آن‌ها به‌طور عموم به موازات بخش مرکزی-خاوری رود ارس است. این راندگی‌ها به‌صورت ساخت‌های انباشته، ارتفاعات ارسباران را به وجود آورده‌اند که به‌ویژه از شمال شهر کلیبر تا دشت مغان یک کمربند چین‌خورده-رانده متمایز را شکل داده‌اند. به‌طور کلی ساختارهای فشارشی مانند چین‌های در ارتباط با گسل‌های رانده در این محدوده به فراوانی در نقشه‌های زمین‌شناسی و صحرا قابل‌شناسایی هستند (زمانی قره‌چمنی، ۱۳۹۰).

تصویر سرعت باقی‌مانده مدل بلوک به همراه بیضی اطمینان ۹۵٪ برای مدل پیشنهادی در محدوده شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه در شکل ۵-الف توسط جمور و همکاران (۲۰۱۱) نمایش داده شده است که CIB مدل بلوک ایران مرکزی، LCT بلوک قفقاز کوچک-تالش و TIP بلوک صفحه ایرانی-ترکیه‌ای است.

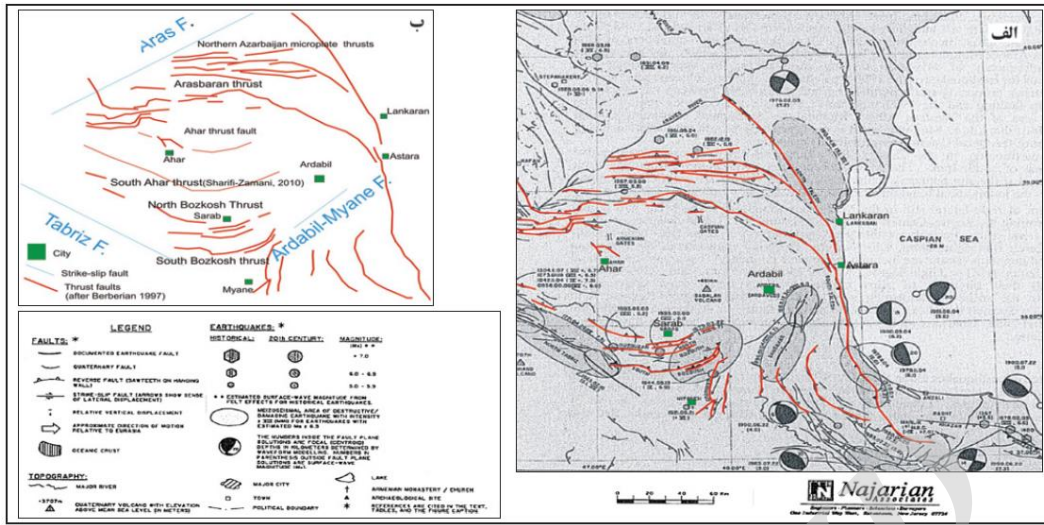
تصویر نرخ لغزش گسل (mm/yr) که از مدل بلوک شکل ۵-الف استنتاج شده است نیز در شکل ۵-ب نمایش داده شده است. عددهای بدون پرانتز نشان‌دهنده نرخ امتداد لغز هستند که علامت مثبت نمایان‌گر راست‌گرد بودن آن است (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). همچنین چرخش‌های موضعی در مرکز المان‌های مثالی متشکل از ایستگاه‌های GPS در ایران در شکل ۵-ج نمایش داده شده است.

گسل‌های اصلی و بزرگ از جمله گسل تبریز و گسل ارس در بخش باختری محدوده مورد مطالعه میرا می‌شوند. بنابراین کینماتیک این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تأثیر متقابل پایانه‌های گسلی آن‌ها، این منطقه را تحت تأثیر خواهد داشت (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶).

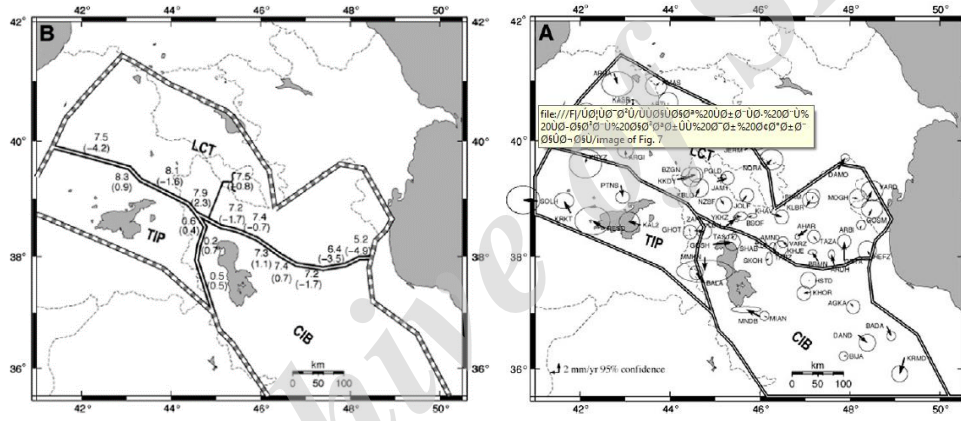
در این ناحیه دو فاز جوان زمین‌ساختی در سنوزویک تأثیر گذاشته است که شامل فاز اول در ائوسن پسین و فاز دوم در میوسن میانی بوده‌اند. فاز اول با تنش فشارشی، روند NE-SW دارد و رویداد کوتاه‌شدگی دوم نیز فاز فشارشی است که موجب فرارانش‌های آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). عملکرد فازهای زمین‌ساختی یادشده سبب شده است که گستره دگرشکلی و پیچیدگی فرآیندهای دگرشکلی در این منطقه از سرزمین ایران، فراتر از حد معمول باشد و بنابراین این منطقه مکان بی‌همتایی شده است که می‌تواند دانش ما را از پدیده برخورد قاره‌ای بالا ببرد.

علم سنجش از دور ابزار مناسبی برای بررسی و مطالعات در مقیاس‌های کوچک، در مناطقی است که گستردگی زیادی دارند و امکان مطالعه آن‌ها به‌صورت جزء به جزء وجود ندارد. بررسی‌های دورسنجی در بخش‌های شمال خاوری و جنوبی فلات آذربایجان وجود ساختارهای انباشته را مشخص کرده است که شواهد زمین‌ساخت فشارشی و راندگی هستند. در محدوده آذربایجان شرقی، از رود ارس تا محدوده شمال شهر میانه، می‌توان در مقیاس کوچک پنج گروه از گسل‌ها را که شامل گسل کلیبر، گسل جنوب اهر، گسل شمال بزکش، گسل جنوب بزکش و گسل‌های رانده پراکنده در جنوب میانه هستند، تشخیص داد (شکل ۴). کارهای دیگر پژوهشگران (بربریان، ۱۹۹۷) در این منطقه و نیز بررسی‌های این پژوهش نشان داده است که در بیشتر این گسل‌ها سامانه‌های راندگی حاکم است.

بربریان (۱۹۹۷) گسل‌هایی را در شمال شهر اهر با سازوکار راندگی معرفی کرده است که همراه با راندگی

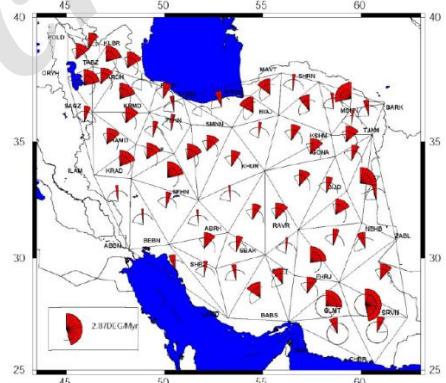


شکل ۴. الف) نقشه چشمه‌های لرزه‌ای و گسل‌های فعال در شمال باختر ایران (بربریان، ۱۹۹۷) و ب) نمایش رانگی‌های معرفی شده توسط بربریان (۱۹۹۷) که در نقشه پررنگ شده است.



(ب)

(الف)



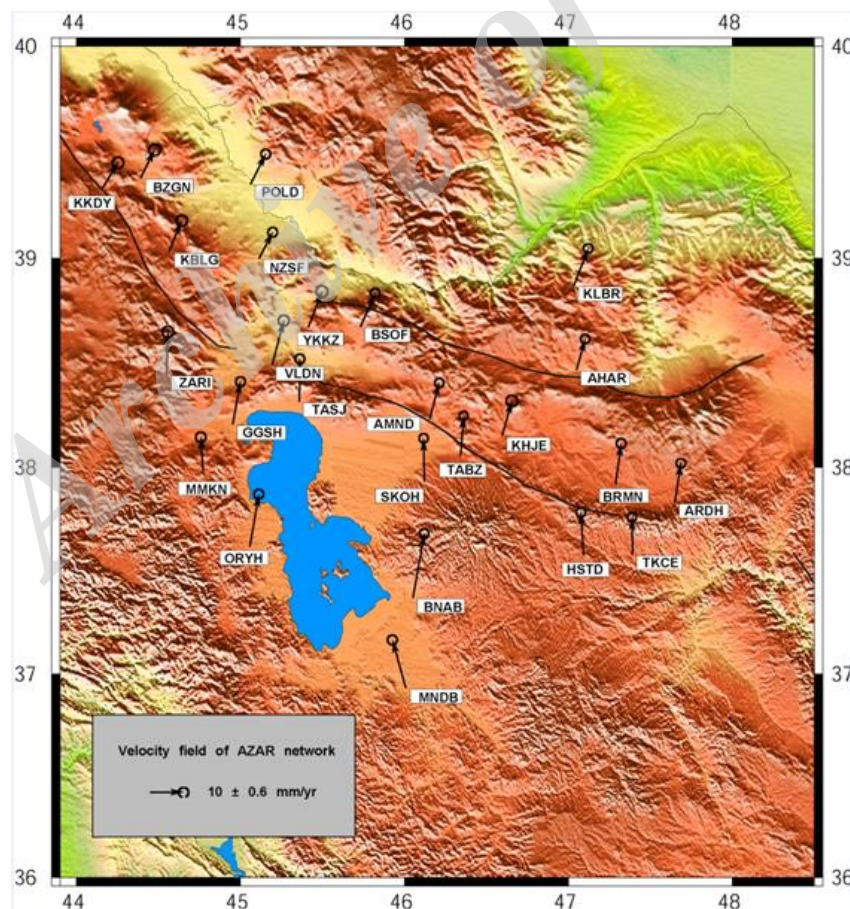
(ج)

شکل ۵. الف) تصویر سرعت باقی مانده مدل بلوک به همراه بیضی اطمینان ۹۵٪ برای مدل پیشنهادی، CIB مدل بلوک ایران مرکزی، LCT بلوک قفقاز کوچک-تالش، TIP بلوک صفحه ایرانی- ترکیه‌ای (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). ب) تصویر نرخ لغزش گسل (mm/yr) که از مدل بلوک شکل ۵- الف استخراج شده است. عددهای بدون پرانتز نرخ امتدادلغز هستند که علامت مثبت نشان‌دهنده راست‌گرد بودن است (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). ج: چرخش‌های موضعی (جمور و همکاران، ۱۳۸۶).

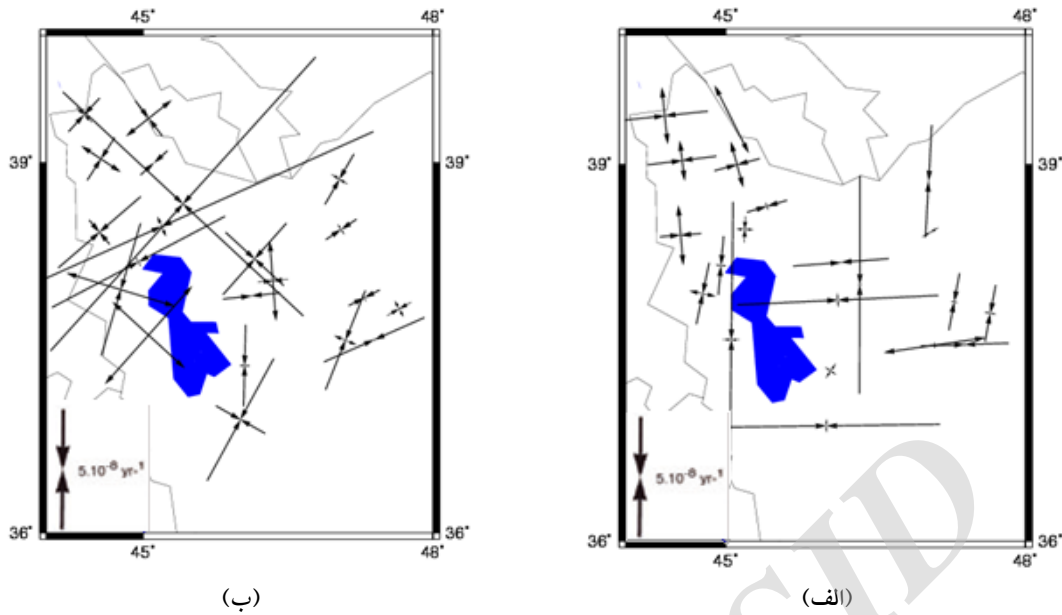
۶. نتایج عددی

مختصات ایستگاه‌ها به همراه میدان سرعت آن‌ها و تعیین میدان استرین مهم‌ترین پارامترها در تعیین تغییرشکل سطحی پوسته هستند. برآورد اولیه از میدان سرعت پوسته زمین مخصوصاً در مناطق زلزله‌خیز و در نزدیکی گسل‌ها می‌تواند اطلاعات باارزشی را از ساختار ژئودینامیکی و نیز چگونگی فعالیت گسل‌ها در اختیار قرار دهد. امروزه این امر توسط ایستگاه‌های شبکه‌های ژئودینامیکی انجام می‌گیرد. با استفاده از مختصات ایستگاه‌ها و پردازش سری زمانی آن‌ها می‌توان به برآورد اولیه‌ای از میدان سرعت دست‌یافت. در ایران سازمان نقشه‌برداری کشور متولی پردازش و ارائه بردارهای سرعت مربوط به ایستگاه‌های شبکه ژئودینامیک است.

شکل ۶ بردارهای سرعت پوسته در شمال‌غرب ایران را نسبت به صفحه اوراسیا به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد نشان می‌دهد. شکل ۷-الف نمایش دهنده مؤلفه‌های فشارش و کشش روی پوسته زمین در منطقه شمال‌غرب ایران با استفاده از مشاهدات GPS سال ۲۰۰۵ ایران سراسری است. نتایج به دست آمده از محاسبه کرنش روی پوسته زمین نشان‌دهنده آن است که مؤلفه‌های فشارش در این منطقه با واقعیت فیزیکی پوسته زمین، همان‌گونه که نتایج مطالعات پیشین (بربریان، ۱۹۹۷ و زمانی قره‌چمنی، ۱۳۹۰) نشان می‌دهد، مطابقت دارد. شکل ۷-ب نشان‌دهنده تسور کرنش دوبرعده‌ای در ایستگاه‌های GPS با استفاده از مشاهدات ژئودیتیک سال ۲۰۰۵ ایران سراسری در سیستم مختصات کارترین است.



شکل ۶. بردارهای سرعت در منطقه شمال‌غرب ایران به دست آمده از بردارهای داده‌های ژئودیتیک ۲۰۰۵ ایران سراسری



شکل ۷. الف: تئسور کرنش روی پوسته زمین در ایستگاه‌های GPS در منطقه آذربایجان شرقی با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری. ب: تئسور استرین دوبعدی در ایستگاه‌های GPS در منطقه آذربایجان شرقی با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری در سیستم مختصات کارترین.

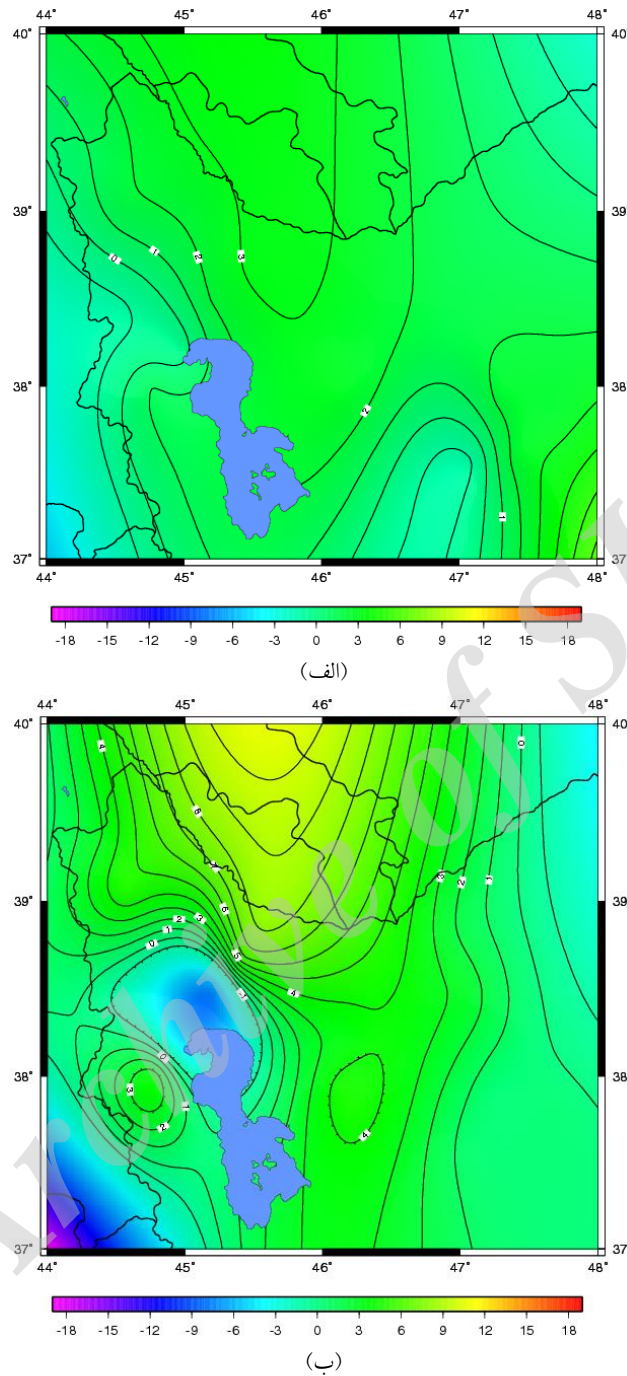
نتایج حاصل از مطالعات گذشته (جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ زارع، ۱۳۸۰ و فخرائی و همکاران، ۱۳۸۸) و همچنین مطالعه صورت گرفته روی ایستگاه‌های GPS ایران (جمور و همکاران، ۱۳۸۶) حاکی از یک حرکت راست‌گرد در اکثر مناطق آذربایجان شرقی به خصوص اطراف گسل تبریز می‌باشد. همان‌طور که در نتایج جدول ۱ مشاهده می‌شود، بیشترین دوران متوسط راست‌گرد در فضای پوسته به مقدار (۲/۹۷۵ deg/Myr) و مربوط به منطقه ایستگاه YKKZ است و همچنین بیشترین دوران متوسط چپ‌گرد در فضای پوسته به مقدار (-۱/۱۴۵ deg/Myr) و مربوط به منطقه ایستگاه ZARI است. در حالی که بیشترین دوران متوسط راست‌گرد در سیستم مختصات کارترین در منطقه مربوط به ایستگاه POLD و به مقدار (۷/۱۷۰ deg/Myr) می‌باشد و همچنین بیشترین دوران متوسط چپ‌گرد در سیستم مختصات کارترین در منطقه مربوط به ایستگاه VLDN و به مقدار (-۷/۲۰۷ deg/Myr) است. با توجه به نتایج حاصل از شکل ۸ و جدول ۱ در ایستگاه‌های AHAR, AMND, ARDH, BNAB, BRMN, KLBR, MNDB, ORYH, SKOH, TABZ, TKCE, YKKZ، شاهد یک دوران راست‌گرد در پوسته زمین با دقت خوب هستیم که به نوعی مطالعات انجام گرفته در قسمت مربوط به مدل زمین‌ساخت فلات آذربایجان نیز این مطلب را تأیید می‌کند. در ایستگاه‌های BZGN, GGSH, HSTD, MMKN, NZSF, POLD, VLDN, ZARI، نتایج با دقت کمی همراه است که دلیل این موضوع می‌تواند دوری ایستگاه‌ها از یکدیگر با توجه به روش انتخاب شده برای محاسبه معیار دوران متوسط نووژیلو در این مقاله باشد. با مقایسه‌ای که بین شکل‌های ۸-الف و ۸-ب و همچنین نتایج جدول ۱ با شکل‌های ۵-ب و ۵-ج صورت گرفته است، می‌توان مشاهده کرد که نتایج به دست آمده برای معیار عددی نووژیلو روی پوسته زمین از روش تفاضل محدود در محدوده شمال‌باختر ایران به نتایج مطالعات قبلی که راجع به دوران بلوک‌ها در مناطق شمال‌باختر ایران صورت پذیرفته و به خصوص مطالعات ژئودینامیکی که در ایستگاه‌های GPS (شکل ۵-ج) انجام گرفته است، نزدیک می‌باشد.

مقایسه صورت گرفته بین نتایج به دست آمده از فضای

سیستم مختصات کارتزین و فضای پوسته زمین حاکی از آن است که معیار دوران متوسط نووژیلو در فضای پوسته زمین به نحوه دوران بلوک‌ها و میزان چرخش بلوک‌ها در مناطق مختلف شمال غرب ایران نزدیک‌تر است و اعداد به‌دست‌آمده برای معیار عددی نووژیلو روی پوسته با واقعیت فیزیکی پوسته مطابقت بیشتری دارند. نتایج مربوط به محاسبه معیار عددی دوران متوسط نووژیلو برحسب درجه با طول و عرض جغرافیایی مربوط به ایستگاه‌ها به‌همراه دقت مربوط به نتایج، در جدول ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱. مقادیر عددی دوران متوسط نووژیلو روی پوسته در ایستگاه‌های GPS آذربایجان شرقی برحسب درجه به‌همراه دقت مربوط به نتایج (علامت مثبت نشان‌دهنده راستگرد بودن ایستگاه‌ها و علامت منفی نشان‌دهنده چپگرد بودن ایستگاه‌هاست).

	λ (deg)	φ (deg)	MeanRotation (deg/ Myr)	$\text{Sig}_{\text{MeanRotation}}$ (deg/ Myr)
AHAR	۴۷/۰۴۹	۳۸/۴۶۸	۱/۶۲۳	۰/۲۴۰
AMND	۴۶/۱۵۵	۳۸/۲۳۱	۲/۶۱۳	۰/۷۳۴
ARDH	۴۷/۶۵۰	۳۷/۸۲۸	۲/۳۹۷	۰/۳۸۰
BNAB	۴۶/۰۵۱	۳۷/۳۶۹	۱/۵۱۲	۰/۲۹۹
BRMN	۴۷/۲۸۸	۳۷/۹۱۹	۲/۱۵۸	۰/۳۵۸
BZGN	۴۴/۳۹۲	۳۹/۳۷۹	۱/۲۸۵	۲/۳۱۵
GGSH	۴۴/۹۵۳	۳۸/۲۰۷	-۰/۴۷۴	۲/۲۲۹
HSTD	۴۷/۰۹۴	۳۷/۵۷۶	-۰/۹۵۶	۲/۰۶۸
KBLG	۴۴/۵۶۴	۳۹/۰۳۰	۱/۶۹۲	۱/۶۰۳
KLBR	۴۷/۰۳۲	۳۸/۸۶۸	۱/۳۶۷	۰/۶۵۷
MMKN	۴۴/۷۷۰	۳۷/۹۸۵	۱/۰۱۳	۲/۹۰۸
MNDB	۴۶/۰۰۹	۳۶/۹۳۰	۱/۸۶۶	۰/۴۰۵
NZSF	۴۵/۱۱۴	۳۸/۹۹۸	۲/۳۸۹	۲/۰۰۸
ORYH	۴۵/۰۵۶	۳۷/۶۱۸	۱/۳۴۰	۰/۶۳۶
POLD	۴۵/۰۶۱	۳۹/۳۵۱	۲/۸۶۱	۴/۶۷۹
SKOH	۴۶/۱۲۲	۳۷/۹۳۳	۲/۷۶۳	۰/۲۸۳
TABZ	۴۶/۳۴۳	۳۸/۰۵۵	۲/۳۲۲	۰/۲۹۵
TKCE	۴۷/۳۹۲	۳۷/۵۷۹	۲/۱۸۳	۰/۴۱۱
VLDN	۴۵/۱۹۳	۳۸/۴۹۱	۲/۰۰۵	۳/۷۹۳
YKKZ	۴۵/۴۱۴	۳۸/۶۷۲	۲/۹۷۵	۰/۶۳۱
ZARI	۴۴/۵۴۹	۳۸/۴۴۵	-۱/۱۴۵	۳/۲۰۲



شکل ۸. الف: تصویر دوران حاصل از معیار عددی نوژیلو (deg/Myr) روی پوسته زمین با داده‌های ژئودتیک سال ۲۰۰۵ ایران سراسری، ب: تصویر دوران حاصل از معیار عددی نوژیلو (deg/Myr) در سیستم مختصات کارتزین با داده‌های ژئودتیک سال ۲۰۰۵ ایران سراسری (علامت مثبت نشان‌دهنده راستگرد بودن ایستگاه‌ها و علامت منفی نشان‌دهنده چپگرد بودن ایستگاه‌هاست).

۷. نتیجه گیری
 که پیکره‌های زمین‌ساختی شمال غرب ایران را از سمت گسل تبریز و ارس به سمت گسل اردبیل-میانه رانده و چرخش می‌دهند. این مؤلفه چرخش، خود زاده دو سامانه

کینماتیک و مدل جنبشی گسل‌ها در شمال غرب ایران با توجه به سوی حرکت گسل‌های امتدادلغز، به گونه‌ای است

زلزله، 15 اسفند 1386، مرکز مطالعات پیش‌نشان‌گرهای زلزله مؤسسه ژئوفیزیک.

درویش‌زاده، ع.، 1372، زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز.

رئوفیان نایینی، م.، 1387، برآورد تنسور کرنش در شبکه ژئودینامیک کشور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران.

زارع، م.، 1380، خطر زمین‌لرزه و ساخت و ساز در حریم گسل شمال تبریز و حریم گسلش گسل‌های زمین لرزه‌ای ایران، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم و سوم، تابستان و پاییز 1380، صص 46-57.

زمانی قره چمنی، ب.، 1390، مدل زمین‌ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)، 21 تیر 1390، م. علوم زمین، شماره 87.

شهامت، ا.، 1381، بررسی نقش تنسور دوران به‌عنوان یک معیار تغییر شکل در مطالعه پدیده‌های ژئودینامیکی در ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشه‌برداری، دانشگاه خواجه‌نصیرالدین طوسی.

فخرائی، ز.، پورکرمانی، م. و مؤید، م.، 1388، زمین‌شناسی ساختمانی، لرزه‌خیزی و لرزه زمین‌ساخت سد خاکی ورزقان میانه، پاییز 1388، فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال اول، شماره اول.

موسوی، ز.، 1384، پهنه‌بندی و تعیین نرخ تغییرات ممان لرزه‌ای در ایران بر پایه مشاهدات GPS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشه‌برداری، دانشگاه خواجه‌نصیرالدین طوسی.

Altiner, Y., 1999, Analytical surface deformation theory for detection of the Earth's crust movements, Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.

Berberian, M., 1997, Seismic source of the transcaucasian historical earthquakes. in: historical and prehistorical earthquakes in the caucasus (D. Giardini and S. Balassanian, eds.), NATO

فشارش تقریباً عمود بر هم است که به دلیل تفاوت در بزرگای تنش فشارشی، چرخش ایجاد می‌کند.

مؤلفه‌های تنسور استرین و تنسور دوران خطی در سیستم مختصات کارترین و همچنین در فضای پوسته زمین با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال 2005 ایران سراسری از روش تفاضل محدود در منطقه شمال غرب ایران محاسبه شد. با توجه به نرخ دوران‌ها در ایستگاه‌ها و مقایسه آن با نتایج مطالعات قبلی، نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد تغییر شکل‌ها در فضای پوسته زمین در مقایسه با تغییر شکل‌ها در سیستم مختصات کارترین به واقعیت فیزیکی پوسته زمین و مطالعات قبل نزدیک‌تر است. همچنین معیار عددی نوژیولو با استفاده از مؤلفه‌های تنسورهای استرین و دوران خطی به‌دست آمده در سیستم مختصات کارترین و فضای پوسته زمین استخراج شد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد این معیار در فضای پوسته زمین در مقایسه با فضای کارترین، به واقعیت فیزیکی پوسته زمین و تغییرات آن نزدیک‌تر است. همچنین دقت نیز برای این معیار روی پوسته محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که انتخاب مناسب نقاط اطراف یک نقطه در روش تفاضل محدود برای محاسبه این معیار می‌تواند دقت را افزایش دهد.

مراجع

جعفری، م.، 1388، بررسی و تعیین تغییرات انحنای پوسته زمین در ایران بوسیله مشاهدات GPS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشه‌برداری، دانشگاه خواجه‌نصیرالدین طوسی.

جموری، ی.، موسوی، ز.، نانکلی، ح.، صدیقی، م. و توکلی، ف.، 1386، برآورد اولیه میدان سرعت و استرین از شبکه دائمی GPS ایران برای اهداف ژئودینامیک (IPGN)، اولین همایش پیش‌نشان‌گرهای ASI Series, 2. Environment- Vol. 28, 233-311, Kluwer Academic Press, the Netherlands.

Coopley, A. and Jackson, J., 2006, Active tectonic

- of the Turkish – Iranian Plateau, *TECTONICS*, VOL. 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.
- Jamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2011, NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, *Earth and Planetary Science Letters*, 370, 27-34.
- Eringen, A. C., 1962, *Nonlinear theory of continuous media*: McGraw-Hill. New York.
- Heitz, S., 1988, *Coordinates in geodesy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Karimzadeh, S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Schmalzle, G., Miyajima, M., Amiraslazadeh, R. and Djamour, Y., 2013, Interseismic strain accumulation across the North Tabriz Fault (NW Iran) deduced from InSAR time series: *Journal of Geodynamics*, 66, 53-58.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. and Vav Grop, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 170, 436-440.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F. and Djamour, Y., 2013, Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian Region: *Earth and Planetary Science Letters*, 08/2013.
- Nilfouroushan, F., Hodacs, P., Koyi, H. and Sjoberg, L., 2012, Geodetic horizontal velocity and strain rate fields around Lake Vanern (SW Sweden) derived from GPS measurements between 1997 and 2011: *Proc. EGU General Assembly Conference*, 04/2012.
- Terada, T. and Miyabe, N., 1929, Deformation of earth crust in Kiranasai District and its relation to the orographic feature, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 7, 223-241, University of Tokyo.
- Vanicek, P. and Krakiwsky, E., 1982, *Geodesy: the concepts*, North-Holand.
- Voosoghi, B., 2000, *Intrinsic deformation analysis of the Earth surface based on 3-dimensional displacement fields derived from space geodetic measurements*, Ph.D. thesis, Institute of Geodesy, University at Stuttgart, Germany.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raesi, M., 2013, Crustal stress map of Iran, insight from seismic and geodetic computations, *Pure Appl. Geophys*, 170, 1361-1672.

Archive

Novozhilov Mean Rotation as a scalar earth surface deformation measure in local scale (Case study: N-W of Iran)

Javadi Azar, R.¹, Voosoghi, B.^{2*} and Ghaffari Razin, M. R.³

1. M.Sc. Graduated, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

2. Associate Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

3. Ph.D. Graduated, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

(Received: 19 Jan 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

Summary

The regions of northwestern Iran, eastern Turkey and Caucasus are the most intriguing regions of the Arabia-Eurasia collision. It is a pure intercontinental collision zone with the highest elevation in western Asia. This region is known for a spatial separation of sub-parallel thrusts and strike-slip faults. Iranian plateau includes two major mountain belts, Alborz in the north and Zagros in the south and west of Iran. Azerbaijan includes Alborz mountains, Talesh and Lesser Caucasus along with mountains in the Azerbaijan plateau. Azerbaijan is between the two great mountains of Caucasus in the north and Alborz in the east and a distance away from Zagros in the south. A lot number of faults including Tabriz fault and Aras fault meet in the west of the study area. One of the most fundamental and important new area of research in geodesy is earth surface deformation modeling at local and global scales. Also, study of the effective factors in deformation, and various computation methods in order to determine the movement of the earth's crust are considered as recent developments in geodesy. In recent years, space geodetic techniques with high precision and reliability have provided new sources of information to determine the geodetic positions. This information is used for the detection and quantification of surface deformations. In this paper, Novozhilov method has been used for mean rotation calculation with finite difference approach on earth surface in N-W of Iran, especially north Tabriz fault. To achieve this goal, linear strain and rotation tensors on earth surface based on shell theory in continuum mechanics are calculated using finite difference approach and then the mean rotation is extracted using linear strain and rotation tensors. The used finite difference method is a numerical method based on mathematical discretization of the equations of boundary problems. By using this method, the continuous process is studied in a finite number of sufficiently small time intervals. Small intervals, the function are approximated by approximate expressions. In each interval the results of integration in the previous interval are taken as initial conditions for the next time interval. In the fourth decade of the 20th century Novozhilov obtained a measure of the mean rotation by modifying a previous definition produced by Cauchy. In the literature, this measure has been named Novozhilov's mean rotation measure ever since. The measure introduced by Novozhilov for the mean rotation indicates the importance of the infinitesimal rotation tensors. The results obtained from the linear strain and rotation tensors that are computed using geodetic observations (GPS) in 2005, have good agreement with the results of previous work. The results of Novozhilov's mean rotation criteria in the part of the Azerbaijan plateau shows that the highest right turn rotation is related to YKKZ station ($2.975 \pm 0.631 \text{ deg/Myr}$). An important feature of Novozhilov's mean rotation analysis on earth surface different from the analysis of this parameter in Cartesian system is that the results of this measure on earth surface is very close to the results of previous studies on blocks rotation in different areas in Iran. Accuracy of this measure on earth surface is acceptable in most parts of the case study.

Keywords: Earth surface deformation, Linear strain tensor, Linear rotation tensor, Mean rotation (Novozhilov), Azarbaijan plain.

*Corresponding author:

vosoghi@kntu.ac.ir