

# توزیع آهنگ لغزش در سامانه گسل های فعال منطقه برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا بر اساس روش المان های مرزی

اصغر راست بود<sup>۱</sup> و بهزاد وثوقی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

<sup>۲</sup> دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۱۵

## چکیده

در این نوشتار به منظور بررسی میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS در منطقه برخورد مایل صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا، از مفاهیم مکانیک شکست و مدل سازی جداشدگی استفاده شده است. بدین منظور نخست گسل های فعال عمده در محدوده منطقه مورد مطالعه، انتخاب و سپس با اعمال شرایط مرزی مناسب آهنگ لغزش امتداد لغز بین گسل ها با استفاده از روش عددی المان های مرزی با توابع گرین مستخرج از مدل تحلیلی Okada توزیع شد. در ادامه میدان سرعت حاصل از مدل سازی با میدان سرعت GPS شبکه غیر دائم ژئودینامیک سراسری ایران مقایسه شده و با تغییر شرایط مرزی به صورت سعی و خطا تطابق بهتری بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS شد، به نحوی که اختلاف بیشتر مشاهدات GPS از نتایج مدل در محدوده بیضی اطمینان ۹۵ درصد آنها قرار گرفت. در ادامه برآوردها برای بهبود تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و با در نظر گرفتن همخوانی آهنگ های لغزش حاصل از مدل با آهنگ های لغزش زمین شناسی، سعی شد با تغییر شرایط مرزی و معرفی برخی از آهنگ های لغزش حاصل از روش های زمین شناسی به عنوان شرط مرزی به مدل، تطابق بیشتری بین آهنگ های لغزش حاصل از دو روش ایجاد شود. در مورد دیگر گسل ها نیز آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی اولیه به عنوان شرط مرزی به گسلش ها داده شد و با روند سعی و خطا، این مقادیر برای رسیدن به آهنگ های لغزش زمین شناسی تغییر داده شد به گونه ای که تا حد امکان تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS حفظ شده و حتی بهبود نیز بیاید. نتایج حاصل از مدل سازی نشان می دهند که در مورد بیشتر گسل ها، آهنگ لغزش مدل سازی شده با آهنگ لغزش تعیین شده با استفاده از روش های زمین شناسی سازگار است. همچنین نتایج نشان می دهند که بیشتر گسل های امتداد لغز در ایران از نوع راست گرد هستند. از سوی دیگر، با توجه به این که آهنگ لغزش مدل سازی شده نهایی برای گسل شمال تبریز (۶/۴ mm/yr) بیشتر از گسل اصلی عهد حاضر (۲/۲ mm/yr) است بنابراین از مدل سازی انجام شده می توان به این نتیجه رسید که ادامه گسل شمال آتانولی در ایران، گسل شمال تبریز است.

**کلید واژه ها:** روش المان مرزی، ناپیوستگی جابه جایی، میدان سرعت GPS، مکانیک شکست، دگرشکلی، زمین ساخت، سنگ کره کشسان.

E-mail: arastbood@dena.kntu.ac.ir

\*نویسنده مسئول: اصغر راست بود

## ۱- مقدمه

برخورد مایل عربستان و اوراسیا است. دگرشکلی حاصل از این برخورد در محدوده گسترده ای در داخل ایران بین سامانه های گسلش مختلف توزیع می شود. به گونه ای که این برخورد، باعث ایجاد کمربند چین و رانندگی در رشته کوه های زاگرس، فرورانش در منطقه مکران، حرکت پادساعت گرد در محدوده دشت لوت و سیستم حرکتی امتداد لغز در محدوده شمال باختر ایران است.

به منظور مدل سازی در این پژوهش از مدل سازی به روش المان های مرزی سه بعدی استفاده می شود. المان های مرزی استفاده شده در مدل، منطقه ای شامل المان های مستطیلی اند که از ژرفای قفل شدگی متوسط ۱۵ کیلومتر تا ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر (ژرفای مؤثر بی نهایت) در نیم فضای الاستیک (با نسبت پواسن ۰/۲۵) امتداد دارند. این المان ها ساختارهای قائمی را در پوسته پایین و گوشته بالا تا سست کره نشان می دهند (Savage and Burford, 1973). المان های مرزی مورد استفاده در مدل سازی سطوحی با میزان لغزش ثابت هستند که شرایط مرزی روی آنها با حرکت صلب صفحه عربستان به سمت اوراسیا در سامانه اوراسیای ثابت از مشاهدات GPS استنتاج شده اند. در این مدل سازی ژرفای قفل شدگی بالای گسل، برابر ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است، برای بهبود نتایج مدل سازی، می توان با در نظر گرفتن دوره بازگشت زمین لرزه، ژرفای قفل شدگی گسل ها را تغییر داد. بدین صورت که هر چقدر دوره بازگشت زمین لرزه بیشتر باشد ژرفای قفل شدگی گسل نیز بیشتر خواهد بود. دگرشکلی های مسطحاتی و ارتفاعی با استفاده از مدل جداشدگی های مستطیلی (Okada (1992) محاسبه می شوند. با مدل سازی آهنگ لغزش اطلاعات گسلش به روش المان های مرزی و با توابع گرین مدل تحلیلی Okada انطباق میدان سرعت GPS شبکه غیر دائم ژئودینامیک سراسری ایران با بردارهای سرعت مدل بررسی شد.

اندازه گیری دگرشکلی های پوسته، با روش های مدرن امروزی، تأثیر مهمی در مطالعات زمین ساختی کنونی دارند. با وجود این که این اندازه گیری ها اطلاعات با ارزشی در مورد چگونگی دگرشکلی کنونی زمین می دهند، اما پاسخی برای علت این دگرشکلی ها ندارند. افزون بر این، اندازه گیری های کنونی نمی توانند رفتار زمین ساختی آینده زمین و یا رفتار گذشته آن را تعیین کنند. به همین دلیل شاخه های مختلف علوم زمین از مدل هایی بر پایه ریاضیات و فیزیک استفاده می کنند. در مطالعات دگرشکلی پوسته، مدل های گسلی که بر اساس اطلاعات زمین شناسی، ژئوتیک و لرزه ای تنظیم شده اند، دید با ارزشی از ویژگی های گسل ها و رفتار آنها در طول زمان فراهم می کنند. مدل ها بر اساس مشاهدات گذشته، برآوردهایی از دگرشکلی آینده و مخاطرات لرزه ای در اختیار انسان قرار می دهند که برای کلان شهرهای مجاور مناطق لرزه ای فعال بسیار ارزش هستند.

در این نوشتار برای منطقه مطالعاتی، محدوده برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا که به طور تقریبی با مرزهای سیاسی ایران منطبق است در نظر گرفته شده و نحوه توزیع آهنگ لغزش بین گسل های فعال عمده در اثر این برخورد با تکیه بر میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS که نسبت به اوراسیا تثبیت شده اند، مدل سازی شده است. به منظور انجام این مدل سازی از مفاهیم مکانیک شکست و مدل سازی جداشدگی استفاده شده است.

مرز برخورد صفحه های زمین ساختی در مناطق قاره ای مانند ایران، بزرگ تر از مرزهای متناظر در صفحه های اقیانوسی است. با در نظر گرفتن این واقعیت مرز برخورد صفحه های عربستان و اوراسیا در ایران، در محدوده بزرگی گسترده شده است و در حقیقت ایران شبیه یک مرز عریض نرم بین دو صفحه متحرک در حال

## ۲-۱. مدل Okada برای منبع نقطه‌ای

(1958) Steketeet نشان داد که میدان جابه‌جایی  $u_i(x_1, x_2, x_3)$  ناشی از جداشدگی  $\Delta u_i(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  به مساحت  $\Sigma$  در یک محیط هم‌رفراز از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left( \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (1)$$

در این رابطه  $\delta_{jk}$  دلتای کرونکر،  $\lambda$  و  $\mu$  ضرایب لامه و  $v_k$  کسینوس هادی عمود بر المان سطحی  $d\Sigma$  بوده و قرارداد جمع اعمال شده است.  $u_i^j$  مؤلفه نام جابه‌جایی در نقطه  $(x_1, x_2, x_3)$  ناشی از جهت  $j$ ام نیروی نقطه‌ای به بزرگی  $F$  است که در نقطه  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  روی سطح اعمال می‌شود. رابطه ۱ به معادله ولترا (Volterra's equation) معروف بوده و نشان می‌دهد که جابه‌جایی‌ها ناشی از منابعی، به صورت کوپل مضاعف هستند (Segall, 2010).

در دستگاه مختصات کارترین شکل ۱ محیط کشسان در منطقه  $z \leq 0$  قرار گرفته و محور  $x$  موازی با امتداد گسل است. همچنین در این شکل جداشدگی‌های  $U_1, U_2, U_3$  که متناظر با مؤلفه‌های امتدادلغز، شیب‌لغز و کشتی یک جداشدگی اختیاری هستند، نشان داده شده است. هر بردار جداشدگی حرکت فرادایره را نسبت به فرودیواره نشان می‌دهد. در این شکل مؤلفه شیب‌لغز جداشدگی، یعنی  $U_2$  نشان‌دهنده حرکت معکوس است که اگر  $\sin 2\delta < 0$  باشد نشانگر حرکت نرمال خواهد بود. در این دستگاه مختصات،  $u_i^j$  در سطح زمین از روابط زیر به دست می‌آید:

$$u_1^1 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} \quad (2)$$

$$u_2^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\}$$

$$u_3^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_1^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \quad (3)$$

$$u_2^2 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\}$$

$$u_3^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_1^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \quad (4)$$

$$u_2^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_3^3 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{\xi_3^2}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R} \right\}$$

در این روابط داریم:  $R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2$  با استفاده از رابطه ۱، سهم المان سطحی  $\Delta\Sigma$  در جابه‌جایی، ناشی از هر مؤلفه جداشدگی به صورت زیر است:

$$\frac{1}{F} \mu U_1 \Delta\Sigma \left[ -\left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \delta + \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \delta \right] \quad (5)$$

لازم به توضیح است که در طول دهه گذشته، ایستگاه‌های GPS متعددی در محدوده ایران احداث شده است که منجر به تعیین بهتر بردارهای سرعت بیانگر دگرشکلی در منطقه شده است. در این تحقیق، برای مدل‌سازی، از میدان سرعت GPS (2007) Masson et al. استفاده شده است.

نتایج حاصل از مدل‌سازی را می‌توان با سرعت‌های لغزش تعیین‌شده توسط روش‌های وابسته به زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی در بازه‌های زمانی بلندتر مقایسه کرد. انطباق میدان سرعت GPS با بردارهای سرعت مدل به عنوان معیاری برای درستی آهنگ لغزش برآورد شده برای گسل‌ها، مورد نیاز است.

با توجه به این که اساس روش المان‌های مرزی با روش زمین‌شناسی برای تعیین آهنگ لغزش کاملاً باهم متفاوت است، بنابراین به دست آوردن نتایج مغایر با استفاده از دو روش مدل‌سازی و زمین‌شناسی دور از انتظار نیست. اما با این حال با توجه به اینکه روش المان‌های مرزی یک روش مکانیکی بوده و ضمن توزیع آهنگ لغزش، برهم کنش گسل‌ها و کمیته‌سازی انرژی کرنش منطقه‌ای را نیز در نظر می‌گیرد، بنابراین انتظار می‌رود که نتایج حاصل از دو روش، همخوانی خوبی باهم داشته باشند که این همخوانی در مورد بیشتر گسل‌ها برقرار و در برخی از گسل‌ها برقرار نیست. از کارهای پیشین انجام شده با استفاده از روش المان‌های مرزی می‌توان به (2003) Armijo et al. و (2004) Flerit et al. اشاره کرد که در منطقه فلات آتاتولی انجام شده است. از دیگر کارهای انجام شده می‌توان به مطالعات (2001) Meghan and Johnson در منطقه کالیفرنای شرقی اشاره کرد که توسط مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی، آهنگ لغزش گسل‌ها در این منطقه را تصحیح کرده است و یا می‌توان به پایان‌نامه دکتری (2008) Marshall در دانشگاه Massachusetts Amherst اشاره کرد. در این پایان‌نامه برای رسیدن به نتایج دقیق‌تر در محدوده‌های مطالعاتی کوچک‌تر، از المان‌های مثلثی به جای المان‌های مستطیلی استفاده شده و بدین ترتیب اثر انحنای سطح گسل‌ها در مدل‌سازی لحاظ شده است. همچنین در پایان‌نامه (1998) Mannikko از مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی سه‌بعدی برای برآورد کرنش در طول دوره نوژن زمین‌شناسی تا زمان حاضر در ایالات بیسین و رینج (Basin and Range) آمریکا استفاده شده است.

## ۲-۲. مدل‌سازی دگرشکلی ناشی از گسلش‌ها بر اساس مدل تحلیلی Okada

همان‌گونه که در مقدمه نیز اشاره شد، به منظور مدل‌سازی جابه‌جایی‌های ناشی از آهنگ لغزش گسل‌ها در این نوشتار، از مدل تحلیلی (1985) Okada استفاده می‌شود. از برتری‌های مدل‌سازی تحلیلی، می‌توان به محاسبه میزان دگرشکلی در هر نقطه دلخواه، با توجه به نوع گسلش مورد نظر اشاره کرد.

مدل Okada بر پایه تئوری جداشدگی (dislocation theory) فرموله شده است. در این مدل ابتدا مدل‌سازی میدان دگرشکلی حاصل از یک تک‌نیرو (منبع نقطه‌ای) انجام می‌گیرد و سپس با انتگرال‌گیری از روابط منبع نقطه‌ای، میدان دگرشکلی حاصل از یک منبع مستطیلی (صفحه گسلش) فرموله می‌شود. به طور کلی، متغیرهای ورودی مدل Okada به دو دسته متغیرهای فیزیکی و هندسی تقسیم‌بندی می‌شوند. متغیرهای فیزیکی مورد استفاده در این مدل، همان ضرایب لامه  $\mu$  و  $\lambda$  منطقه مورد مطالعه است، که باید به صورت تقریبی مشخص باشند، برای این منظور می‌توان با توجه به نتایج تحلیل حساسیت مدل (نوری و وثوقی، ۱۳۸۸) از مقادیر متوسط جهانی نیز استفاده کرد. متغیرهای هندسی استفاده شده در مدل Okada شامل طول، عرض، ژرفای قفل‌شدگی، شیب، راستا، میزان جداشدگی یا آهنگ‌لغزش، مختصات نقطه ابتدایی گسل و همچنین مختصات نقاط مشاهداتی (ایستگاه‌های GPS) است. مدل Okada در واقع با توجه به هندسه گسلش و فیزیک منطقه مورد مطالعه، جداشدگی گسلش یا آهنگ لغزش را به میدان جابه‌جایی یا میدان سرعت ناشی از آن تبدیل می‌کند.

## ۲-۲. مدل Okada برای منبع با ابعاد محدود

میدان دگرشکلی برای یک گسل مستطیلی محدود با طول  $L$  و عرض  $W$ ، با جایگزینی  $x' = x - \eta' \cos \delta$  و  $y' = y - \eta' \sin \delta$  به جای  $x$  و  $y$  در روابط به دست آمده برای

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta' \quad (13)$$

منبع نقطه‌ای و با انتگرال‌گیری زیر به دست می‌آیند:

$$\int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta \quad (14)$$

با تغییر متغیر از  $\xi'$  و  $\eta'$  به  $\xi$  و  $\eta$  به صورت  $\xi' = x - \eta' = \eta$  و  $x - \xi' = p - \eta'$  که در آن  $p = y \cos \delta + d \sin \delta$  خواهیم داشت:

$$f(\xi, \eta) = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (15)$$

اگر مطابق خطوط خط چین شکل ۱ گسل مستطیلی با طول  $2L$  در نظر گرفته شود، کافی است که در دو ترم اول و دوم سمت راست رابطه ۱۵،  $x$  با  $x+L$  جایگزین شود. مؤلفه‌های بردار جابه‌جایی برای گسلش امتدادلغز به صورت زیر خواهد بود:

$$\begin{cases} u_x = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R+\eta)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_1 \sin \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \cos \delta}{R+\eta} + I_2 \sin \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \end{cases} \quad (16)$$

همچنین برای گسلش شیب لغز خواهیم داشت:

$$\begin{cases} u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{cases} \quad (17)$$

برای گسلش کششی نیز خواهیم داشت:

$$\begin{cases} u_x = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{q^2}{R(R+\eta)} - I_3 \sin^2 \delta \right] \\ u_y = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{-\tilde{d} q}{R(R+\xi)} - \sin \delta \left\{ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_1 \sin^2 \delta \right] \\ u_z = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \left\{ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_5 \sin^2 \delta \right] \end{cases} \quad (18)$$

در روابط فوق داریم:

$$\begin{cases} I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{-1}{\cos \delta} - \frac{\xi}{R+\tilde{d}} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\ I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R+\eta)] - I_3 \\ I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{R+\tilde{d}} - \ln(R+\eta) \right] + \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos \delta} [\ln(R+\tilde{d}) - \sin \delta \ln(R+\eta)] \\ I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X+q \cos \delta) + X(R+X) \sin \delta}{\xi(R+X) \cos \delta} \end{cases} \quad (19)$$

$$\frac{1}{F} \mu U_2 \Delta \Sigma \left[ \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2^2}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta + \left( \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_2^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (6)$$

برای مؤلفه کششی:

$$\frac{1}{F} U_3 \Delta \Sigma \left[ \lambda \frac{\partial u_1^n}{\partial \xi_n} + 2\mu \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_2} \sin^2 \delta + \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_3} \cos^2 \delta \right) - \mu \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (7)$$

عبارت‌های ۵ و ۶ جفت نیروهای معادل کوپل مضاعف با گشتاور  $\mu U_1 \Delta \Sigma$  یا  $\mu U_2 \Delta \Sigma$  را در حالت گسل برشی نشان می‌دهند. همچنین رابطه ۷ مرکز اتساع با شدت  $\lambda U_3 \Delta \Sigma$  ترکیب شده با کوپل مضاعف بدون گشتاور و شدت  $2\mu U_3 \Delta \Sigma$  را برای گسل کششی نمایش می‌دهد. با جایگزینی روابط ۲، ۳، ۴ در روابط ۵، ۶، ۷ و قرار دادن  $\xi_2 = 0$  و  $\xi_1 = -d$ ، جابه‌جایی‌های سطحی ناشی از یک منبع نقطه‌ای که در موقعیت  $(0, 0, -d)$  قرار دارد، به دست می‌آید.

در حالت امتدادلغز:

$$\begin{cases} u_x^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3x^2 q}{R^5} + I_1^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3xyq}{R^5} + I_2^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3xdq}{R^5} + I_4^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (8)$$

در حالت شیب لغز:

$$\begin{cases} u_x^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3xpq}{R^5} - I_3^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3ypq}{R^5} - I_1^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3dpq}{R^5} - I_5^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (9)$$

در حالت کششی:

$$\begin{cases} u_x^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3xq^2}{R^5} - I_3^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3yq^2}{R^5} - I_1^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3dq^2}{R^5} - I_5^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (10)$$

در روابط ۸، ۹ و ۱۰ داریم:

$$\begin{cases} I_1^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} y \left[ \frac{1}{R(R+d)^2} - x^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \\ I_2^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} x \left[ \frac{1}{R(R+d)^2} - y^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \\ I_3^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{x}{R^3} \right] - I_2^0 \\ I_4^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ -xy \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \\ I_5^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R(R+d)} - x^2 \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \end{cases} \quad (11)$$

$$\begin{cases} p = y \cos \delta + d \sin \delta \\ q = y \sin \delta - d \cos \delta \\ R^2 = x^2 + y^2 + d^2 = x^2 + p^2 + q^2 \end{cases} \quad (12)$$

- به حافظه کمتری در کامپیوتر احتیاج است و زمان کمتری برای بررسی مسئله توسط کامپیوتر صرف می‌شود. برای یک میزان دقت در روش المان مرزی، نسبت به روش‌های دیگر به تعداد کمتری نقاط گرهی و المان نیاز است. از آنجا که تقریب در جواب‌های حاصل از روش المان مرزی به سطوح مرزی محدود می‌شود. نباید شبکه‌بندی در روش المان مرزی را با شبکه‌بندی در روش اجزای محدود که گره‌های داخلی آن برداشته شده است، مقایسه کرد. برای رسیدن به دقت یکسان شبکه اجزای محدود را باید به تقسیمات بیشتری نسبت به شبکه المان مرزی معادل تقسیم کرد.

- در روش المان‌های مرزی اطلاعات ناخواسته کمتری حاصل می‌شود. بنابراین این روش باعث استفاده کارتر از کامپیوتر می‌شود. افزون‌براین، از آنجا که نقاط داخلی در پاسخ‌های روش المان مرزی اختیاری است، استفاده کننده می‌تواند به جای کل ناحیه داخلی توجه خود را روی بخش خاصی از ناحیه داخلی متمرکز کند.

#### ۴- مقایسه مدل‌سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان

مدل‌سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان را می‌توان در چهار مورد به شرح زیر مقایسه کرد:

الف) تفاوت اصلی بین مدل‌سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان مانند مدل Okada این است که در روش المان مرزی مقادیر لغزش یا مقادیر مؤلفه‌های جدادشدگی به‌عنوان مجهول در نظر گرفته شده که ضمن صدق کردن در شرایط مرزی تنش یا جابه‌جایی روی هر سطح جدادشدگی با کمینه‌سازی انرژی کرنش در محیط، محاسبه می‌شوند. با توجه به اینکه لغزش گسل باعث رهایی و کم شدن کرنش در پوسته بالایی زمین می‌شود، کمینه‌سازی انرژی کرنش در روش المان‌های مرزی از نظر فیزیکی فرض معقولی است. در حالی که در مدل Okada مقدار جدادشدگی یا گسلش از قبل معلوم بوده و به‌عنوان ورودی مدل در نظر گرفته می‌شود.

ب) مدل‌سازی به روش المان مرزی، برهم‌کنش بین گسل‌ها را در نظر می‌گیرد، در حالی که مدل‌های جدادشدگی کشسان هم از برهم‌کنش گسل‌ها و هم از کمینه‌سازی انرژی کرنش صرف‌نظر می‌کنند.

ج) راه‌حل مکانیکی مورد استفاده در روش المان مرزی، نیازمند استفاده از شرط مرزی تنش روی المان‌های ناپیوستگی است، در حالی که راه‌حل سینماتیکی مورد استفاده در جدادشدگی کشسان فقط از جدادشدگی یا شرط ناپیوستگی جابه‌جایی روی المان‌ها استفاده می‌کند.

د) در روش‌های المان مرزی امکان استفاده از انواع شرایط مرزی و ترکیبات آنها وجود دارد. استفاده از تنش و کرنش به‌عنوان شرایط مرزی برای توزیع آهنگ لغزش در سامانه‌ای از انواع گسل‌ها، این روش را به یک روش مکانیکی برای توزیع آهنگ لغزش تبدیل می‌کند که بهتر از روش‌های سینماتیکی مانند قطب اولر است. روش‌های مکانیکی دید بهتری از توزیع آهنگ لغزش ارائه داده و تحلیل خطر لرزه‌ای با استفاده از آهنگ‌های لغزش توزیع شده با این روش به واقعیت نزدیک‌تر است.

#### ۵- مدل‌سازی دگرشکلی بر اساس روش المان‌های مرزی

در حالت کلی دگرشکلی در هر نقطه مشاهداتی مانند  $(x, y, z)$  از جمع دگرشکلی ناشی از لغزش روی هر یک از جدادشدگی‌های صفحه‌ای (گسل) و میدان دگرشکلی یکنواخت منطقه مورد مطالعه محاسبه می‌شود. میدان دگرشکلی منتج به‌طور کامل توسط بردار جابه‌جایی،  $\vec{u} = u_x \hat{x} + u_y \hat{y} + u_z \hat{z} = u_d \hat{d} + u_s \hat{s} + u_n \hat{n}$

$$\left[ \begin{array}{ccc} \frac{du_x}{dx} & \frac{du_y}{dx} & \frac{du_z}{dx} \\ \frac{du_x}{dy} & \frac{du_y}{dy} & \frac{du_z}{dy} \\ \frac{du_x}{dz} & \frac{du_y}{dz} & \frac{du_z}{dz} \end{array} \right],$$

تنسور گرایان جابه‌جایی،

در حالتی که  $\cos \delta = 0$  باشد خواهیم داشت:

$$\left\{ \begin{array}{l} I_1 = -\frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \frac{\xi q}{(R + \tilde{d})^2} \\ I_3 = \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[ \frac{\eta}{R + \tilde{d}} + \frac{\tilde{y} q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \\ I_4 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \\ I_5 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \sin \delta}{R + \tilde{d}} \end{array} \right. \quad (20)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} p = y \cos \delta + d \sin \delta \\ q = y \sin \delta - d \cos \delta \\ \tilde{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta \\ \tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\ X^2 = \xi^2 + q^2 \end{array} \right. \quad (21)$$

با اعمال اطلاعات هم‌لرزه به مدل Okada، می‌توان جابه‌جایی‌های هم‌لرزه و با اعمال اطلاعات بین‌لرزه‌ای به این مدل می‌توان جابه‌جایی‌های بین‌لرزه‌ای را محاسبه کرد. در این نوشتار اطلاعات بین‌لرزه‌ای به مدل اعمال شده و جابه‌جایی‌های بین‌لرزه‌ای متناظر با این قیود محاسبه می‌شوند. همچنین با توجه به اینکه مدل Okada یک مدل تحلیلی بوده و برای یک مسئله خطی حل شده است، بنابراین برای محاسبه اثر چند گسلش در یک نقطه کافی است که جابه‌جایی‌های ناشی از تک‌تک گسلش‌ها را محاسبه کرده و به‌صورت برداری باهم جمع کرد.

#### ۳- مقایسه مدل‌سازی به روش المان مرزی و المان محدود

با توجه به اینکه مدل‌سازی حرکت گسل‌ها با استفاده از روش المان‌های محدود، بسیار متداول است، اما در این تحقیق از روش المان‌های مرزی به‌جای المان‌های محدود استفاده شده است. روش المان‌های مرزی با حفظ دقت بهتر از روش المان‌های محدود است، بنابراین در این بخش به برخی از مزایای روش المان مرزی در مقایسه با المان محدود اشاره می‌شود (Thomas, 1993).

- در روش المان‌های مرزی زمان کمتری برای آماده‌سازی اطلاعات لازم است. این مزیت یکی از نتایج مستقیم مدل کردن مرز است و بنابراین، بعد مسئله یک درجه کم می‌شود و در نتیجه زمان لازم برای آماده‌سازی اطلاعات و چک کردن اطلاعات به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. از آنجا که تنها مرز مدل می‌شود، اعمال هرگونه تغییر در شبکه‌بندی المان‌ها راحت است. این جنبه مثبت به ویژه در مسائلی مانند مطالعات طراحی اولیه، گسترش ترک و مسائل تماس دارای اصطکاک که المان‌بندی دوباره لازم است، بسیار با اهمیت است.

- به علت کاهش قابل ملاحظه در زمانی که برای مدل‌سازی یک مسئله مشخص مورد نیاز است، روش المان مرزی برای طراحی‌های اولیه که در آنها شکل و بارگذاری بعداً تغییر می‌کند، تلاش کمتری می‌طلبد. به این ترتیب به راحتی می‌توان شکل و هندسه‌های مختلف را آزمایش کرد. این مزیت روش المان‌های مرزی باعث می‌شود که بزرگ‌تر شدن محدوده و پیچیدگی گسلش‌های منطقه مورد مطالعه، تأثیر چندانی در زمان آماده‌سازی اطلاعات و محاسبات نداشته باشد.

- تنش‌ها در نقاط داخل میدان دارای دقت بالایی بوده و دقیق هستند، زیرا تقریبی برای جواب در نقاط داخلی میدان اعمال نمی‌شود و جواب در نقطه داخل میدان دقیق و پیوسته است. این امر استفاده از روش المان مرزی را در مدل‌سازی مسائلی که تغییرات زیاد تنش در آن وجود دارد، بسیار مناسب می‌کند. بنابراین کاربرد روش المان مرزی در مسائل تمرکز تنش، مسائل تماس و مسائل مکانیک شکست قابل توجه است و اهمیت بالایی دارد.

مؤلفه‌های جابه‌جایی نسبی برای هر زیرالمان (مؤلفه‌های آهنگ لغزش گسل) را می‌توان معلوم فرض کرده و به‌عنوان شرط مرزی به مدل معرفی کرد، یا اینکه آنها را مجهول در نظر گرفته و از مدل‌سازی به‌دست آورد. مؤلفه‌های گسلش نسبی در زیرالمان‌ها با مدل‌سازی چنان برآورد می‌شوند که شرایط مرزی اولیه مشخص شده در مدل صدق کرده و هم انرژی کرنش در محدوده مدل کمینه شود.

برهم کنش یک المان که شامل یک گسل یا بخشی از یک گسل است، با دیگر المان‌ها و دگرشکلی زمینه‌ای منطقه با حل یک سری معادلات خطی به شرح زیر مدل‌سازی می‌شود: (۱) یک سری شرط مرزی شامل جابه‌جایی یا تنش در نقطه مرکزی هر المان مشخص می‌شود. شکل ۴ انجام این مرحله را برای شرط مرزی تنش در دو المان نشان می‌دهد.

توجه به این نکته لازم است که شرایط مرزی فقط در نقطه مرکزی هر المان تعیین شده و به کل صفحه المان اعمال نمی‌شوند. با تقسیمات بیشتر المان‌ها می‌توان به نتایج دقیق‌تری رسید، اما انجام این کار زمان محاسبات و میزان حافظه مورد نیاز را افزایش می‌دهد.

(۲) یک سری معادلات خطی به شکل زیر نوشته می‌شوند:

$$\begin{bmatrix} \tau_1^s \\ \tau_1^d \\ \sigma_1^n \\ \tau_2^s \\ \tau_2^d \\ \sigma_2^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{11}^{ss} & A_{11}^{sd} & A_{11}^{sn} & A_{12}^{ss} & A_{12}^{sd} & A_{12}^{sn} \\ A_{11}^{ds} & A_{11}^{dd} & A_{11}^{dn} & A_{12}^{ds} & A_{12}^{dd} & A_{12}^{dn} \\ A_{11}^{ns} & A_{11}^{nd} & A_{11}^{nn} & A_{12}^{ns} & A_{12}^{nd} & A_{12}^{nn} \\ A_{21}^{ss} & A_{21}^{sd} & A_{21}^{sn} & A_{22}^{ss} & A_{22}^{sd} & A_{22}^{sn} \\ A_{21}^{ds} & A_{21}^{dd} & A_{21}^{dn} & A_{22}^{ds} & A_{22}^{dd} & A_{22}^{dn} \\ A_{21}^{ns} & A_{21}^{nd} & A_{21}^{nn} & A_{22}^{ns} & A_{22}^{nd} & A_{22}^{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_1^s \\ D_1^d \\ D_1^n \\ D_2^s \\ D_2^d \\ D_2^n \end{bmatrix} \quad (22)$$

$$\tau_s(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ss} D_j^s + A_{ij}^{sd} D_j^d + A_{ij}^{sn} D_j^n) + \tau_s^b \quad (23)$$

$$\tau_d(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ds} D_j^s + A_{ij}^{dd} D_j^d + A_{ij}^{dn} D_j^n) + \tau_d^b$$

$$\sigma_n(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ns} D_j^s + A_{ij}^{nd} D_j^d + A_{ij}^{nn} D_j^n) + \sigma_n^b$$

در این معادلات  $\tau_s$ ،  $\tau_d$  و  $\sigma_n$ ، به ترتیب شرایط مرزی تنش در راستای آزمون، شیب و عمود بر گسل هستند. ضرایب  $A$  نیز ضرایب تأثیر یا توابع گرین هستند که با استفاده از حل اساسی Okada محاسبه می‌شوند. توابع گرین، توابعی هستند که میدان دگرشکلی (جابه‌جایی و گزردان آن) را به جداسدگی یا گسلش در نیم‌فضای همگن (محیط نیمه‌بی‌نهایت محدود شده توسط یک سطح آزاد) ارتباط می‌دهند. برای برآورد توابع گرین، باید جواب تحلیلی را داشته باشیم. با در نظر گرفتن جواب تحلیلی مسئله و رابطه تبدیل بین دستگاه‌های مختصات، می‌توان به توابع گرین دست یافت. این دستگاه معادلات را می‌توان با استفاده از توابع گرین مناسب برای شرایط مرزی مربوط به جابه‌جایی نیز نوشت.

(۳) با حل دستگاه معادلات خطی تشکیل شده، می‌توان مؤلفه‌های جداسدگی مجهول  $D$  را به‌دست آورد.

(۴) با محاسبه جابه‌جایی‌های نسبی (مؤلفه‌های گسلش) میدان دگرشکلی در هر نقطه از محیط را می‌توان به‌صورت تحلیلی با استفاده از مدل Okada محاسبه کرد.

## ۶- مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش در سامانه گسل‌های فعال در منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا با حل عددی مسئله به روش ناپیوستگی جابه‌جایی

برای انجام مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش، نخست سامانه‌ای از گسلش‌های فعال عمده در محدوده برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا،

و ثابت‌های فیزیکی محیط شامل نسبت پواسن و مدول یانگ مشخص می‌شود. تنسورهای تنش، کرنش و دوران جسم صلب، با استفاده از تنسور گزردان جابه‌جایی و ثابت‌های فیزیکی محیط و معادله رفتاری محیط قابل محاسبه است.

در مورد هر المان مؤلفه‌های جداسدگی یعنی لغزش گسل در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر گسل عبارتند از:

$$D_s = u_s^- - u_s^+, \quad D_d = u_d^- - u_d^+, \quad D_n = u_n^- - u_n^+$$

در این روابط اندیس بالایی منفی جابه‌جایی مطلق فرودیواره و اندیس بالایی مثبت جابه‌جایی مطلق فرادیواره را نشان می‌دهد.

در این نوشتار برای انجام محاسبات، از مدل المان مرزی سه بعدی استفاده می‌شود. سه روش عمده در مدل‌سازی با المان‌های مرزی وجود دارد که عبارتند از: روش تنش مجازی، روش ناپیوستگی جابه‌جایی، روش انتگرال مرزی مستقیم (Crouch and Starfield, 1983). یک گسل، شبیه یک شکاف یا شکستگی دو رویه یا مرز دارد که یکی به طور مؤثر بر دیگری منطبق است. روش‌های المان مرزی مرسوم، مانند روش انتگرال‌گیری مستقیم، در شبیه‌سازی این مسئله غیر مؤثر هستند. روش ناپیوستگی جابه‌جایی توسط Crouch (1976) برای مقابله با مسائلی از این نوع ایجاد شد. با توجه به اینکه گسلش با ناپیوستگی در جابه‌جایی همراه است، بنابراین روش ناپیوستگی جابه‌جایی برای مدل‌سازی حرکت گسل‌ها در این مدل‌سازی انتخاب شد. در مدل المان مرزی گسل‌ها، به‌صورت جداسدگی‌های مستطیلی صفحه‌ای در نیم‌فضای الاستیک هموزن با عنوان المان شناخته می‌شوند. جداسدگی یا لغزش روی المان‌ها را می‌توان با روش‌های متعددی شامل اعمال تنش، کرنش یا تنسور گزردان جابه‌جایی، با اعمال شرایط مرزی مناطق دور یا با اعمال جابه‌جایی یا تنش روی المان‌های دیگر ایجاد کرد. امکان استفاده از شرایط مرزی ترکیبی نیز وجود دارد.

مطابق شکل ۲ در انجام مدل‌سازی به‌روش المان‌های مرزی سه بعدی از سه دستگاه مختصات مختلف استفاده می‌شود که عبارتند از: (۱) دستگاه مختصات سراسری (۲) دستگاه مختصات محلی و (۳) دستگاه مختصات صفحه‌ای.

دستگاه مختصات سراسری  $(X_g, Y_g, Z_g)$  بین همه المان‌ها مشترک است به‌گونه‌ای که محور  $X$  آن افقی و به موازات سطح آزاد بوده و سوی مثبت آن به سمت خاور است. محور  $Y$  این سیستم نیز افقی بوده و سوی مثبت آن به سمت شمال است. محور  $Z$  نیز قائم بوده و سوی مثبت آن نسبت به سطح آزاد به سمت بالای نیم‌فضا است. از این دستگاه مختصات برای تعریف خروجی‌های مدل استفاده می‌شود. دستگاه مختصات محلی  $(X_L, Y_L, Z_L)$  برای هر صفحه یا المان تعریف شده است، و از آن برای محاسبه توابع گرین استفاده می‌شود. محورهای  $X_L$  و  $Y_L$  یک صفحه افقی را تعریف می‌کنند که به موازات سطح آزاد است. محور  $X_L$  در راستای گسل و محور  $Y_L$  عمود بر آن و محور  $Z_L$  قائم بر صفحه دو محور است، به‌گونه‌ای که دستگاه مختصات حاصل، به‌صورت راست گرد است، یعنی با نگاه کردن در راستای امتداد گسل  $X_L$ ، فرادیواره در سمت راست قرار گرفته و محور  $Y_L$  به سمت فرودیواره باشد. دستگاه مختصات صفحه‌ای  $(X_p, Y_p, Z_p)$  نیز برای هر صفحه تعریف می‌شود، به‌گونه‌ای که محور  $X_p$  در امتداد گسل  $(=X_L)$  و محور  $Y_p$  در راستای شیب گسل بوده و به سمت بالا مثبت است. محور  $Z_p$  نیز عمود بر صفحه یا المان بوده و جهت مثبت آن به‌گونه‌ای است که سیستم راست گرد باشد. از این دستگاه مختصات برای تعریف و معرفی شرایط مرزی به مدل استفاده می‌شود.

بر اساس شکل ۳ برای مشخص کردن شرایط مرزی، سطوح هر گسل به زیرالمان‌هایی تقسیم شده و شرایط مرزی در نقطه مرکزی هر زیرالمان مشخص می‌شود. این شرایط تعداد سه قید تنش یا جابه‌جایی را در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر هر زیرالمان تعریف می‌کنند. یعنی یک شرط مرزی به‌ازای هر راستا. شرایط مرزی می‌توانند دربرگیرنده مؤلفه‌های تنش، جابه‌جایی مطلق، نسبی و یا هر ترکیبی از آنها در هر زیرالمان باشد.

جدول مقادیر منفی نشان‌دهنده آهنگ لغزش راست‌گرد و مقادیر مثبت نشان‌دهنده آهنگ لغزش چپ‌گرد هستند.

بر اساس شکل ۹- الف در مناطقی که میدان سرعت مدل انطباق خوبی را با مشاهدات GPS نشان می‌دهد، اعتماد بیشتری به سرعت‌های لغزش مدل‌سازی شده برای گسل‌ها وجود دارد. با توجه به همین امر آهنگ لغزش اولیه به دست آمده برای گسل کوه‌بنان با در نظر گرفتن این که سرعت مدل در ایستگاه GPS نزدیک آن، یعنی ایستگاه KERM، تطابق خوبی با مشاهدات GPS ندارد، قابل اعتماد نیست و اختلاف زیادی نیز با آهنگ لغزش حاصل از روش‌های زمین‌شناسی دارد. برای رفع چنین مواردی افزون بر استفاده از روش‌های مان‌های مرزی و روند سعی و خطا بعد از مدل‌سازی، استفاده از اطلاعات گسلی بیشتر و شبکه‌های GPS محلی با تراکم بالا در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.

بر اساس ستون‌های دوم و سوم جدول ۲ با توجه به این که آهنگ لغزش مدل‌سازی شده برای گسل شمال تبریز بزرگ‌تر از آهنگ لغزش گسل اصلی عهد حاضر است، بنابراین نتایج این مدل‌سازی گسل شمال تبریز را به جای گسل اصلی عهد حاضر در امتداد گسل آاناتولی شمالی در نظر می‌گیرد. همچنین نتایج مدل‌سازی‌ها نشان می‌دهند که بیشتر گسل‌های امتدادلغز در ایران از نوع راست‌گرد و بیشتر گسل‌های شیب‌لغز از نوع معکوس هستند.

برای مقایسه آهنگ‌های لغزش حاصل از مدل‌سازی به روش‌های مان‌های مرزی در ستون دوم جدول ۲ با آهنگ‌های لغزش حاصل از روش‌های مان‌های محدود و روش‌های زمین‌شناسی در شکل ۱۱ ارائه شده است. شکل ۱۱ آهنگ‌های لغزش مدل‌سازی شده به ازای مقادیر مختلف ضریب اصطکاک در سطح گسل را به روش‌های مان‌های محدود نشان می‌دهد. در این شکل مستطیل‌های خاکستری، نشان‌دهنده سرعت‌های لغزش برآورد شده به همراه محدوده خطای آنها با روش‌های زمین‌شناسی هستند. مقایسه مقادیر آهنگ لغزش در ستون دوم جدول ۲ و شکل ۱۱ نشان می‌دهد که در مورد گسل شمال تبریز آهنگ لغزش منتج از روش‌های مان‌های مرزی با نتایج زمین‌شناسی تطابق بهتری دارد تا نتایج روش‌های مان‌های محدود. در مورد گسل اصلی عهد حاضر و گسل کازرون، آهنگ لغزش حاصل از روش‌های مان‌های مرزی با روش‌های مان‌های محدود، تطابق بیشتری را نشان می‌دهد و با نتیجه حاصل از زمین‌شناسی تفاوت زیادی دارد. در مورد گسل‌های میناب، سبزواران و ده‌شیر، آهنگ لغزش حاصل از روش‌های مان‌های مرزی بیشتر از روش‌های مان‌های محدود یا روش زمین‌شناسی بوده، اما به آهنگ لغزش زمین‌شناسی نزدیک‌تر است. در مورد گسل‌های نه و نایبند نیز آهنگ لغزش حاصل از روش‌های مان‌های مرزی به آهنگ لغزش حاصل از روش‌های مان‌های محدود، در حالی که ضریب اصطکاک  $\mu = 0.05$  باشد، نزدیک‌تر است. در مورد گسل کوه‌بنان اختلاف زیادی بین روش‌های مان‌های مرزی با روش‌های مان‌های محدود دیده می‌شود که علت این امر همان‌گونه که قبلاً نیز مطرح شد، عدم انطباق خوب میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS در منطقه اطراف این گسل مطابق شکل ۱۰- الف است.

در مورد راندگی اصلی زاگرس (MZT) با این که نتایج حاصل از GPS و لرزه‌نگاری هیچ‌گونه حرکت امتدادلغزی را نشان نمی‌دهند، اما نتایج حاصل از مدل‌سازی به روش‌های مان‌های محدود آهنگ لغزش حدود  $0.5 \text{ mm/yr}$  را به ازای  $\mu = 0.05$  و آهنگ لغزش حدود  $1.1 \text{ mm/yr}$  را به ازای  $\mu = 0.02$  ارائه می‌دهند، در این روش با کم شدن ضریب اصطکاک، آهنگ لغزش افزایش یافته است (Vernant, & Chery, 2006). در مدل‌سازی به روش‌های مان‌های مرزی نیز آهنگ لغزش  $2.1 \text{ mm/yr}$  برای راندگی اصلی زاگرس برآورد شده است که بیشتر از مقادیر برآوردشده توسط روش‌های مان‌های محدود است. علت برآورد چنین آهنگ لغزشی را برای راندگی اصلی زاگرس می‌توان به در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک بین سطوح گسلش در این روش مدل‌سازی نسبت داد، زیرا در این روش، گسل‌ها زیر

یعنی ایران، با شرایط مرزی استنتاجی از GPS انتخاب شد. در این زمینه از (Vernant & Chery, 2006) استفاده شد. گسل‌های فعال انتخابی در شکل ۵ و هندسه مدل با شرایط مرزی اولیه در شکل ۶ نشان داده شده است که شامل کل منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان با اوراسیا در محدوده ایران است. برای رسیدن به نتایج بهتر برای مؤلفه امتدادلغز سرعت‌های لغزش در انجام مدل‌سازی به روش‌های مان‌های مرزی، بایستی بین گسل‌ها مرزهای بسته‌ای ایجاد شود، بر اساس شکل‌های ۶ و ۷، مرزهای بسته‌ای بین گسل‌ها ایجاد شد. شرایط مرزی در پنج ضلعی احاطه‌کننده منطقه مورد مطالعه، بر اساس مقادیر استنتاجی از GPS در مدل لحاظ شد. گسل‌های داخلی منطقه در ژرفای متوسط ۱۵ کیلومتر قفل شده و در زیر این ژرفا نیز به عنوان شرط مرزی تنش‌ها در صفحه گسل برابر صفر منظور شده و اجازه حرکت نرمال نیز به گسل‌ها داده نشد. بدین ترتیب گسل‌های داخل منطقه با شرایط مرزی لحاظ شده مجاز شدند که در راستای امتداد و شیب خود زیر ژرفای قفل‌شدگی آزادانه حرکت کنند. میزان این حرکت، یعنی آهنگ لغزش نیز توسط شرایط مرزی حاکم بر محیط مورد مطالعه و روش ناپیوستگی جابه‌جایی تعیین شد. میدان سرعت GPS انتخابی از (Masson et al., 2007) که نسبت به اوراسیا ثابت شده و برای بررسی درستی نتایج مدل مورد استفاده قرار گرفته است در شکل ۸ به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد آنها نشان داده شده است. ایستگاه‌های GPS خارج از پنج ضلعی احاطه‌کننده منطقه مورد مطالعه یعنی ایستگاه‌های BAHR, MUSC, CHAB, JASK و ایستگاه KHAS که خیلی نزدیک به مرز منطقه مورد مطالعه بود، از روند مدل‌سازی حذف شدند. پس از مشخص شدن نتایج اولیه انطباق میدان سرعت مدل با مشاهدات GPS مورد بررسی قرار گرفت و با تغییر شرایط مرزی به صورت سعی و خطا سعی شد که این انطباق به پیشینه برسد. در این مرحله برای گسل‌های مورد مطالعه مؤلفه‌های معکوس و نرمال نیز در نظر گرفته شد، برای تعیین دامنه این مؤلفه‌ها، تنها انطباق میدان سرعت مدل با مشاهدات GPS در نظر گرفته شد و مدل‌سازی میدان سرعت ناشی از تغییرات آهنگ لغزش گسل‌ها در اثر مؤلفه‌های معکوس و نرمال با مدل‌سازی متعارف جدانشدگی یعنی مدل Okada و بدون به‌رگیری از روش‌های مان‌های مرزی انجام گرفت.

جدول ۱، میدان سرعت GPS و نتایج اولیه و نهایی میدان سرعت مدل را در ایستگاه‌های شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران نشان می‌دهد، در این جدول ستون اول نام ایستگاه‌های GPS، ستون‌های دوم و سوم مختصات جغرافیایی ایستگاه‌ها، ستون‌های چهارم و پنجم مؤلفه‌های سرعت ایستگاه‌ها از مرجع (Masson et al., 2007)، ستون‌های ششم، هفتم و هشتم دقت و همبستگی مشاهدات GPS، ستون‌های نهم و دهم سرعت‌های مدل‌سازی شده اولیه و ستون‌های یازدهم و دوازدهم سرعت‌های مدل‌سازی شده نهایی، ناشی از گسل‌های داخلی ایران در منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا را نشان می‌دهند. شکل ۹- الف میدان سرعت GPS را با بیضی خطای ۹۵ درصد به همراه میدان سرعت حاصل از مدل‌سازی اولیه به روش‌های مان‌های مرزی نشان می‌دهد. تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت ناشی از مدل‌سازی اولیه نیز در شکل ۹- ب نشان داده شده است. این شکل بردارهای باقیمانده اولیه ناشی از تفاضل بردارهای سرعت مدل را از بردارهای سرعت مشاهداتی یعنی GPS به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS و مقادیر درون‌یابی شده باقیمانده‌ها در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. شرط تساوی دو میدان سرعت در ایستگاه‌های مختلف، قرار گرفتن بردار تفاضل آنها در بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS است که در مورد بیشتر ایستگاه‌ها این وضعیت برقرار است. میزان برقراری این وضعیت یعنی قرار گرفتن بردار تفاضل در داخل بیضی خطای مشاهدات GPS، درصد درستی ادعای مطرح شده در مورد آهنگ لغزش گسل‌ها را مشخص می‌کند. در ستون دوم جدول ۲، سرعت‌های لغزش امتدادلغز برآورد شده اولیه از مدل‌سازی به روش‌های مان‌های مرزی برای گسل‌های فعال انتخابی نشان داده شده است، در این

سرعت مدل نهایی را از بردارهای سرعت مشاهداتی یعنی GPS به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS و مقادیر درون یابی شده باقیمانده‌های نهایی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. مدل‌سازی‌های انجام‌شده، نشانگر سازگاری مقادیر آهنگ لغزش حاصل از مدل‌سازی با مقادیر حاصل از روش‌های محدود و روش‌های زمین‌شناسی در مورد بیشتر گسل‌ها دارد.

## ۷- دلایل اختلاف آهنگ‌های لغزش مدل‌سازی شده به روش‌های زمین‌شناسی و المان‌های محدود با آهنگ‌های لغزش حاصل از روش‌های زمین‌شناسی

اختلافاتی بین آهنگ‌های لغزش منتج از سه روش وجود دارد که علت آن را می‌توان تفاوت اساسی سه روش‌های زمین‌شناسی، المان‌های محدود و زمین‌شناسی، عدم انطباق نتایج حاصل از مدل‌سازی با مشاهدات GPS در ایستگاه‌های نزدیک به گسل‌های فعال که باعث ایجاد عدم اعتماد به آهنگ لغزش منتج از مدل‌سازی می‌شود، در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک بین سطوح گسلس در روش‌های زمین‌شناسی، فرض منطقه مورد مطالعه به صورت نیم‌فضای کشسان همگن در حالی که زمین واقعی به صورت بیضوی گرانروی کشسان ناهمگن است، حرکات مربوط به رهایی بعدلرزه‌ای (postseismic relaxation) یا حرکات هم‌لرزه مدل‌سازی نشده در مرحله پردازش مشاهدات GPS، اثر توپوگرافی و اثر جاذبی مدل‌سازی نشده در داخل توابع گرین و عدم قطعیت ورودی‌های مدل یا آهنگ‌های لغزش حاصل از زمین‌شناسی نسبت داد. برای مثال، نحوه برخورد با حرکات هم‌لرزه و بعدلرزه در مشاهدات ایستگاه‌های GPS قبل از توزیع آهنگ لغزش به شرح زیر است:

با توجه به لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی، وجود تأثیرات هم‌لرزه و بعدلرزه روی ایستگاه‌های GPS امری بدیهی است. تصحیح آثار هم‌لرزه و بعدلرزه در مشاهدات GPS ضروری است. محل ایستگاه‌های GPS و زمان مشاهدات باید به گونه‌ای در نظر گرفته شوند که نتایج حاصل از پردازش‌ها به دور از اثرات هم‌لرزه یا بعدلرزه باشند. این آثار را می‌توان به صورت مشاهداتی و یا محاسباتی از بین برد. در روش مشاهداتی، باید با توجه به لرزه‌خیزی منطقه در تعیین محل ایستگاه‌ها دقت کرد و یا در مورد مشاهدات دوره‌ای، زمان مشاهدات را با توجه به زمان زمین‌لرزه‌های شدید رخ داده در منطقه به گونه‌ای تعیین کرد که نتایج حاصل از مشاهدات GPS به دور از اثرات هم‌لرزه یا بعدلرزه باشد. در روش محاسباتی، این آثار را می‌توان با استفاده از مدل Okada (1985) در حالت هم‌لرزه و مدل Wang et al. (2006) در حالت بعدلرزه مدل‌سازی و از روی مشاهدات GPS حذف کرد و بعداً به مدل‌سازی در حالت بین‌لرزه‌ای پرداخت (Tavakoli et al., 2008). از سوی دیگر، باید توجه داشت با این‌که واحد سرعت مشاهدات GPS یا سرعت‌های حاصل از مدل، میلی‌متر در سال است، اما مشاهدات دوره‌ای در چند روز محدود و متفاوت صورت می‌گیرد و سرعت‌های به‌دست آمده در سال‌های بعدی ثابت فرض می‌شوند. بنابراین اگر در سال‌های بعد نیز در همان منطقه زمین‌لرزه‌ای رخ دهد، عملاً تأثیری در میدان سرعت ثابت GPS نخواهد داشت. از سوی دیگر، اثرات بعدلرزه‌ای بیشتر در مورد زمین‌لرزه‌هایی مطرح است که شدید باشند و ژرفای کانونی بزرگی داشته باشند تا زمین‌لرزه بخش خمیری سنگ‌کره را تحت تأثیر قرار دهد. در مورد زمین‌لرزه‌هایی که شدید نباشند و یا دارای ژرفای کانونی زیادی نباشند، اثر بعدلرزه‌ای بسیار کم است و مدل‌سازی و اعمال اثر آنها در مشاهدات GPS لزومی ندارد زیرا در حالت کلی اثرات بعدلرزه‌ای در مقایسه با اثرات هم‌لرزه از نظر دامنه خیلی کوچک‌ترند و بعد از رخداد زمین‌لرزه، با گذشت زمان کوچک‌تر نیز می‌شوند (Wang et al., 2006).

از سوی دیگر، در مدل‌سازی انجام‌شده ژرفای قفل‌شدگی گسل‌ها به طور متوسط ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده و در ضمن مدل‌سازی تغییر داده نشده است، تغییر

ژرفای قفل‌شدگی به صورت آزاد و بدون ضریب اصطکاک در نظر گرفته می‌شوند. از سوی دیگر، مقایسه مقادیر آهنگ لغزش حاصل از مدل‌سازی به روش‌های زمین‌شناسی با مقادیر حاصل از روش‌های زمین‌شناسی نیز نشان می‌دهد که در بیشتر موارد آهنگ‌های لغزش برآوردشده با روش‌های زمین‌شناسی، بیشتر از مقادیر متناظر با روش‌های زمین‌شناسی است که علت آن را می‌توان به در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک در مدل‌سازی به روش‌های زمین‌شناسی نسبت داد. همچنین در مدل‌سازی به روش‌های زمین‌شناسی زمین به صورت کشسان در نظر گرفته می‌شود در حالی که زمین واقعی به صورت گرانروی کشسان است که در مدل‌سازی به روش‌های زمین‌شناسی محدود نیز این اثر اعمال می‌شود، کشسان فرض کردن زمین در مدل‌سازی به روش‌های زمین‌شناسی نیز می‌تواند دلیلی بر افزایش آهنگ لغزش حاصل از این روش مدل‌سازی نسبت به روش‌های زمین‌شناسی یا المان‌های محدود باشد.

مطالعات انجام‌شده در این تحقیق به نوعی حل مسئله معکوسی است که بی‌نهایت جواب دارد یعنی می‌توان بی‌نهایت حالت برای گسل‌ها در نظر گرفت که منجر به یک جابه‌جایی سطحی شود. برای محدود کردن حالت‌های ممکن و رسیدن به جواب واحد باید سعی شود که قيود بیشتری از زمین‌شناسی با اطلاعات حاصل از عملیات صحرایی در مدل وارد شود. در مرحله اول انجام محاسبات برای ایجاد تطابق بهتر بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS، فقط شرایط مرزی مدل روی چندضلعی (پلی‌گون) تغییر داده شد، در حالی که می‌توان ژرفای قفل‌شدگی گسل‌ها را با استفاده از اطلاعات موجود از گسل‌ها در مورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها تغییر داد، یا اگر آهنگ لغزش در مورد گسلی با روش‌هایی غیر از مدل‌سازی معلوم است، می‌توان اطلاعات مربوط به آن گسل را به عنوان شرط مرزی مدل‌سازی در نظر گرفت. در مرحله اول انجام محاسبات مدل‌سازی انجام‌شده آهنگ لغزش همه گسل‌ها، مجهول در نظر گرفته شده و گسل‌ها در زیر ژرفای قفل‌شدگی در راستای گسل آزاد گرفته شده و در راستای نرمال بر گسل با توجه به سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های مربوط به گسل و با سعی و خطا مقادیری برای آنها اختصاص داده شده است، به گونه‌ای که انطباق خوبی بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت حاصل از مشاهدات GPS ایجاد شود.

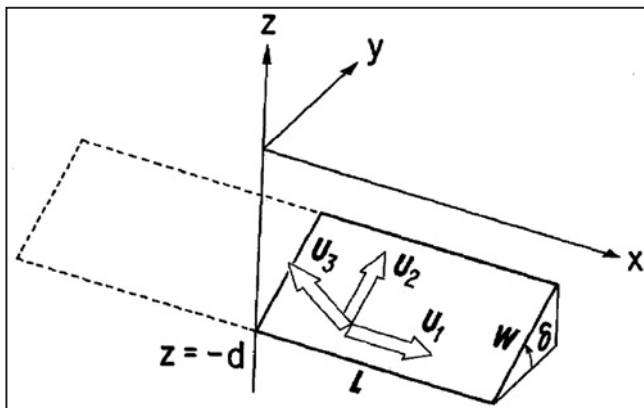
در ادامه برآوردها برای بهبود تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و با در نظر گرفتن همخوانی آهنگ‌های لغزش حاصل از مدل با آهنگ‌های لغزش زمین‌شناسی، سعی شد با تغییر شرایط مرزی در چندضلعی احاطه‌کننده گسل‌ها در شکل ۶ و معرفی برخی از آهنگ‌های لغزش حاصل از روش‌های زمین‌شناسی به عنوان شرط مرزی به مدل، تطابق بیشتری بین آهنگ‌های لغزش حاصل از روش‌های مختلف ایجاد شود، برای مثال با توجه به این‌که برای راندگی اصلی زاگرس، آهنگ لغزش امتدادلغزی توسط روش‌های زمین‌شناسی گزارش نشده است، بنابراین این گسل در راستای امتداد قفل شده و اجازه حرکت امتدادلغز به آن داده نشد. در مورد بقیه گسل‌ها نیز آهنگ‌های لغزش حاصل از مدل‌سازی اولیه به عنوان شرط مرزی به گسلس‌ها داده شد و با روند سعی و خطا این مقادیر در جهت رسیدن به آهنگ‌های لغزش زمین‌شناسی تغییر داده شد به گونه‌ای که تا حد ممکن تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS حفظ شده و حتی بهبود نیز بیاید. ستون سوم جدول ۲ مقادیر نهایی آهنگ‌های لغزش مدل‌سازی شده را نشان می‌دهد که به آهنگ‌های لغزش حاصل از زمین‌شناسی نزدیک‌تر شده است و به‌ویژه در مورد گسل کوه‌بنان با بهبود انطباق بردار سرعت مدل با بردار سرعت GPS نزدیک به آن، یعنی ایستگاه KERM، نزدیک‌شدگی آهنگ لغزش مدل به آهنگ لغزش زمین‌شناسی مشهودتر است. شکل ۱۰-الف میدان سرعت GPS را با بیضی خطای ۹۵ درصد به همراه میدان سرعت حاصل از مدل‌سازی نهایی به روش‌های زمین‌شناسی می‌دهد. تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت نهایی ناشی از مدل‌سازی نیز در شکل ۱۰-ب نشان داده شده است. این شکل بردارهای باقیمانده نهایی ناشی از تفاضل بردارهای

بر اساس شبکه های GPS محلی پیشنهاد می شود. در مدل سازی محلی در ابعاد کوچک تر، باید اطلاعات گسلش با دقت و تراکم بیشتری وارد مدل شود. در این حالت استفاده از شبکه های GPS پیوسته به جای دوره ای پیشنهاد می شود. همچنین در این حالت بهتر است از زیرالمان های مثلی به جای زیرالمان های مستطیلی استفاده شود تا هم دقت بیشتری از مدل سازی حاصل شود و هم انحنا سطوح گسلی به نحو بهتری در مدل سازی ها وارد شده و اثر آن در نتایج، ارزیابی گردد.

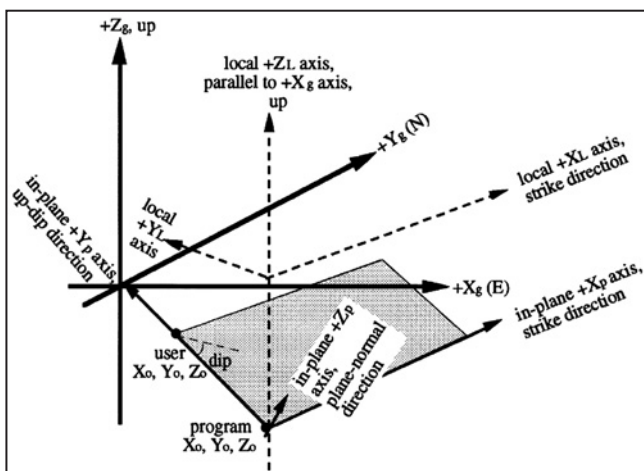
برای حل مشکلات مربوط به عدم تطابق آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی با آهنگ های لغزش زمین شناسی، بهبود توابع گرین مدل Okada برای موارد یاد شده در مورد دلایل عدم تطابق آهنگ های لغزش پیشنهاد می شود.

با تقسیم گسلش ناشی از یک زمین لرزه به زیرالمان های کوچک و استفاده از شرایط مرزی حاصل از GPS یا InSAR می توان توزیع لغزش هم لرزه ناشی از یک زمین لرزه را با استفاده از مدل سازی به روش المان های مرزی به دست آورد.

در این نوشتار از روش عددی المان های مرزی با توابع گرین مستخرج از مدل تحلیلی Okada برای توزیع آهنگ لغزش بین گسل ها در حالت بین لرزه ای استفاده شده است. با استفاده از سرعت های لغزش توزیع شده و زمان شروع گسلش ها و با مدل تحلیلی Okada می توان توپوگرافی منطقه تحت مطالعه را با این روش مدل سازی کرد که با مدل ارتفاعی منطقه قابل مقایسه باشد. از سوی دیگر می توان اثر ایزوستازی، فرسایش و رسوب را به صورت اثر محیط های ناهمگن در مدل سازی به روش المان های مرزی لحاظ کرد.



شکل ۱- هندسه گسل و نمادهای مورد استفاده در مدل سازی (Okada, 1985)



شکل ۲- دستگاه های مختصات استفاده شده در مدل سازی به روش المان های مرزی سه بعدی (Gomberg et al., 1994)

ژرفاهای قفل شدگی با استفاده از اطلاعات قبلی زمین شناسی قطعاً در انطباق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و رسیدن به آهنگ های لغزش نزدیک به مقادیر زمین شناسی مؤثر است. اما متأسفانه در مورد بیشتر گسل ها ژرفای قفل شدگی مشخص نیست و از مقدار میانگین در این مدل سازی استفاده شده است.

همچنین عدم انطباق دو میدان سرعت را می توان به اثرات سیستماتیک موجود در مشاهدات GPS و به ویژه مشاهدات دوره ای نسبت داد (برای مثال اثرات فصلی یا اثرات ناشی از فعالیت های انسانی)، برای رفع این مشکل، استفاده از مشاهدات پیوسته GPS به جای مشاهدات دوره ای پیشنهاد می شود.

در هر منطقه ای از مدل، به جای سامانه گسلی موجود، تنها یک گسل در نظر گرفته شده است که طبیعتاً باعث عدم همخوانی آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی با آهنگ های لغزش زمین شناسی خواهد شد. برای حل این مشکل استفاده از گسل های بیشتر در سامانه های گسلی مختلف با شبکه های GPS متراکم محلی پیشنهاد می شود.

## ۸- نتیجه گیری

نتایج حاصل از مدل سازی ها، قابلیت روش المان های مرزی را به عنوان ابزاری کارا در تعیین آهنگ لغزش گسل ها با استفاده از شرایط مرزی مناسب نشان می دهد. دو برتری مهم علمی و فنی برای مدل سازی به روش المان های مرزی وجود دارد که عبارتند از: الف) از نظر فنی در این روش، مش بندی تنها در سطح گسل انجام می گیرد. یعنی با این که مسئله سه بعدی است، اما مش بندی و محاسبات در دو بعد انجام می شود که باعث صرفه جویی در حجم و زمان محاسبات می شود. از این دیدگاه استفاده از روش المان های مرزی به جای المان های محدود خیلی مقرون به صرفه تر خواهد بود.

ب) از نظر علمی این روش با استفاده از تنش و کرنش به عنوان شرایط مرزی به یک ابزار مکانیکی برای توزیع لغزش تبدیل می شود که بهتر از روش های سینماتیکی بوده و برآوردهای انجام شده با استفاده از آهنگ های لغزش توزیع شده با این روش به واقعیت نزدیک تر هستند.

آهنگ های لغزش توزیع شده با این روش نشان می دهند که بیشتر گسل ها در ایران از نوع امتداد لغز راست گرد و شیب لغز معکوس هستند.

از سوی دیگر، با توجه به این که در این روش آهنگ لغزش مدل سازی شده برای گسل شمال تبریز بیشتر از گسل اصلی عهد حاضر است، بنابراین از مدل سازی انجام شده می توان به این نتیجه رسید که گسل شمال تبریز دنباله گسل شمال آتاتولی است.

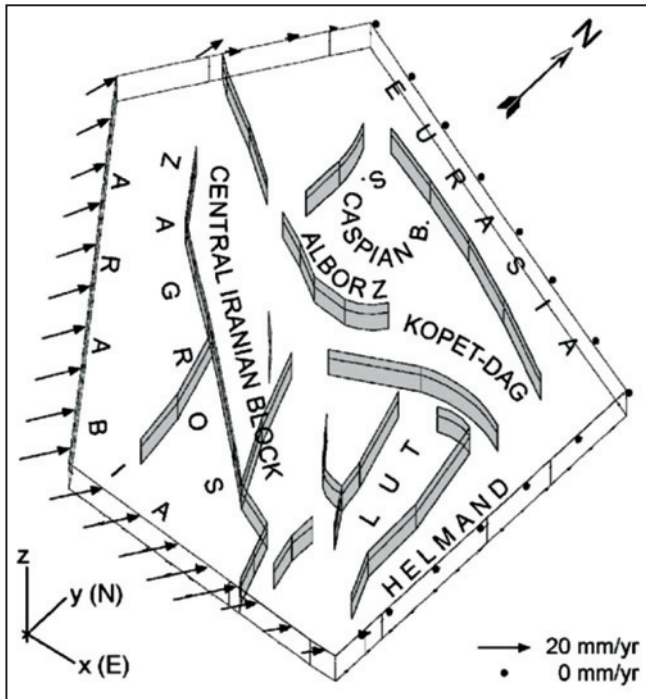
در این نوشتار شرایط مرزی مورد استفاده در محاسبات با استفاده از مشاهدات GPS تعیین شده اند. امکان تعیین شرایط مرزی با روش های دیگر نیز وجود دارد، برای مثال می توان از مفهوم قطب اولر استفاده کرده و برای منطقه برخورد مایل دو صفحه عربستان با اوراسیا کرنش محاسبه کرده و کرنش حاصل را به عنوان شرط مرزی وارد مدل نموده و آهنگ لغزش گسل ها را بر اساس آن تعیین کرد.

در استفاده از روش المان های مرزی برای توزیع آهنگ لغزش، امکان استفاده از انواع شرایط مرزی و حتی ترکیبات آنها وجود دارد. استفاده از تنش یا کرنش به عنوان شرط مرزی در توزیع آهنگ لغزش در سیستمی از انواع گسلش ها، روش المان های مرزی را به ابزار مکانیکی برای توزیع لغزش تبدیل می کند که به روش های سینماتیکی مانند قطب اولر برتری دارد. استفاده از ابزار مکانیکی به جای ابزار سینماتیکی برای توزیع لغزش در سامانه های گسلی دید واقع بینانه تری از آهنگ لغزش گسل ها ارائه داده و برآورد خطر زمین لرزه با استفاده از سرعت های لغزش برآوردی با این روش به واقعیت نزدیک تر خواهد بود.

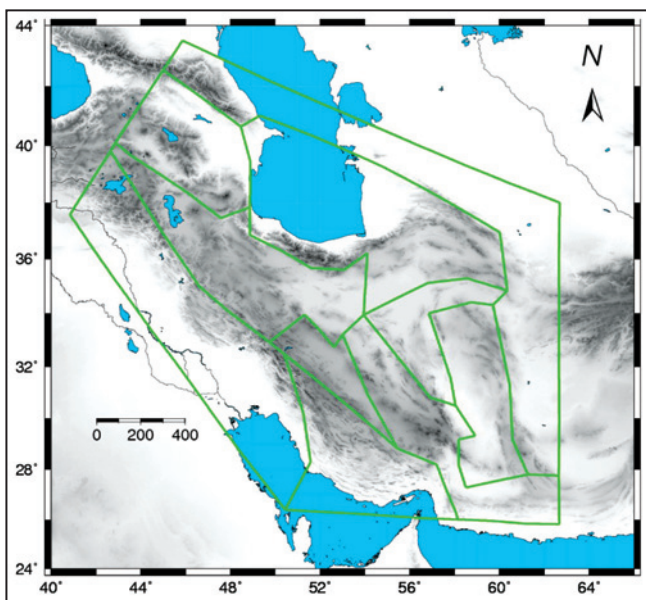
در انجام مدل سازی، هر گسل به عنوان یک المان در نظر گرفته شده است با تقسیم گسل ها به زیرالمان هایی با ابعاد کوچک تر در کارهای محلی می توان به توزیع دقیق تری از آهنگ های لغزش دست یافت.

در ادامه این نوشتار، توزیع آهنگ لغزش بین گسل ها در مقیاس های محلی

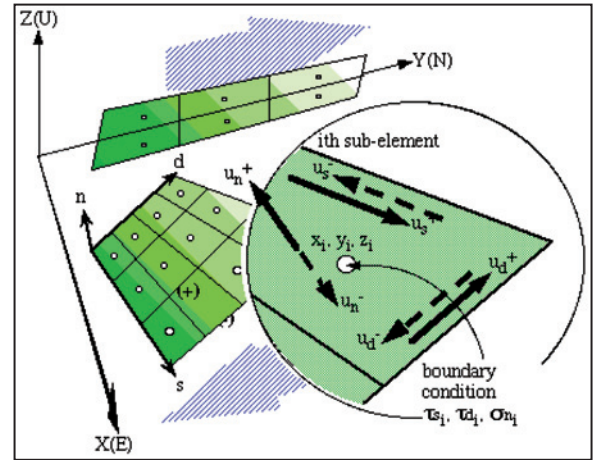




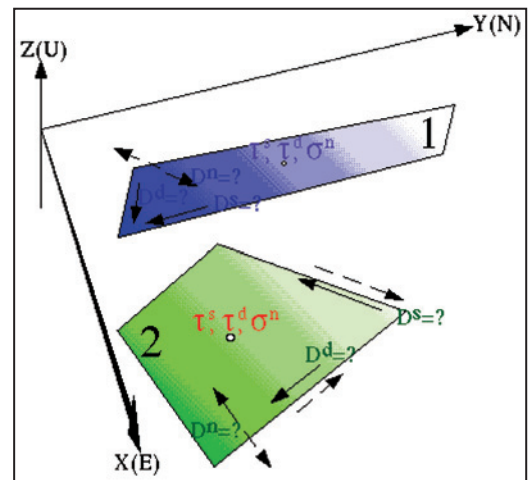
شکل ۶- هندسه مدل، شامل کل منطقه برخورد صفحه‌های عربستان با اوراسیا در محدوده ایران است. گسل‌های انتخابی با رنگ خاکستری نشان داده شده‌اند. شرایط مرزی مورد استفاده با حرکت صلب صفحه عربستان به سمت اوراسیا در سیستم اوراسیای ثابت از مشاهدات GPS نتیجه‌گیری شده‌اند (Vernant & Chery, 2006).



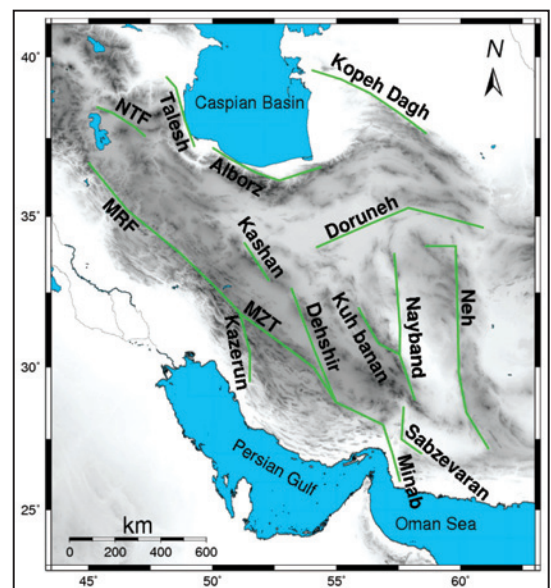
شکل ۷- چند ضلعی طراحی شده برای مدل‌سازی حرکت امتداد لغز گسل‌های محدوده مورد مطالعه در مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی بر اساس اطلاعات مقاله (Vernant & Chery, 2006).



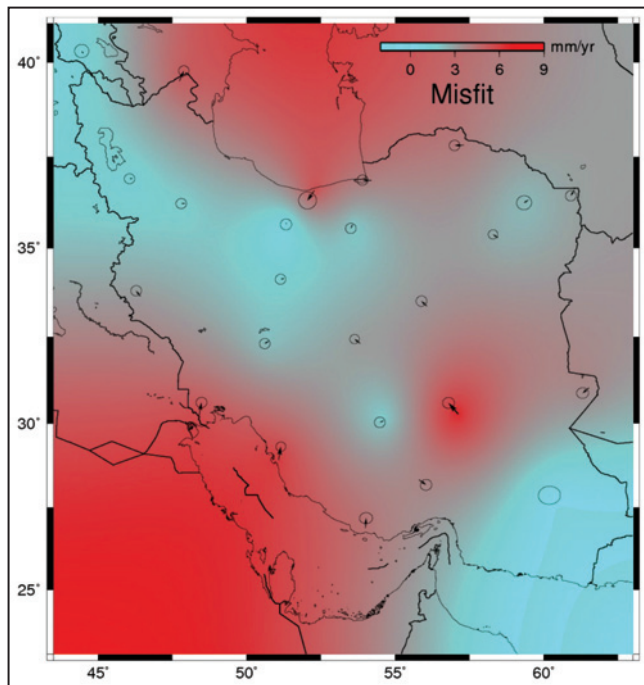
شکل ۳- نمایش متغیرهای ورودی مورد استفاده در مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی سه بعدی (Gomberg et al., 1994).



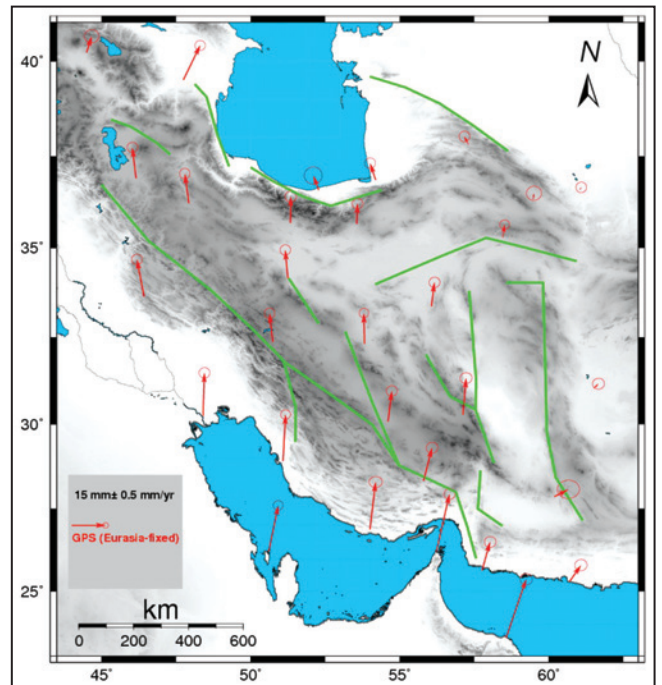
شکل ۴- برای مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی یک سری شرایط مرزی در نقاط مرکزی هر المان مشخص می‌شود (Gomberg et al., 1994).



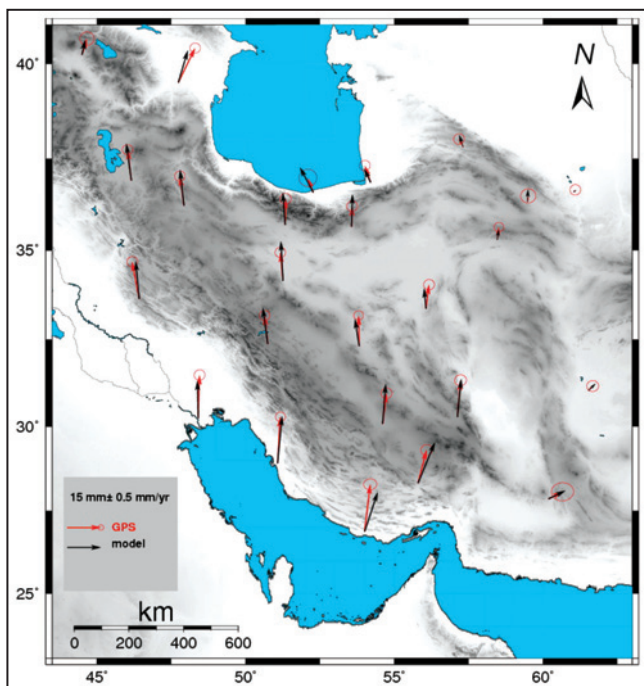
شکل ۵- سامانه گسل‌های فعال انتخابی برای مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش به روش المان‌های مرزی در محدوده برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا



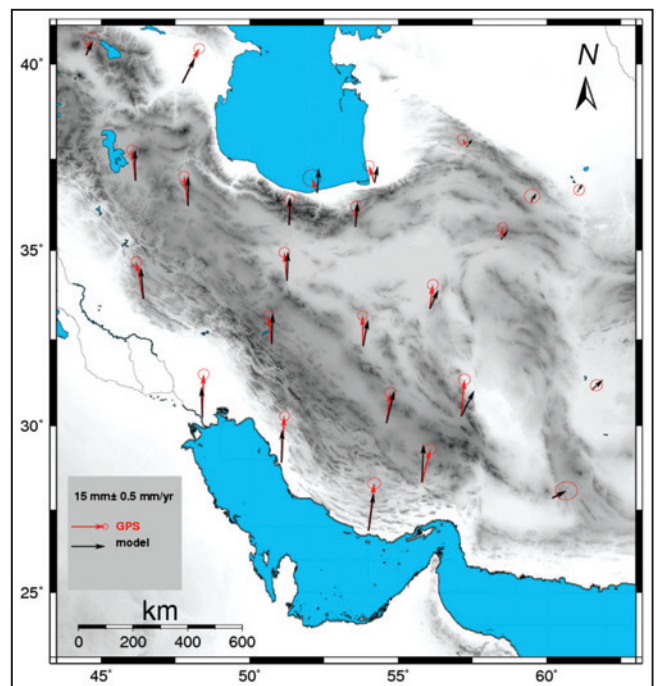
شکل ۹-ب) تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت اولیه ناشی از مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی



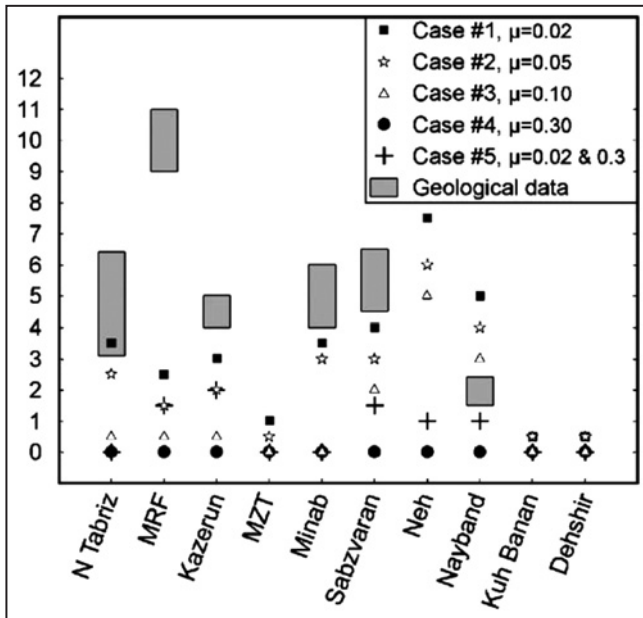
شکل ۸- میدان سرعت GPS انتخابی از مقاله Masson et al. (2007) با بیضی خطای ۹۵ درصد برای آزمون درستی مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی همراه با گسل‌های فعال انتخابی از منطقه مورد مطالعه که آهنگ لغزش آنها با مدل‌سازی برآورد شده است.



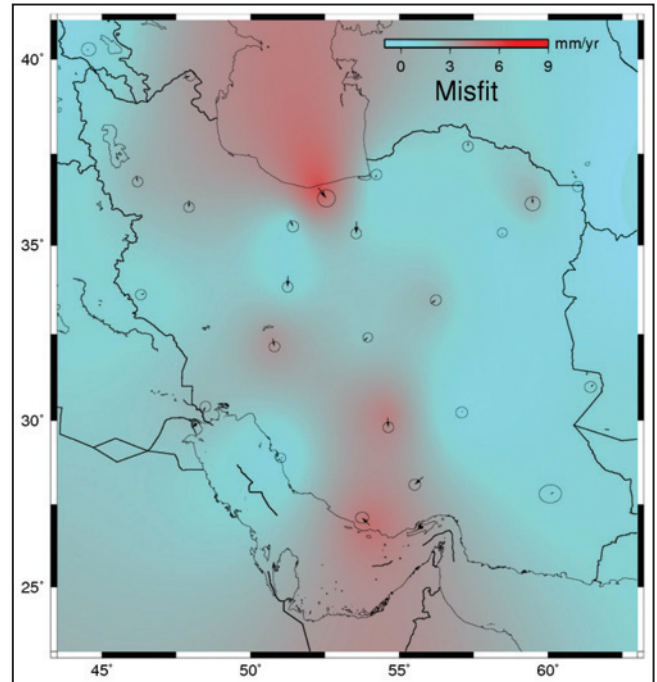
شکل ۱۰- الف) میدان سرعت GPS اوراسیای ثابت در مقایسه با میدان سرعت مدل‌سازی شده نهایی به روش المان‌های مرزی با تغییر دادن آهنگ‌های لغزش اولیه مدل‌سازی شده و نزدیک کردن آنها به آهنگ‌های لغزش زمین‌شناسی.



شکل ۹- الف) میدان سرعت GPS اوراسیای ثابت در مقایسه با میدان سرعت مدل‌سازی شده اولیه به روش المان‌های مرزی.



شکل ۱۱- سرعت‌های لغزش مدل‌سازی شده به‌ازای مقادیر مختلف ضریب اصطکاک در سطح گسل به روش المان‌های محدود. مستطیل‌های خاکستری نشان‌دهنده سرعت‌های لغزش برآورد شده به همراه خطای آنها با روش‌های زمین‌شناسی برحسب میلی‌متر در سال هستند (Vernant & Chery, 2006).



شکل ۱۰- (ب) تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت نهایی ناشی از مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی با تغییر دادن آهنگ‌های لغزش اولیه مدل‌سازی شده و نزدیک کردن آنها به آهنگ‌های لغزش زمین‌شناسی

جدول ۱- میدان سرعت GPS و مدل در ایران، ستون اول نام ایستگاه‌های GPS، ستون‌های دوم و سوم مختصات جغرافیایی ایستگاه‌ها، ستون‌های چهارم و پنجم مؤلفه‌های سرعت ایستگاه‌ها از مرجع Masson et al. (2007)، ستون‌های ششم، هفتم و هشتم دقت و همبستگی مشاهدات GPS و ستون‌های نهم و دهم سرعت‌های مدل‌سازی شده اولیه و ستون‌های یازدهم و دوازدهم سرعت‌های مدل‌سازی شده نهایی ناشی از گسلس‌های داخلی ایران در منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا را نشان می‌دهد.

Site	long. (°E)	lat. (°N)	$V_e$ <sub>(Masson)</sub> (mm/yr)	$V_n$ <sub>(Masson)</sub> (mm/yr)	$\sigma_e$ (mm/yr)	$\sigma_n$ (mm/yr)	corr.	$V_e$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) initial model	$V_n$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) initial model	$V_e$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) final model	$V_n$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) final model
ALIS	۵۱/۰۸۲	۲۸/۹۱۹	۱/۱۹	۲۰/۶۵	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۰۲۴	۰/۲۴	۱۴/۶۷	۲/۰۰	۲۱/۰۲
ARDA	۵۳/۸۲۲	۳۲/۳۱۳	-۰/۲۸	۱۳/۶۰	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۰۲۳	۲/۱۹	۱۱/۶۸	-۱/۸۶	۱۲/۰۷
BAZM	۶۰/۱۸۰	۲۷/۸۶۵	۶/۲۴	۰۳/۲۰	۲/۰۲	۱/۶۵	۰/۰۱۸	۶/۱۱	۳/۰۹	۷/۶۰	۳/۷۳
BIJA	۴۷/۹۳۰	۳۶/۲۳۲	-۱/۷۹	۱۳/۰۹	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۰۲۶	-۰/۰۵	۱۳/۰۸	-۱/۷۸	۱۵/۹۸
DAMO	۴۷/۷۴۴	۳۹/۵۱۳	۷/۴۵	۱۵/۳۱	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۰۱۴	۵/۵۲	۱۰/۷۴	۴/۲۸	۱۴/۳۸
HARA	۵۴/۶۰۸	۳۰/۰۷۹	۱/۶۸	۱۳/۵۸	۱/۱۱	۱/۰۲	۰/۰۲۴	۳/۳۷	۱۴/۲۹	۱/۳۹	۱۷/۸۵
ILAM	۴۶/۴۲۷	۳۳/۶۴۸	-۳/۱۴	۱۶/۴۶	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۰۱۳	-۱/۲۰	۱۳/۹۷	-۱/۶۱	۱۶/۹۱
KASH	۵۸/۴۶۴	۳۵/۲۹۳	۰/۷۴	۰۵/۷۱	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۰۲۳	۲/۹۵	۴/۲۴	۰/۷۰	۴/۶۹
KERM	۵۷/۱۱۹	۳۰/۲۷۷	۱/۴۲	۱۶/۳۰	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۰۱۶	۵/۷۳	۱۱/۳۳	۱/۷۱	۱۶/۹۶
KHOS	۴۸/۴۰۹	۳۰/۲۴۶	۰/۵۸	۱۹/۱۰	۱/۰۴	۱/۰۰	۰/۰۲۶	-۰/۳۶	۱۳/۵۲	-۰/۳۸	۱۶/۷۴
KORD	۵۴/۱۹۹	۳۶/۸۶۰	-۲/۵۳	۰۷/۴۸	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۰۱۹	۱/۴۲	۷/۳۲	-۲/۹۳	۶/۱۸
KSHA	۵۱/۲۵۵	۳۴/۱۵۰	-۱/۱۸	۱۲/۶۹	۱/۰۷	۰/۹۹	۰/۰۲۴	۰/۳۸	۱۲/۹۹	-۰/۹۸	۱۳/۹۹
LAMB	۵۴/۰۰۴	۲۶/۸۸۳	۲/۵۲	۲۰/۹۶	۱/۰۱	۰/۹۸	۰/۰۲۵	۲/۲۹	۱۶/۵۵	۵/۸۴	۱۷/۶۰
MAHM	۵۲/۲۸۵	۳۶/۵۸۸	-۲/۴۳	۰۶/۴۵	۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۰۱۸	۰/۶۱	۱۰/۹۲	-۵/۹۸	۱۱/۲۵
MIAN	۴۶/۱۶۲	۳۶/۹۰۸	-۱/۶۶	۱۳/۷۰	۰/۹۸	۰/۹۴	۰/۰۱۷	-۰/۳۴	۱۳/۷۶	-۲/۲۲	۱۶/۴۰
MSHN	۵۹/۴۸۰	۳۶/۳۳۵	۰/۲۹	۰۲/۷۰	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۰۱۷	۲/۱۷	۳/۹۵	۰/۲۴	۵/۶۳
NSSP	۴۴/۵۰۳	۳۰/۲۲۶	۲/۲۳	۰۷/۱۷	۱/۱۸	۱/۰۰	۰/۰۱۹	۲/۹۱	۶/۱۱	۱/۴۶	۶/۵۵
RAZD	۵۵/۸۰۰	۲۸/۳۳۰	۳/۷۶	۱۴/۷۰	۱/۶۰	۱/۵۶	۰/۰۱۳	۰/۶۵	۱۶/۹۱	۶/۲۶	۱۶/۲۰
ROBA	۵۶/۰۷۰	۳۳/۳۶۹	۱/۳۰	۱۰/۶۷	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۰۱۳	۳/۷۷	۸/۴۰	-۰/۸۲	۹/۱۱
SEMN	۵۳/۵۶۴	۳۵/۶۶۲	۰/۲۸	۰۹/۰۴	۱/۳۶	۱/۲۸	۰/۰۱۶	۱/۰۰	۱۰/۸۴	۰/۴۲	۱۱/۰۴
SHAH	۵۰/۷۴۸	۳۲/۳۶۷	-۱/۴۷	۱۲/۶۵	۱/۱۱	۱/۰۲	۰/۰۲۲	۰/۳۸	۱۳/۶۹	-۲/۲۱	۱۶/۱۷
SHIR	۵۷/۳۰۸	۳۷/۸۱۴	-۱/۸۰	۰۳/۵۴	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۰۰۷	۲/۳۳	۳/۶۲	-۱/۷۴	۵/۳۶
TEHN	۵۱/۳۳۴	۳۵/۶۹۷	۰/۱۹	۱۱/۶۳	۱/۰۴	۱/۰۰	۰/۰۲۲	۰/۲۴	۱۲/۳۲	-۱/۱۱	۱۰/۶۳
YAZT	۶۱/۰۳۴	۳۶/۶۰۱	۰/۷۲	۰۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۰۲۰	۲/۲۷	۳/۵۱	۱/۱۰	۰/۶۹
ZABO	۶۱/۵۱۷	۳۱/۰۴۹	۱/۹۷	۰۲/۰۱	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۰۱۸	۴/۷۸	۴/۴۱	۳/۱۹	۳/۰۸

جدول ۲- آهنگ‌های لغزش امتداد لغز اولیه و نهایی برآورد شده از مدل المان مرزی با شرایط مرزی مختلف برای گسل‌های فعال انتخابی، مقادیر منفی نشان‌دهنده لغزش راست‌گرد و مقادیر مثبت نشان‌دهنده لغزش چپ‌گرد هستند.

گسل	آهنگ لغزش اولیه (mm/yr)	آهنگ لغزش نهایی (mm/yr)
N Tabriz	-۷/۰	-۶/۴
MRF	-۱/۲	-۲/۲
Kazerun	-۱/۳	-۴/۲
MZT	-۲/۱	۰/۰
Minab	-۷/۶	-۱۲/۰
Sabzevaran	-۸/۰	-۷/۳
Neh	-۶/۰	-۶/۳
Nayband	-۴/۳	-۲/۵
Kuh Banan	-۱۲/۰	-۴/۱
Dehshir	-۳/۹	-۲/۵
Kopeh Dagh	-۳/۶	-۶/۲
Talesh	-۲/۵	-۱/۹
Alborz	۱/۶	۱/۹
Doruneh	۲/۹	۱/۵

## کتابنگاری

نوری، س.، وثوقی، ب. و ابوالقاسم، ا. م.، ۱۳۸۸- مدل‌سازی میدان جابه‌جایی هم‌لرزه یک گسل و تعیین حساسیت پارامترهای هندسی و فیزیکی مدل به میدان جابه‌جایی آن، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، ۵۹-۷۳.

## References

- Armijo, R. & Flerit, F. & King, G. & Meyer, B., 2003- Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, Earth and Planetary Science Letters 217, 85-95.
- Crouch, S. L., 1976- Solution of plain elasticity problems by the displacement discontinuity method. Int. J. Num. Methods Engng 10, 301-343
- Crouch, S. L. & Starfield, A. M., 1983- Boundary element methods in solid mechanics, George Allen & Unwin publication.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. & Meyer, B., 2004-The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean, Earth and Planetary Science Letters 224, 347-362.
- Gomberg, J. & Ellis, M., 1994- Topography and tectonics of the central New Madrid seismic zone: Results of numerical experiments using a three-dimensional boundary-element program, J. Geophys. Res., 99, 20299-20310.
- Mannikko, N. R., 1998- Estimates of the Neogene to modern regional strain for northern Walker Lane, Basin and Range province, USA, M.Sc. thesis, The University of Memphis.
- Marshall, S. T., 2008- Deformation Associated with Faulting within Geologic and Inter-seismic Time Scales, Ph.D. Thesis, University of Massachusetts Amherst.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. & Van Gorp, 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.
- Meghan Miller, M. & Johnson Daniel, J., 2001- Refined kinematics of the Eastern California shear zone from GPS observations, 1993-1998, Journal of Geophysical Research, VOL. 106, No. B2, Pages 2245-2263.
- Okada, Y., 1985- Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Okada, Y., 1992- Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. seism. Soc. Am., 82, 1018-1040.
- Savage, J. & Burford, R., 1973- Geodetic determination of relative plate motion in Central California, J. geophys. Res., 78, 832-845.
- Segall, P., 2010- Earthquake and Volcano Deformation, Princeton University Press.
- Steketee, J. A., 1958- On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium, Can. J. Phys. 36, 192-205.
- Tavakoli, F., Walpersdorf, A., Authemayou, C., Nankali, H. R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F. & Cotte, N., 2008- Distribution of the right-lateral strike-slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities, Earth Planet. Sci. Lett., 275, 342-347.
- Thomas, A. L., 1993- POLY3D: A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth's crust, Master's Thesis Stanford University, 52 pp.
- Vernant, P. & Chéry, J., 2006- Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, Earth and Planetary Science Letters 246, 197-206.
- Wang, R., Lorenzo-Martin, F. & Roth, F., 2006- PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, Computers & Geosciences, 32, 527-541.