

بررسی تغییرشکل بین‌لرزه‌ای در ناحیه برخورد صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا در منطقه خاورمیانه با استفاده از یک مدل تحلیلی

اصغر راست‌بود^۱ و بهزاد وثوقی^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران
^۲ دانشیار، گروه مهندسی ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

arastbood@dena.kntu.ac.ir, vosoghi@kntu.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۷/۱۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۶/۳۰)

چکیده

در این تحقیق، به منظور بررسی نحوه حرکت صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا از مفاهیم مکانیک شکست و مدل‌سازی جلدشدگی با تکیه بر میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS که نسبت به اوراسیا تثبیت شده‌اند استفاده می‌شود. برای مدل‌سازی از روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده می‌شود. نخست بردارهای سرعت با استفاده از ساختارهای زمین‌ساختی در مقیاس بزرگ که زمین‌ساخت کلی منطقه را نشان می‌دهند محاسبه می‌شوند. حتی نتایج اولیه نیز دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی را نسبت به صفحه اوراسیا و انطباق نسبتاً خوب بردارهای سرعت حاصل از مدل را با بردارهای سرعت GPS نشان می‌دهند. برای به دست آوردن نتایج دقیق‌تر سامانه‌های گسلی به صورت بلوک‌هایی تدریجاً به مدل افزوده شده است و مقادیر سرعت‌های لغزش و عمق‌قل‌شدگی گسل‌ها به منظور برازش بهتر به بردارهای سرعت GPS تعدیل می‌شوند. پس از تأیید نتایج حاصل از پردازش مشاهدات GPS با نتایج حاصل از مدل‌سازی، کمیت‌های ژئودینامیکی نظیر جابه‌جایی و کرنش برای بررسی نحوه حرکت صفحه عربستان نسبت به اوراسیا محاسبه می‌شوند، نتایج نشانگر بازشدگی در دریای سرخ و برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا در ایران و بیرون‌راندگی آناتولی و در حالت کلی دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی با نرخ اتساع در محدوده $10^{\pm 8}$ در سال نسبت به اوراسیا است.

واژه‌های کلیدی: میدان سرعت GPS، مکانیک شکست، تغییرشکل بین‌لرزه‌ای، زمین‌ساخت، سنگ‌سپهر کشسان (لبتوسفر کشسان).

Interseismic deformation study on the collision zone of Arabian and Eurasian tectonic plates in the Middle-East region using an analytical model

Asghar Rastbood¹, and Behzad Voosoghi^{2*}

¹Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N.Toosi University of Technology, Tehran, Iran

²Department of Geodesy Engineering, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N.Toosi University of Technology, Tehran, Iran

(Received: 06 October 2009, accepted: 21 September 2010)

*Corresponding author:

vosoghi@kntu.ac.ir

*نگارنده رابطا:

Summary

Modern crustal deformation measurements of fault systems have had a significant impact on present day tectonic studies. Unfortunately, while these measurements reveal a wealth of information about how the Earth is presently deforming, they neglect to provide the answers regarding why. In addition, current measurements alone cannot determine future tectonic behavior of the Earth any more than they can account for deformation of the past. For these reasons, many disciplines of Earth science rely on the use of mathematical, physics-based modeling. Applied to crustal deformation studies, fault models constrained by geologic, geodetic, and seismic data can provide valuable insights into the characteristics of faults and their behaviors over time. Based on observations of the past, models can also provide estimates of future deformation and seismic hazards, a vital resource for communities living near active fault zones.

In this research, fracture mechanic concepts and dislocation modeling are used to examine the type of motion of Arabian plate relative to Eurasia based on a Eurasia-fixed velocity field from GPS observables processing. Among different inter-seismic faulting models, the Okada analytical model is used for modeling. In conventional inter-seismic models, a vertical fault, extending to infinite depth, is embedded in an elastic half-space (e.g., Savage and Burford, 1973). Below the locking depth, the fault undergoes steady-state creep with a slip rate equal to the secular plate velocity. Along a semi-infinite vertical strike-slip fault, steady-state, sub-seismogenic fault creep during the inter-seismic period results in fault-parallel displacements at the surface of the Earth that are continuous across the fault. For a single vertical dislocation, as fault length and vertical width approach infinity, the fault-parallel motion approaches the solution of Savage and Burford (1973).

The elements used in this modeling include rectangular elements that extend from 15 km average locking depth to 100,000 km (effective infinite depth) in an elastic half-space with a Poisson ratio of 0.25 and Young modulus of 800,000 bars. These elements show vertical structures in lower crust and upper mantle, up to the asthenosphere (Savage and Burford, 1973). Deformations are calculated using rectangular dislocations (Okada, 1985).

First, the velocity vectors are produced by introducing structures that approximate the large-scale tectonics of the region. It is very important to note that primary results show the anti-clockwise rotation of Arabia, Iran and Anatolia relative to Eurasia and even show good conformity with GPS results. Hence, there is no special need to use Reilinger (2006) and Flerit (2004) dislocation elements data in modeling, and DeMets (1994) data are sufficient to prove the anticlockwise rotation of Arabia, Iran and Anatolia relative to Eurasia. To obtain more precise results, observed features of the smaller scale fault systems are progressively included with slip amplitudes and locking depths adjusted to fit the GPS data. After verification of GPS processing results with model results, geodynamic quantities, such as displacement and strain, are computed to investigate the type of motion of Arabian plate relative to Eurasian plate. Results show an opening in the Rea-sea and oblique collision in Iran, and an extrusion of the Anatolia, and a general anti-clockwise rotation of Arabia, Iran and Anatolia with a dilatation rate in the range of $\pm 10^{-8}$ per year relative to Eurasia.

Regarding the complexity and uncertainty of geological data, using numerical methods, especially boundary elements, is proposed for modeling. Using a boundary element method called displacement discontinuity, it is possible to introduce the slip rate of faults as an unknown and by applying boundary conditions such as stress, strain, displacement or any combination of these, kinematical modeling is extended to mechanical modeling.

Key words: GPS velocity field, fracture mechanics, inter-seismic deformation, tectonic, elastic lithosphere.

۱ مقدمه

اندازه‌گیری‌های تغییرشکل پوسته به روش‌های نوین امروزی تأثیر مهمی در تحقیقات زمین‌ساختی زمان حاضر دارند. با وجود اینکه این اندازه‌گیری‌ها اطلاعات باارزشی در مورد چگونگی تغییرشکل کنونی زمین می‌دهند، ولی جوابی برای علت این تغییرشکل‌ها ندارند. علاوه‌براین، اندازه‌گیری‌های کنونی نمی‌توانند رفتار زمین‌ساختی آینده زمین و یا رفتار گذشته آن را تعیین کنند. به همین دلیل شاخه‌های گوناگون علوم زمین از مدل‌هایی برپایه ریاضیات و فیزیک استفاده می‌کنند. در بررسی‌های تغییرشکل پوسته، مدل‌های گسلی که براساس اطلاعات زمین‌شناسی، ژئودتیکی و لرزه‌ای تنظیم شده‌اند، دید باارزشی از ویژگی‌های گسل و رفتار آن در طول زمان فراهم می‌کنند. مدل‌ها براساس مشاهدات گذشته برآوردهایی از تغییرشکل‌های آینده و مخاطرات لرزه‌ای در اختیار انسان قرار می‌دهند که برای کلان‌شهرهای مجاور مناطق لرزه‌ای فعال بسیار باارزش هستند.

با روشن شدن ارزش مدل‌سازی در این تحقیق، به‌منظور بررسی نحوه حرکت صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا، از مفاهیم مکانیک شکست و مدل‌سازی جداشدگی با تکیه بر میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS که نسبت به اوراسیا تثبیت شده‌اند استفاده می‌شود.

در زمین‌شناسی ایران و آناتولی این باور وجود دارد که این دو سرزمین در بخش میانی کوهزاد آلپ - هیمالیا قرار دارند که از غرب اروپا آغاز می‌شود و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). ایران و آناتولی مناطقی با زمین‌ساخت فعال هستند که می‌توان آنها را

به‌صورت مرز عریض نرم بین صفحه‌های صلب اوراسیا و عربستان در نظر گرفت، به‌طوری‌که همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا مابین گسل‌های این دو منطقه توزیع می‌شود. وضعیت توپوگرافی این دو منطقه، وجود گسل‌های فعال و توزیع زلزله‌های متعدد دستگامی و تاریخی در منطقه مؤید این واقعیت است. در این منطقه توزیع لغزش، جابه‌جایی، تنش، کرنش و اتساع را می‌توان به صورت تحلیلی یا عددی محاسبه کرد.

در طول دهه گذشته ایستگاه‌های GPS متعددی در محدوده ایران و آناتولی احداث شده‌اند که منجر به تعیین بهتر بردارهای سرعت بیانگر تغییرشکل بین‌لرزه‌ای در منطقه شده است. تغییرشکل منتج از مشاهدات ایستگاه‌های GPS را می‌توان با سرعت‌های تعیین شده از روش‌های وابسته به زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی در بازه‌های زمانی بلندتر و یا با نتایج حاصل از مدل‌سازی مقایسه کرد. با توجه به وقوع زلزله‌های متعدد و فاجعه‌بار تاریخی و دستگامی در این دو منطقه (بربریان، ۱۳۷۴؛ آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲) و احتمال وقوع زلزله‌های مشابه در آینده، این مناطق برای بررسی انتخاب شده است. این دو منطقه شاهد برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا در رشته‌کوه‌های زاگرس، فرورانش در منطقه مکران، حرکت پادساعت‌گرد در محدوده دشت لوت و سامانه حرکتی امتدادلغز در محدوده گسل شمال تبریز و بیرون‌راندگی و فرورانش در محدوده آناتولی است. در این تحقیق نخست به منظور درک نحوه فعالیت زمین‌ساختی ایران و آناتولی و تأثیر آن در تحولات زمین‌شناسی مناطق گوناگون داخل این دو منطقه، حرکت زمان حاضر این مناطق با تکیه بر مشاهدات GPS مدل‌سازی و سپس دو کمیت کرنش و اتساع برای بررسی نحوه حرکت صفحه‌ها محاسبه می‌شود.

۲ مدل‌های گسلس بین‌لرزه‌ای

در این تحقیق به منظور تقریب تغییر شکل بین‌لرزه‌ای از مدل نیم‌فضای کشسان همگن استفاده شده است. در مدل‌های بین‌لرزه‌ای متداول، گسل به صورت قائم تا عمق بی‌نهایت، در یک نیم‌فضای کشسان در نظر گرفته می‌شود (سویج و بورفورد، ۱۹۷۳). مطابق این مدل‌ها، زیر عمق قفل‌شدگی، D ، گسل تحت لغزش یکنواخت با سرعت مساوی با سرعت دائمی پلایت، U ، قرار دارد. در طول یک گسل امتداد لغز قائم نیمه‌بی‌نهایت، خزش گسلی یکنواخت در طول دوره بین‌لرزه‌ای منجر به جابه‌جایی‌های موازی با گسل، u ، در سطح زمین می‌شود که رابطه (۱) آن را بیان می‌کند (سویج و بورفورد، ۱۹۷۳):

$$u = \left(\frac{U}{\pi}\right) \arctan\left(\frac{y}{D}\right) \quad (1)$$

که در این رابطه y فاصله از اثر سطحی گسل است. برای به دست آوردن مدل تحلیلی تغییر شکل بین‌لرزه‌ای برای جداشدگی‌های مستطیلی محدود از روابط اکادا (۱۹۸۵) که برای گسل‌های متقاطع و غیرموازی با ابعاد محدود مناسب‌تر است، استفاده شده است.

برای یک جداشدگی قائم با طول L و عرض قائم W که به بی‌نهایت میل می‌کند، حرکت موازی با گسل که با استفاده از مدل اکادا (۱۹۸۵) محاسبه می‌شود معادل مدل سویج و بورفورد (۱۹۷۳) است.

در مورد تأثیر گرانیروی کشسان (ویسکوالاستیسیته) زمین در تغییر شکل‌های ناشی از سرعت‌های بین‌لرزه‌ای می‌توان آن را به صورت تغییر در سرعت لغزش و عمق قفل‌شدگی در مدل‌های کاملاً کشسان وارد مدل‌سازی کرد (سویج، ۱۹۹۰؛ میاده و هاگر، ۲۰۰۴). پس از وقوع زمین‌لرزه، سرعت‌های مناطق نزدیک به محل وقوع زمین‌لرزه نسبتاً زیاد است که در مدل کشسان به صورت سرعت لغزش بالا و عمق قفل‌شدگی کم وارد می‌شود.

اگر کل گسل‌های موجود در منطقه مورد بررسی در نظر گرفته شوند، قطعاً تعداد گسل‌ها بسیار زیاد خواهد بود و کار مدل‌سازی پیچیده خواهد شد. لذا در عمل، گسل‌های غیرفعال یا با فعالیت کم حذف شده‌اند و به منظور مدل‌سازی با فرض اینکه ساختارهای فعال‌تر اثر سطحی ساختارهای عمیق‌تر هستند، مدل‌سازی تحلیلی با استفاده از المان‌های جداشدگی در نیم‌فضای کشسان که روشی معمول برای مدل‌سازی نتایج GPS است صورت گرفته است (سویج و بورفورد، ۱۹۷۳).

از کارهای به انجام رسیده قبلی در این زمینه می‌توان به مقاله تاتار و همکاران (۲۰۰۲) در منطقه زاگرس مرکزی و مک‌لاسکی و همکاران (۲۰۰۰) در منطقه شرقی مدیترانه و ففقاژ اشاره کرد. از دیگر کارهای صورت گرفته می‌توان از مقالات ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) در منطقه خاورمیانه و البرز مرکزی و مقالات ورنانت و چری (۲۰۰۶a, b) در منطقه ایران و زاگرس نام برد که از مشاهدات GPS و مدل‌سازی به روش عددی المان‌های محدود استفاده کرده است. مقالات آرمیگو و همکاران (۲۰۰۳) و فرلیت و همکاران (۲۰۰۴) که تحقیقاتشان در منطقه آناتولی صورت گرفته است، از جمله کارهای به انجام رسیده با استفاده از مفاهیم مکانیک شکست‌اند. همچنین می‌توان از مقاله بایر و همکاران (۲۰۰۶) در منطقه بین زاگرس و مکران، مقاله حسامی و همکاران (۲۰۰۶) در منطقه زاگرس، مقاله ماسون و همکاران (۲۰۰۶) در منطقه شمال غرب ایران، مقاله رایلینگر و همکاران (۲۰۰۶) در منطقه برخورد صفحه‌های آفریقا - عربستان - اوراسیا که از مدل‌سازی بلوک در این منطقه استفاده کرده است و همچنین از مقاله ماسون و همکاران (۲۰۰۷) در محدوده فلات ایران نام برد. در اکثر این مقالات از نتایج حاصل از پردازش مشاهدات GPS برای محاسبه انواع کمیت‌های ژئودینامیکی استفاده شده است.

باشد می‌توان از طریق ایجاد تغییر در میزان آن پارامتر و معرفی مقادیر گوناگون برای آن به مدل و مقایسه خروجی با نتایج حاصل از داده‌های GPS به مقدار بهینه آن پارامتر پی برد و آن مقدار را برای گسل یا منطقه در نظر گرفت.

برای عملی ساختن آنالیز حساسیت، یک گسل مرجع به منظور مقایسه در نظر گرفته و سپس در هر کدام از پارامترهای آن به‌طور جداگانه تغییراتی ایجاد می‌شود. سپس نتایج حاصل برای جابه‌جایی با گسل مرجع مقایسه و نحوه تغییرات مشخص می‌شود. نتایج حاصل از بررسی‌ها نشان می‌دهد که حساسیت مدل تحلیلی اکادا به تغییر در پارامترهای گوناگون با توجه به جدول ۱ از بالا به پایین کاهش می‌یابد. با توجه به این جدول ملاحظه می‌شود که بیشترین حساسیت و تغییر در جابه‌جایی نسبت به پارامتر جداشدگی و کمترین آن نسبت به ضرایب لامه است.

جدول ۱. حساسیت مدل نیم‌فضای کشسان به تغییر در پارامترها (نوری و همکاران، ۱۳۸۸).

ردیف	نام پارامتر
۱	جداشدگی (لغزش) U
۲	عمق قفل‌شدگی C
۳	زاویه شیب δ
۴	عرض گسل W
۵	طول گسل L
۶	ضرایب لامه λ, μ

۴ مشاهدات GPS و مدل‌سازی

محدوده مورد بررسی در این تحقیق در شکل ۱ نشان داده شده است. نخستین گام در مدل‌سازی، انتخاب گسل‌های فعال در منطقه است. نخست بردارهای سرعت با استفاده از ساختارهای گسلی در مقیاس بزرگ که زمین‌ساخت کلی منطقه را نشان می‌دهند محاسبه می‌شوند. جهت و مقدار حرکت بین صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا از مدل NUVEL1-A (دیمتر و همکاران، ۱۹۹۴) تعیین شد.

به‌همین ترتیب در اواخر چرخه زمین‌لرزه، سرعت‌های مناطق نزدیک به محل وقوع زمین‌لرزه کم و به‌صورت سرعت لغزش پایین و عمق قفل‌شدگی زیاد وارد مدل کشسان می‌شود. از طرفی در نظر گرفتن گرانروی زیاد معادل این فرض است که با استفاده از مدل نیم‌فضای کشسان می‌توان با دقت خوبی تغییرشکل زمین گرانروکشسان را تقریب زد.

همچنین توجه به این نکته لازم است که قطع مجموعه‌های گسلی و تشکیل بلوک‌های بسته صلب که منجر به ایجاد نقاط تقاطع در گسل‌ها می‌شود، محدودیت اطلاعات ورودی مربوط به مدل‌سازی بلوک است (میاده و هاگر، ۲۰۰۵). درحالی‌که با استفاده از مدل تحلیلی اکادا نیازی به تشکیل بلوک‌های متقاطع صلب نیست. در مدل‌سازی تحلیلی اکادا در هر نقطه محاسباتی برآیند بردارهای جابه‌جایی ناشی از کل گسل‌ها بیانگر میزان جابه‌جایی در آن نقطه است. علاوه‌براین در مدل تحلیلی اکادا، نقاط روی خط جداشدگی یا گسل‌ها که نقاط تقاطع گسل‌ها نیز جزء آنها است، نقاط تکین در محاسبات است و روی این نقاط جابه‌جایی محاسبه نمی‌شود.

۳ آنالیز حساسیت

قبل از شروع هر مدل‌سازی در ژئودینامیک بایستی آنالیز حساسیت روی مدل صورت گیرد. هدف از اجرای این آنالیز، عملی‌ساختن یک بررسی کلی روی تک‌تک پارامترهای مؤثر در مدل است تا مشخص شود که حساسیت خروجی مدل نسبت به کدام پارامتر بیشتر از بقیه است و به عبارتی تغییرات کدام پارامتر در مدل، خروجی مدل (یعنی جابه‌جایی) را بیشتر تحت تأثیر قرار می‌دهد. اگر مدل نسبت به یک پارامتر حساس‌تر باشد و با تغییرات آن جابه‌جایی بیشتر دچار تغییر شود، در منطقه‌ای که داده‌های GPS در دسترس باشد اگر آن پارامتر مجهول

را در پوسته پایین و منتل بالا تا استونسفر نشان می‌دهند (سویج و بورفورد، ۱۹۷۳). در نهایت بردارهای جابه‌جایی با استفاده از مدل جداشدگی‌های مستطیلی اکادا (۱۹۸۵) محاسبه می‌شوند.

به منظور آزمودن صحت مدل‌سازی از مشاهدات GPS در مناطق گوناگون محدوده مورد بررسی استفاده شد، بدین ترتیب که از طریق مدل، جابه‌جایی‌ها در محل ایستگاه‌های GPS محاسبه و با مقادیر مشاهدات GPS مقایسه شد. در صورت صحت مدل‌سازی بایستی اختلاف دو بردار سرعت در محدوده بیضی خطای مشاهده GPS قرار گیرد.

به منظور مدل‌سازی دو شبکه سراسری و محلی مطابق مقالات ماسون و همکاران (۲۰۰۷) و مک‌لاسکی و همکاران (۲۰۰۰) در منطقه ایران و آناتولی انتخاب شد. شکل‌های ۱-۲ الف و ۳-الف مقادیر سرعت‌های GPS را به همراه بیضی خطای ۹۵٪ با رنگ سرخ و سرعت‌های حاصل از مدل‌سازی را با رنگ مشکی نشان می‌دهند. شکل‌های ۱-۲ ب و ۳-ب نیز مقادیر باقی‌مانده سرعت‌ها را به همراه بیضی خطای ۹۵٪ نمایش می‌دهند.

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 بایستی طوری در نظر گرفته شوند که نتایج حاصل از پردازش‌ها به‌دور از اثرات هم‌لرزه یا بعدلرزه باشد. این آثار را می‌توان به‌صورت مشاهداتی و یا محاسباتی از بین برد. در روش مشاهداتی بایستی با توجه به لرزه‌خیزی منطقه در تعیین محل ایستگاه‌ها دقت کرد و یا در مورد مشاهدات کمپین، زمان مشاهدات را با توجه به زمان زمین‌لرزه‌های شدید رخ داده در منطقه طوری تعیین کرد که نتایج حاصل از مشاهدات GPS به دور از اثرات هم‌لرزه یا بعدلرزه باشد.

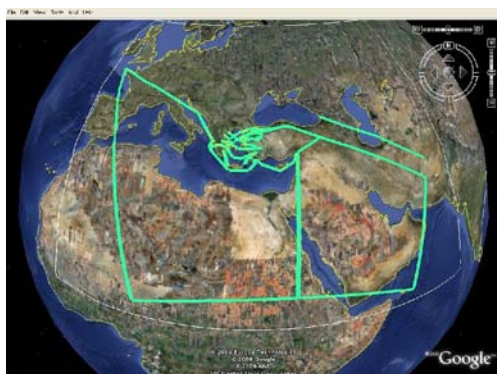
نتایج اولیه با وجود در نظر نگرفتن گسل‌های فعال داخل فلات ایران و آناتولی، تطبیق خوبی با بردارهای سرعت GPS دارند و دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی نسبت به اوراسیا را نشان می‌دهند. در گام بعدی برای به‌دست آوردن نتایج دقیق‌تر در تطبیق بردارهای سرعت حاصل از مدل با بردارهای سرعت GPS گسل‌های فعال از نظر لرزه‌خیزی، داخل دو منطقه انتخاب شدند. با در نظر گرفتن گسل‌های فعال و حرکت‌های موجود در محدوده مورد بررسی، بلوک‌هایی از گسل‌ها مطابق شکل‌های ۱-الف و ۱-ب براساس مقالات رایلینگر و همکاران (۲۰۰۶) و فلریت و همکاران (۲۰۰۴) در نظر گرفته شد. لازم به توضیح است که مدل شکل ۱-ب به‌لحاظ تأیید نشدن مدل شکل ۱-الف با مشاهدات GPS مربوط به مقاله مک‌لاسکی و همکاران (۲۰۰۰) در نظر گرفته شده است، ولی هر دو مدل در نهایت به نتایج تقریباً یکسانی در نشان دادن جهت حرکت منطقه مورد مطالعه نسبت به اوراسیا منجر می‌شوند.

برای تعیین مشخصات هندسی و سینماتیکی بلوک‌های متشکل از گسل‌ها از مقالات و گزارش‌های لرزه‌زمین‌ساختی متعدد مربوط به منطقه مورد بررسی استفاده می‌شود و به منظور تعیین جهت حرکت در نواحی گوناگون منطقه مورد بررسی و تفکیک مؤلفه‌های لغزش گسل، از سازوکار ژرفی گسل‌ها بهره‌گیری می‌شود. در ضمن مدل‌سازی و سعی و خطا برای انطباق یافتن بردارهای سرعت حاصل از GPS با بردارهای سرعت حاصل از مدل، به کرات مقادیر سرعت لغزش و عمق قفل‌شدگی این گسل‌ها مورد تصحیح قرار می‌گیرد.

المان‌های مورد استفاده در مدل، منطقه‌ای شامل المان‌های مستطیلی‌اند که از عمق قفل‌شدگی متوسط ۱۵ کیلومتر تا ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر (عمق مؤثر بی‌نهایت) در نیم‌فضای کشسان (با نسبت پواسون ۰/۲۵ و مدول یانگ ۸۰۰۰۰۰ بار) امتداد دارند. این المان‌ها ساختارهای قائمی

مشاهدات GPS یا سرعت‌های حاصل از مدل، میلی‌متر در سال است ولی مشاهدات کمپین در چند روز محدود و متفاوت صورت می‌گیرد و سرعت‌های به دست آمده در سال‌های بعدی ثابت فرض می‌شوند. لذا اگر در سال‌های بعد نیز در همان منطقه زمین‌لرزه‌ای رخ دهد، عملاً تأثیری در میدان سرعت ثابت GPS نخواهد داشت.

در روش محاسباتی، این آثار را می‌توان با استفاده از مدل اکادا در حالت هم‌لرزه (اکادا، ۱۹۸۵) و مدل وانگ در حالت بعد لرزه (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) مدل‌سازی و از روی مشاهدات GPS حذف کرد و بعداً به مدل‌سازی در حالت بین‌لرزه‌ای پرداخت (توکلی و همکاران، ۲۰۰۸). از طرفی بایستی توجه داشت با اینکه واحد سرعت

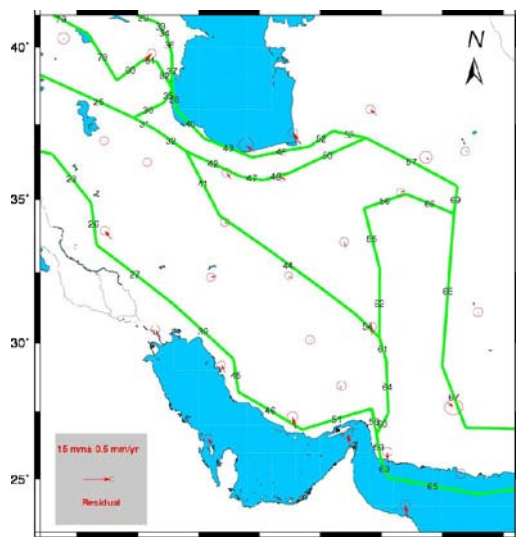


(ب)

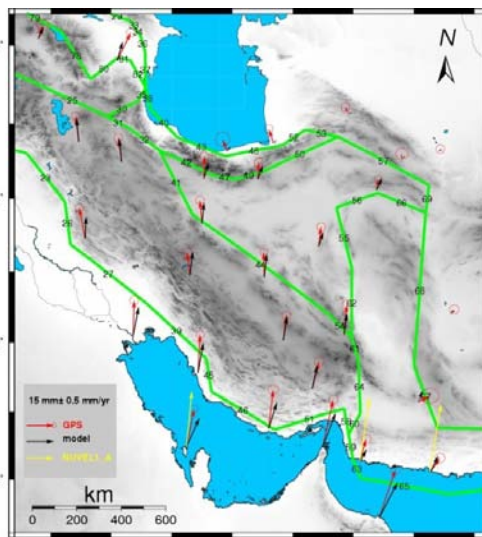


(الف)

شکل ۱. بلوک‌های در نظر گرفته شده از گسل‌ها برای مدل‌سازی مشاهدات GPS. (الف) رایلینگر و همکاران (۲۰۰۶)، (ب) فلریت و همکاران (۲۰۰۴).

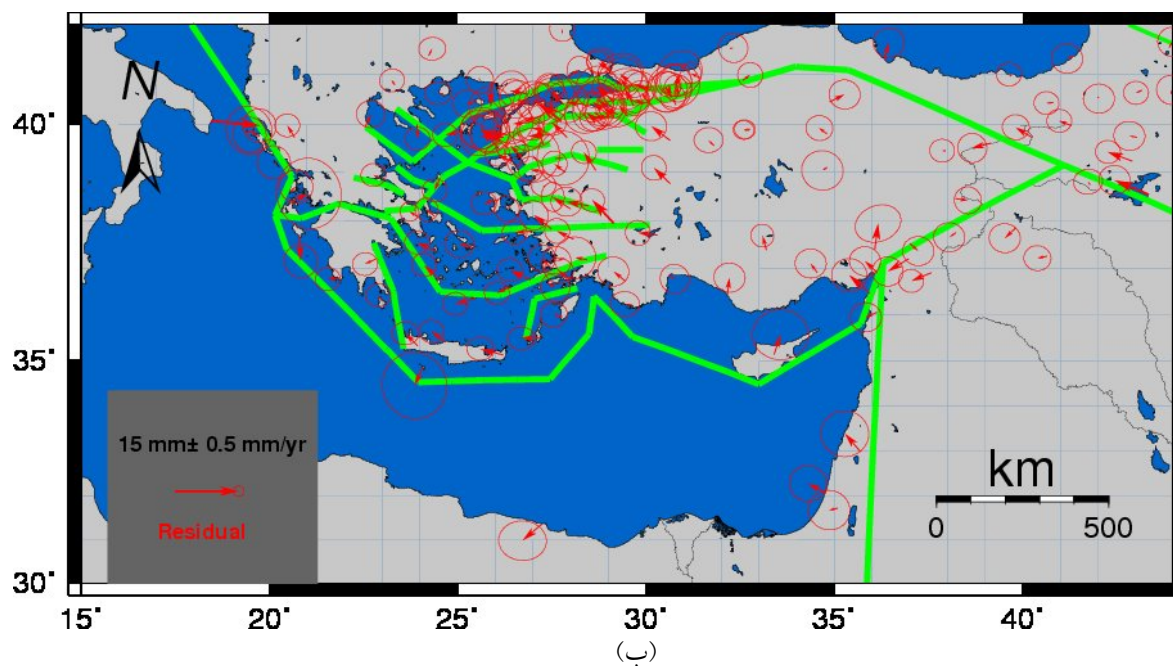
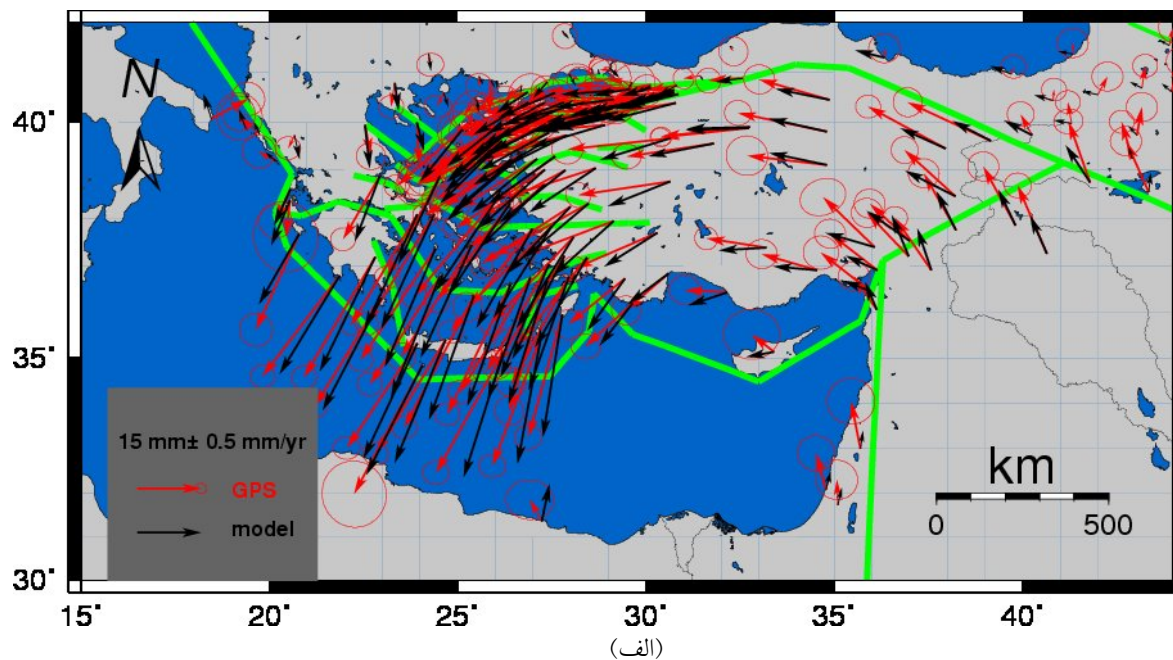


(ب)



(الف)

شکل ۲. میدان سرعت مدل‌سازی شده در محدوده ایران، (الف) میدان سرعت مشاهداتی GPS نسبت به اوراسیا (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷) به همراه بیضی خطای ۹۵٪ و میدان سرعت مدل‌سازی شده، (ب) سرعت‌های باقی‌مانده (مشاهده منهای مدل) و بیضی خطای ۹۵٪ برای شکل ۲-الف.

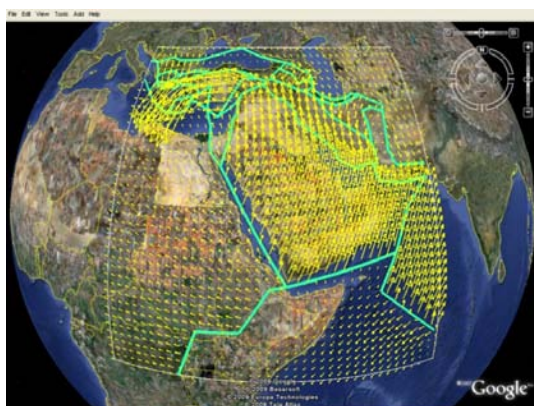


شکل ۳. میدان سرعت مدل‌سازی شده در محدوده آناتولی، (الف) میدان سرعت مشاهداتی GPS نسبت به اوراسیا (مکلاسیکی و همکاران، ۲۰۰۰) به همراه بیضی خطای ۹۵٪ و میدان سرعت مدل‌سازی شده، (ب) سرعت‌های باقی‌مانده (مشاهده منهای مدل) و بیضی خطای ۹۵٪ برای شکل ۳-الف.

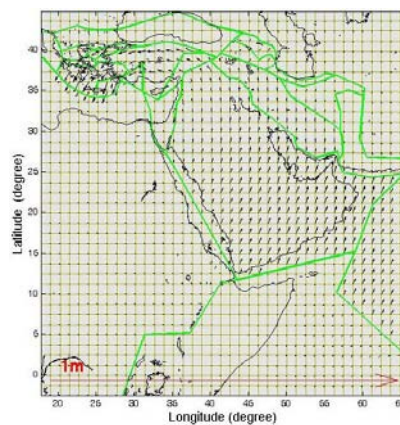
کوچک‌تر نیز می‌شوند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

۵ بررسی سینماتیک منطقه با توجه به نتایج مدل پس از تأیید آماری مدل با مشاهدات GPS در یک شبکه منظم از نقاط، بردارهای جابه‌جایی با استفاده از مدل محاسبه شد. میدان جابه‌جایی محاسبه شده در شبکه منظم در منطقه مورد بررسی نشان‌دهنده دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی نسبت به صفحه اوراسیا است (شکل‌های ۴-الف تا ۴-د).

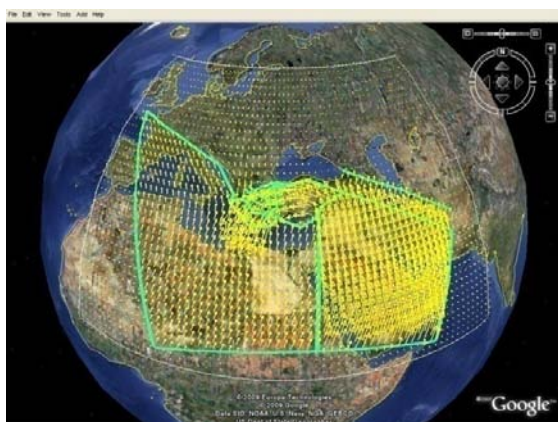
از سوی دیگر اثرات بعدلرزه‌ای بیشتر در مورد زمین‌لرزه‌هایی مطرح است که شدید باشند و عمق کانونی بزرگی داشته باشند تا زمین‌لرزه قسمت خمیری سنگ‌سپهر را تحت تأثیر قرار دهد. در مورد زمین‌لرزه‌هایی که شدید نباشند و یا دارای عمق کانونی زیادی نباشند، اثر بعدلرزه‌ای بسیار کم است و مدل‌سازی و اعمال اثر آنها در مشاهدات GPS لزومی ندارد زیرا در حالت کلی اثرات بعدلرزه‌ای در مقایسه با اثرات هم‌لرزه از نظر دامنه خیلی کوچک‌ترند و بعد از وقوع زمین‌لرزه، با گذشت زمان



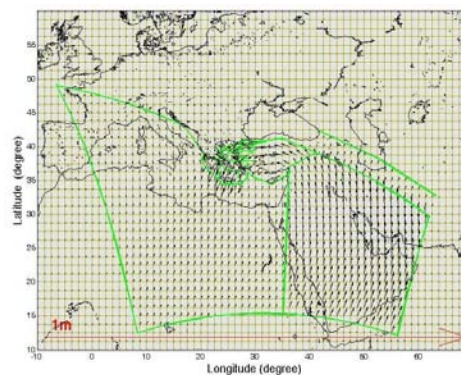
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۴. میدان جابه‌جایی محاسبه شده در شبکه منظم در منطقه مورد بررسی که نشان‌دهنده دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی نسبت به صفحه اوراسیا است، (الف) و (ب) میدان جابه‌جایی محاسبه شده براساس بلوک‌های انتخابی از رایلینگر و همکاران (۲۰۰۶)، (ج) و (د) میدان جابه‌جایی محاسبه شده براساس بلوک‌های انتخابی از فلریت و همکاران (۲۰۰۴).

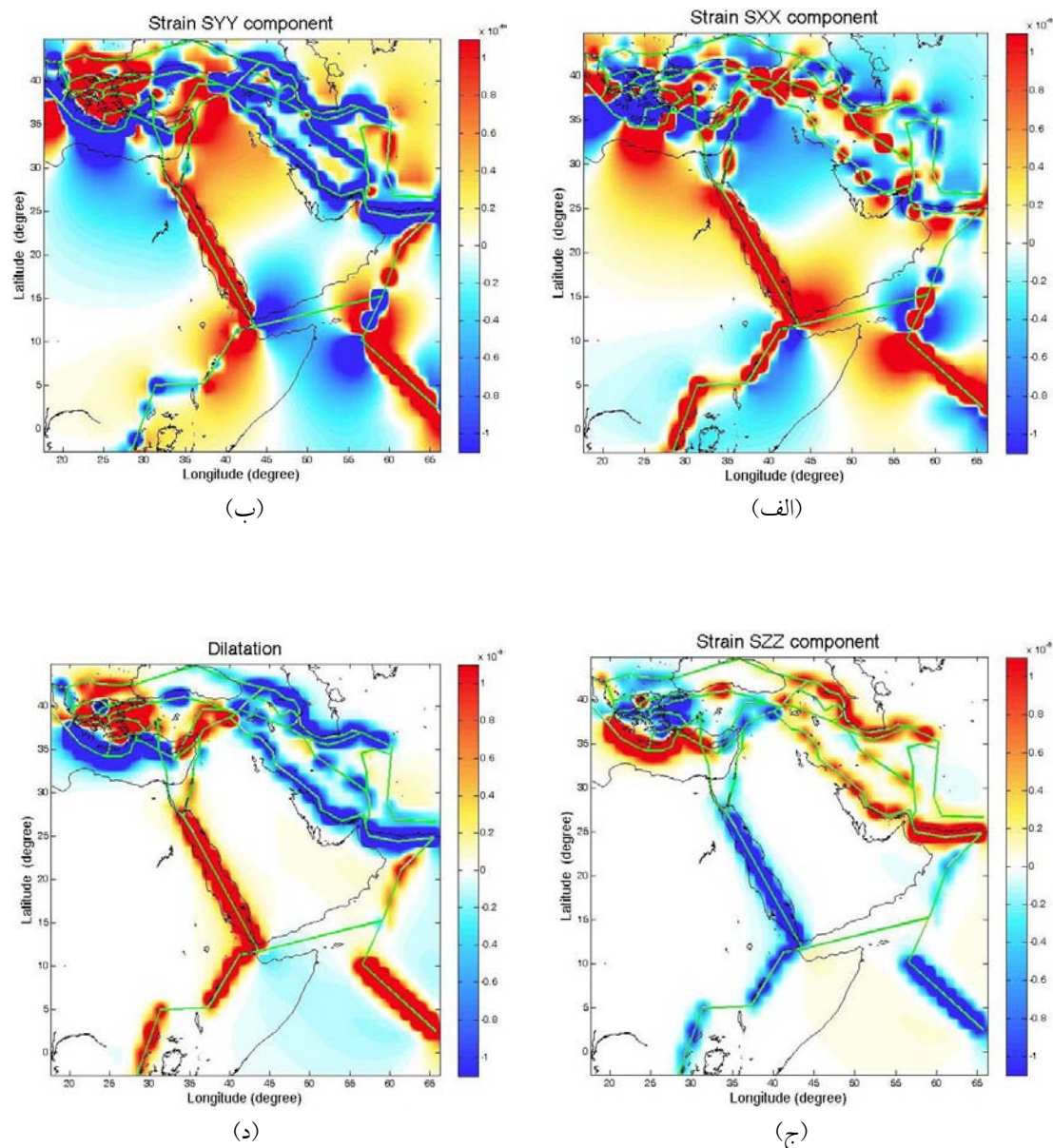
در حکم مجهول مدل در نظر گرفت و با اعمال شرایط مرزی شامل تنش، کرنش، جابه‌جایی و یا هر ترکیبی از آنها که منتج از اطلاعات زمین‌شناسی و یا GPS است و با استفاده از توابع گرین حاصل از مدل‌های تحلیلی و تشکیل دستگاه معادلات و حل آن، ضمن کمینه‌سازی انرژی کرنش، سرعت لغزش گسل‌ها را نیز ضمن مدل‌سازی به دست آورد و به این ترتیب مدل‌سازی سینماتیکی را به مدل‌سازی مکانیکی تعمیم داد. کمینه‌سازی انرژی کرنش در پوسته بالای زمین یک فرض کاملاً طبیعی است و در واقع لغزش گسل‌ها در جهت رسیدن به کمینه انرژی کرنش است. به این ترتیب اندرکنش گسل‌ها نیز در این نوع مدل‌سازی در نظر گرفته می‌شود (کروچ و استارفیلد، ۱۹۹۰).

۶ نتیجه‌گیری

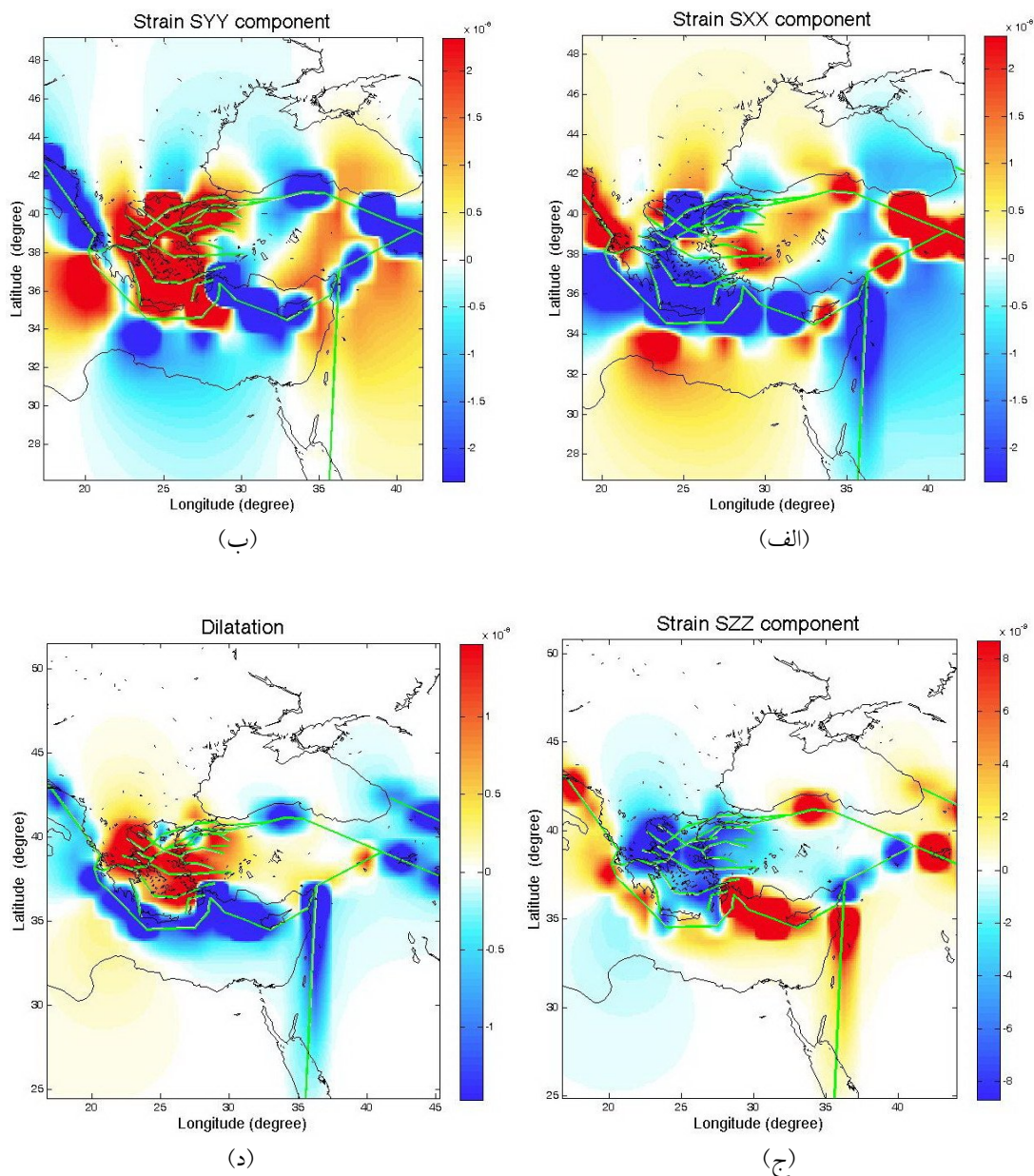
در این تحقیق یک مدل‌سازی تحلیلی کلی از میدان جابه‌جایی برای منطقه برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا، سازگار با سینماتیک (دوران پادساعت‌گرد) این دو صفحه در منطقه خاورمیانه و ساختارهای زمین‌شناسی فعال شناخته شده صورت گرفت. برای آزمون صحت مدل‌سازی، تساوی آماری مشاهدات GPS با جابه‌جایی‌های حاصل از مدل مورد استفاده قرار گرفت. بدین منظور تفاضل بردار سرعت حاصل از مدل و مشاهدات GPS بایستی در محدوده بیضی خطای مشاهدات GPS قرار گیرد که در مورد اکثر مشاهدات این تساوی آماری برقرار شد. توجه به این نکته بسیار مهم است که حتی فقط با وارد کردن اطلاعات شکست مربوط به مرز صفحه‌های زمین‌ساختی نیز دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی نسبت به اوراسیا با مدل مشاهده شده و حتی بردارهای جابه‌جایی نیز انطباق خوبی با ردارهای سرعت GPS نشان می‌دهد و وارد کردن اطلاعات گسلی بیشتر فقط به بهبود انطباق

با در نظر گرفتن ارتباط مابین کمیت‌های جابه‌جایی، کرنش و اتساع، دو کمیت نرخ کرنش و اتساع نیز برای منطقه مورد بررسی محاسبه شد (رحیمیان و اسکندری قادری، ۱۳۸۴). کمیت اتساع نشانگر بازشدگی در دریای سرخ و برخورد در فلات ایران است (شکل ۵-د). مؤلفه‌های گوناگون نرخ تانسور کرنش نیز در شکل‌های ۵-الف تا ۵-ج نشان داده شده است. مقادیر S_{xx} ، S_{yy} و S_{zz} کشیدگی دریای سرخ در مسطحات و کوتاه‌شدگی آن را در راستای قائم نشان می‌دهند ولی مقدار کشیدگی مسطحاتی از کوتاه‌شدگی ارتفاعی بیشتر است. فلات ایران در راستای شرقی - غربی کشیدگی یا کوتاه‌شدگی سامان‌مندی را متحمل نمی‌شود ولی در راستای شمالی - جنوبی دچار کوتاه‌شدگی و در راستای قائم دچار کشیدگی می‌شود و مقدار کوتاه‌شدگی از کشیدگی بیشتر است. شکل‌های ۶-الف تا ۶-د نیز مؤلفه‌های گوناگون تانسور نرخ کرنش و نرخ اتساع را در محدوده آناتولی نشان می‌دهند که بیانگر کشیدگی و کوتاه‌شدگی در مناطق متفاوت و در حالت کلی بیرون‌راندگی آن نسبت به اوراسیا است. مطابق شکل ۶-الف کشیدگی در راستای شرقی - غربی در قسمت شرقی آناتولی بیشتر از قسمت غربی آن است. همچنین مطابق شکل ۶-ب کشیدگی شمالی - جنوبی در قسمت غربی آناتولی بیشتر از قسمت شرقی آن است. کمیت نرخ اتساع در شکل ۶-د نیز نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی بین دو دریای اژه و مدیترانه است که تأییدکننده وجود فرورانش در این قسمت از آناتولی است. نرخ کرنش و اتساع محاسبه شده در منطقه مورد بررسی در بازه $10^{-8} \pm$ در سال است.

با توجه به پیچیدگی و عدم قطعیت اطلاعات زمین‌شناسی گسل‌ها، استفاده از روش‌های عددی، به‌ویژه المان‌های مرزی در این زمینه پیشنهاد می‌شود. با استفاده از روش ناپیوستگی جابه‌جایی که یکی از روش‌های اجرایی المان‌های مرزی است می‌توان سرعت لغزش گسل را نیز



شکل ۵. مؤلفه‌های گوناگون تانسور نرخ کرنش و نرخ اتساع در محدوده مورد بررسی، (الف) مؤلفه شرقی-غربی نرخ کرنش، SXX ، نشان می‌دهد که دریای سرخ در این راستا دچار کشیدگی می‌شود ولی فلات ایران در این راستا کشیدگی یا کوتاه‌شدگی سامان‌مندی را متحمل نمی‌شود، (ب) مؤلفه شمالی-جنوبی نرخ کرنش، SYY ، نشان می‌دهد که دریای سرخ در این راستا دچار کشیدگی ولی فلات ایران دچار کوتاه‌شدگی می‌شود، (ج) مؤلفه قائم نرخ کرنش، SZZ ، نشان می‌دهد که دریای سرخ در این راستا دچار کوتاه‌شدگی ولی فلات ایران دچار کشیدگی می‌شود، (د) کمیت اتساع که نشان‌دهنده بازشدگی در دریای سرخ و برخورد در منطقه ایران است.



شکل ۶. مؤلفه‌های گوناگون تانسور نرخ کرنش و نرخ اتساع در محدوده آناتولی که نشانگر کشیدگی و کوتاه‌شدگی در مناطق گوناگون آن است. (الف) مؤلفه شرقی-غربی نرخ کرنش، S_{XX} ، نشان می‌دهد که دریای مرمره و اژه در این راستا دچار کوتاه‌شدگی می‌شوند. (ب) مؤلفه شمالی-جنوبی نرخ کرنش، S_{YY} ، نشان می‌دهد که دریای مرمره و اژه در این راستا دچار کشیدگی می‌شوند. (ج) مؤلفه قائم نرخ کرنش، S_{ZZ} ، نشان می‌دهد که دریای مرمره و اژه در این راستا دچار کوتاه‌شدگی می‌شوند. (د) کمیت اتساع که نشان‌دهنده بازشدگی در دریای مرمره و اژه و کوتاه‌شدگی بین دو دریای اژه و مدیترانه و تأییدکننده فرورانش در این منطقه است.

رحیمیان، م.، و اسکندری قادی، م.، ۱۳۸۴، مکانیک محیط‌های پیوسته: انتشارات دانشگاه تهران.
 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، ۳۵، (۱)، ۷۳-۵۹.

Ambraseys, N., and Melville, C., 1982, A history of persian earthquakes: Cambridge University Press.

Armijo, R., Flerit, F., King, G., and Meyer, B., 2003, Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean: Earth and Planetary Science Letters, 217, 85-95.

Bayer, R., Chéry, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., and Bellier, O., 2006, Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements: Geophys. J. Int., 165, 373-381.

Crouch, S. L., and Starfield, A. M., 1990, Boundary element methods in solid mechanics with applications in rock mechanics and geological engineering: Unwin Hyman, London.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194.

Flerit, F., Armijo, R., King, G., and 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.

Hessami, K., Nilforoushan, F., and Talbot, C. J., 2006, Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements: Journal of the Geological Society, London, 163, 143-148.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and 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.

بردارهای سرعت حاصل از مدل با بردارهای سرعت GPS کمک می‌کند و نتایج دقیق‌تری از این دوران پادساعت‌گرد را نشان می‌دهد. پس از مدل‌سازی می‌توان از نتایج مدل برای محاسبه انواع کمیت‌های ژئودینامیکی نظیر تنش، کرنش و محاسبات خطر لرزه‌خیزی استفاده کرد که در این مقاله مؤلفه‌های گوناگون کمیت نرخ کرنش و اتساع محاسبه شد. نتایج حاصل، نشانگر بازشدگی در دریای سرخ و برخورد مایل در ایران و بیرون راندگی آناتولی و در حالت کلی دوران پادساعت‌گرد عربستان، ایران و آناتولی نسبت به اوراسیا است.

در مدل‌سازی صورت گرفته، سرعت لغزش گسل‌ها با توجه به شواهد زمین‌شناسی معلوم فرض شده و بعضاً جهت انطباق نتایج مدل با مشاهدات GPS با سعی و خطا این مقادیر تغییر داده شده است. با در نظر گرفتن عدم قطعیتی که در مورد اطلاعات زمین‌ساختی گسل‌ها مطرح است، استفاده از روش‌های عددی، به‌ویژه المان‌های مرزی برای تعیین سرعت لغزش و به‌خصوص در گسل‌های مشکوک پیشنهاد می‌شود. ویژگی مهم روش المان‌های مرزی در این است که می‌توان سرعت لغزش گسل را نیز درحکم مجهول مدل در نظر گرفته و با اعمال شرایط مرزی متعدد موجود منتج از اطلاعات زمین‌شناسی و یا GPS و با استفاده از توابع گرین مناسب سرعت لغزش گسل‌ها را ضمن مدل‌سازی برآورد کرد.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 بربریان، م.، ۱۳۷۴، نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- Savage, J. C., 1990, Equivalent strike-slip earthquakes cycles in half-space and lithosphere-asthenosphere Earth models: *J. Geophys. Res.*, **95**, 4873-4879.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chéry, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophys. Res. Lett.*, **29**, (19), doi: 10.1029/2002GL015427.
- Tavakoli, F., Walpersdorf, A., Authemayou, C., Nankali, H. R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F., and 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 and Planetary Science Letters*, **275**, 342-347.
- Vernant, P., and Chéry, J., 2006a, Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran: *Geophys. J. Int.*, **165**, 991-1002.
- Vernant, P., and Chéry, J., 2006b, Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone: *Earth and Planetary Science Letters*, **246**, 197-206.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Wang, R., Lorenzo-Martin, F., and 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.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, **252**, 180-188.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N., and Veis, G., 2000, Global positioning system constraints on the plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.
- Meade, B. J., and Hager, B. H., 2004, Viscoelastic deformation for a clustered earthquake cycle: *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L10610, doi: 10.1029/2004GL019643.
- Meade, B. J., and Hager, B. H., 2005, Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements: *J. Geophys. Res.*, **110**, B03403, doi: 10.1029/2004JB003209.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 1135-1154.
- Reilinger R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions: *J. Geophys. Res.*, **111**, B05411, doi: 10.1029/2005JB004051.
- Savage, J., and Burford, R., 1973, Geodetic determination of relative plate motion in Central California: *J. Geophys. Res.*, **78**, 832-845.