

Research Article

Investigating the effect of stratigraphic heterogeneity on the stress distribution resulting from the activity of blind thrust faults using numerical modeling

Fereshteh Jafari Hajati¹, Maryam Agh-Atabai^{2*}, Ali Biglari Fadafan³, Majid Nemati⁴

1- Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Iran

3- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Golestan University, Iran

4- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences and Earthquake Research Group of Shahid Bahonar University of Kerman, Iran.

Keywords: *Blind thrust faults, Heterogeneous, Stress, Vertical displacement, Numerical simulation.*

1- Introduction

At the outer edge of orogenic belts, faults are usually blind (Smart and Couzens-Schultz, 2001; Bonanno et al., 2017) and sedimentary sequences often cover them (Lin and Stein, 1989; Berberian, 1995). Blind thrusts are invisible on the ground surface but can grow and transmit stress to surrounding areas and the Earth's surface during seismic events (Roering et al., 1997; Lin and Stein, 2004). Coulomb stress change studies have shown that slip on blind faults similar to obvious faults can change the stress state locally. But, slip on these faults, compared to obvious faults, has resulted in larger areas of increased stress in adjacent zones (Lin and Stein, 2004).

Geological data and geophysical and seismic studies have shown that the earth's crust is not homogeneous (Zhao et al., 2004). Heterogeneity and mechanical behavior of different layers can affect the magnitude and distribution of stress due to fault motion (Lee et al., 2004; Zhao et al., 2004). The sedimentary cover of blind faults can be composed of different sedimentary units with different thicknesses and behaviors. The presence of evaporative horizons such as salt in sedimentary basins and Fold-Thrust Belts is common, which can strongly affect their structural evolution (Fig. 1, Davis and Engelder, 1985; Jackson et al., 1994; Vendeville, 2005; Tingay et al., 2011; Derikvand et al., 2018).

Accordingly, the purpose of this study is to simulate how the effect of stratigraphic heterogeneity, due to the presence of a ductile layer, on the deformation (vertical displacement) and the pattern of stress distribution due to the movement of a blind thrust fault. In this study, the effect of stratigraphic heterogeneity on stress distribution has been evaluated using numerical technique. This technique has been considered as an important method in various fields such as geology due to its ability and flexibility in solving complex problems.

2- Methods and simulation model

In this research, numerical simulation has been performed based on the Finite Element method. In order to investigate the effect of heterogeneity, two types of models, heterogeneous and homogeneous, were simulated (Fig. 2). The simulation model is based on a fault with a length of 10 km in a three-dimensional environment under remote compressive stress. The heterogeneous model consists of three layers with different thicknesses: granite, salt, and sandstone from bottom to top of the model. The lower and upper layers have elastic behavior, but the middle layer of salt type is considered to have both elasticity and creep behavior. The homogeneous model is composed of only a Granite layer with elastic behavior. In both models, the granite layer contains a blind thrust fault. In simulation models, the growth of pre-existing

* Corresponding author: maryamataby@yahoo.com

DOI:10.22055/AAG. 2021.38793.2253

Received 2021-10-06

Accepted 2021-12-23

fractures and new fractures is ignored. Instead, the location of stresses concentration has been discussed as a potential location for the development and the growth of fractures (Strijker et al., 2013).

3- Results and discussions

The simulation results include Von Mises stress, minimum and maximum principal stresses, and vertical displacement. These results are shown on the sectional view, map views, and plots drawn along paths A-A' (Figs. 3-6) and B-B' (Fig. 7). The paths are demonstrated in Fig. 2b, c.

The distribution of Von Mises and tensile stresses in both heterogeneous and homogeneous simulation models indicated that the highest stress concentration occurred in the upper tip of fault. This stress concentration zone is located synthetic with the fault plane dip. In addition, a small area of stress concentration is observed antithetic with the fault plane (Figs. 3a, b and 4a, b). Results show that the highest maximum principal stress in sectional view is located in the upper tip of fault, toward the footwall, while on the surface, is located behind the fault trace (Fig. 5a, b). As in Figs. 6 and 7 is observed, the highest vertical displacement occurred at the surface, behind the fault trace, which can be associated with uplift (anticline) due to slip on the blind fault.

The comparison of results in two models (Figs. 3-9) indicates a considerable decrease in stress concentration in the salt layer and lower stress transfer due to the fault motion to the ground surface in the heterogeneous model with respect to the homogeneous one. On the other hand, stress accumulation under the salt layer has increased in the heterogeneous model. Also, displacement graphs show that the vertical displacement in the heterogeneous model is more than homogeneous despite similar patterns (Fig. 6). The effect of the salt layer on the stress distribution pattern can be seen more accurately in the graphs drawn in the vertical direction (Fig. 7).

4- Conclusion

Overall, it concluded that although blind faults are prone to grow toward the surface during repeated earthquakes, the presence of ductile layers such as salt in the sedimentary sequence the blind thrust fault, increases the probability of rupture growth (due to stress concentration) in its underlying layers and reduces or stops the rupture growth towards the overlying layers and the ground surface (due to the sharp reduction of stress in the ductile layer). On the other hand, due to the higher degree of deformation (displacement) in the top layers, they facilitate the formation of new fold and fault structures.

5- References

- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241(3-4), 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C)
- Bonanno, E., Bonini, L., Basili, R., Toscani, G., Seno, S., 2017. How do horizontal, frictional discontinuities affect reverse fault-propagation folding? *Journal of Structural Geology* 102, 147-167. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.001>
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119(1-4), 67-88. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90033-2)
- Derikvand, B., Alavi, S.A., Fard, I.A., Hajjalibeigi, H., 2018. Folding style of the Dezful Embayment of Zagros Belt: Signatures of detachment horizons, deep-rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology* 91, 501-518. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.030>
- Jackson, M.P., Vendeville, B.C., Schultz-Ela, D.D., 1994. Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22(1), 93-117. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.050194.000521>
- Lee, J.C., Rubin, C., Mueller, K., Chen, Y.G., Chan, Y.C., Sieh, K., Chu, H.T., Chen, W.S., 2004. Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp: a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu fault at Wufeng, Western Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 23(2), 263-273. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00122-6](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00122-6)

- Lin, J., Stein, R.S., 1989. Coseismic folding, earthquake recurrence, and the 1987 source mechanism at Whittier Narrows, Los Angeles Basin, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94(B7), 9614-9632. <https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09614>
- Lin, J., Stein, R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>
- Roering, J.J., Cooke, M.L., Pollard, D.D., 1997. Why blind thrust faults do not propagate to the Earth's surface: Numerical modeling of coseismic deformation associated with thrust-related anticlines. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102(B6), 11901-11912. <https://doi.org/10.1029/97JB00680>
- Smart, K.J., Couzens-Schultz, B.A., 2001. Mechanics of blind thrusting: comparison of numerical and physical modeling. *The Journal of Geology* 109(6), 771-779. <https://doi.org/10.1086/323194>
- Strijker, G., Beekman, F., Bertotti, G., Luthi, S.M., 2013. FEM analysis of deformation localization mechanisms in a 3-D fractured medium under rotating compressive stress orientations. *Tectonophysics* 593, 95-110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.031>
- Tingay, M., Bentham, P., De Feyter, A., Kellner, A., 2011. Present-day stress-field rotations associated with evaporites in the offshore Nile Delta. *Bulletin* 123(5-6), 1171-1180. <https://doi.org/10.1130/B30185.1>
- Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics. *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 89(8), 1071-1079. <https://doi.org/10.1306/03310503063>
- Zhao, S., Müller, R.D., Takahashi, Y., Kaneda, Y., 2004. 3-D finite-element modelling of deformation and stress associated with faulting: effect of inhomogeneous crustal structures. *Geophysical Journal International* 157(2), 629-644. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02200.x>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Jafari Hajati, F., Agh-Atabai, M., Biglari Fadafan, A., Nemati, M., 2023. Investigating the effect of stratigraphic heterogeneity on the stress distribution resulting from the activity of blind thrust faults using numerical modeling, *Adv. Appl. Geol.* 12(4), 768-786

DOI:10.22055/AAG.2021.38793.2253

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_17725.html

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

بررسی اثر ناهمگنی چینه‌ای بر توزیع تنش حاصل از فعالیت گسل‌های راندگی پنهان با استفاده از مدل‌سازی عددی

فرشته جعفری حاجتی

دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، ایران

مریم آق آتابای*

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، ایران

علی بیگلری فدافن

استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه گلستان، ایران

مجید نعمتی

استاد، بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم و گروه پژوهشی زمین‌لرزه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

*Maryamataby@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲

چکیده

گسل‌های راندگی پنهان در سطح زمین قابل مشاهده نیستند اما در طی حوادث لرزه‌ای قادر به رشد و انتقال تنش به سمت سطح و نواحی پیرامون می‌باشند. توالی پوشاننده گسل‌های پنهان ممکن است از واحدهای رسوبی مختلفی تشکیل شده باشند که می‌تواند در نحوه رشد گسیختگی و توزیع تنش ناشی از جنبش این گسل‌ها تاثیرگذار باشد. در این پژوهش، چگونگی اثر ناهمگنی چینه‌ای بر توزیع تنش، با استفاده از روش عددی (روش اجزای محدود) مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج شبیه‌سازی نشان می‌دهد که تمرکز تنش در لایه نمک و توالی رویی آن نسبت به مدل همگن کاهش محسوسی پیدا کرده است. در حالی که در لایه‌های زیرین نمک نسبت به وضعیت همگن، افزایش تنش بیشتر در محدوده بزرگتری اتفاق افتاده است. علاوه بر این، مقایسه نمودارهای توزیع جابجایی قائم در دو مدل همگن و ناهمگن نشان می‌دهد که با وجود الگوی توزیع مشابه، میزان جابجایی در مدل ناهمگن بیشتر از مدل همگن می‌باشد. بنابراین، می‌توان اظهار داشت که حضور لایه‌های شکل‌پذیر مشابه نمک، از یک سو موجب افزایش احتمال رشد گسیختگی (به دلیل تمرکز تنش) در لایه‌های زیرین و کاهش یا توقف رشد گسیختگی به سمت لایه‌های رویی و سطح زمین (به سبب کاهش شدید تنش در لایه شکل‌پذیر) شده و از سوی دیگر، به دلیل بالاتر بودن میزان دگرشکلی (جابجایی) در لایه‌های رویی، تشکیل ساختارهای جدید چین و گسل را تسهیل می‌کند.

واژه‌های کلیدی: گسل راندگی پنهان، ناهمگنی، تنش، جابجایی قائم، شبیه‌سازی عددی

۱- مقدمه

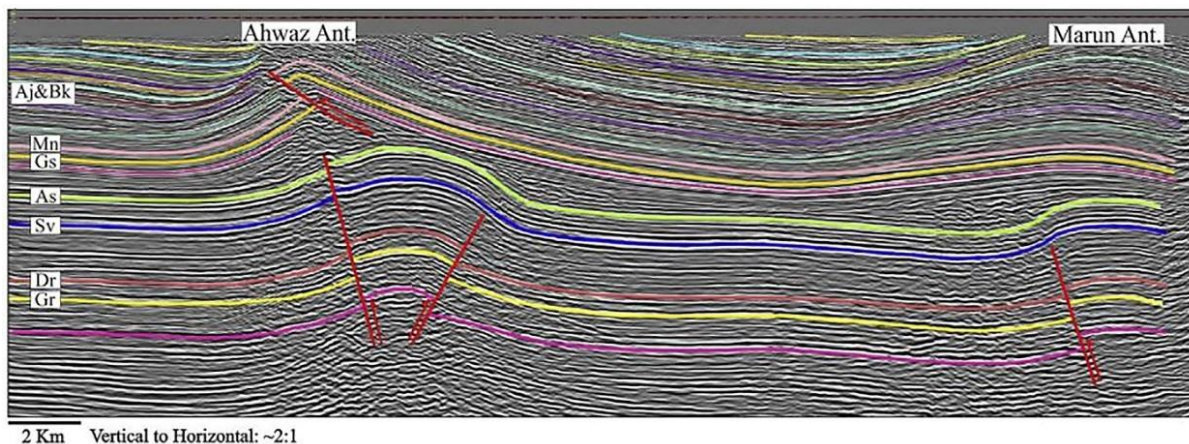
(Roering et al., 1997; Lin and Stein, 2004). جنبش گسل‌های پنهان راندگی می‌تواند با تشکیل چین در واحدهای رسوبی رویی، بالآمدگی، شکستگی‌های ثانویه و توزیع پراکنده پس‌لرزه‌ها همراه باشد (King et al., 1988; Lin and Stein, 1989; Roering, et al., 1997; Lin and Stein, 2004). چین‌های مرتبط با گسل‌های پنهان در پوشش رسوبی با هر فعالیت لرزه‌ای گسل، رشد افزایشی را تجربه می‌کنند (Stein and King, 1984; Roering, et al., 1997).

در حاشیه بیرونی کمربندهای کوهزایی، گسل‌ها معمولاً به صورت پنهان هستند که اغلب توسط توالی رسوبی پوشاننده می‌شوند (Lin and Stein, 1989; Berberian, 1995; Smart and Couzens-Schultz, 2001; Bonanno et al., 2017). گسیختگی گسل‌های پنهان فعال در سطح زمین مشاهده نمی‌شود، اما توانایی رشد و انتقال تنش به سمت بالا (سطح زمین) و پیرامون در هنگام وقوع حوادث لرزه‌ای را دارند

مشاهده ساختارهای متفاوت در دو سمت بالا و پایین افق‌های تبخیری موجود در حوضه‌های رسوبی و کمربندهای چین‌خورده-رانده، آن‌ها را به عنوان سطوح جدایش مکانیکی معرفی کرده‌اند که می‌تواند به دلیل مقاومت برشی پایین‌تر آن‌ها نسبت به سایر واحدها باشد (Davis and Engelder, 1985). بنابراین حضور لایه‌هایی با مقاومت برشی پایین در بین سایر واحدهای رسوبی می‌تواند تکامل ساختاری این نواحی را به شدت تحت تاثیر قرار دهند (Davis and Engelder, 1985; Jackson et al., 2011). حضور افق‌های تبخیری قاعده‌ای در سطح وسیع می‌تواند منجر به پیدایش تکنونیک نازک پوسته در محیط‌های فشارشی (Pfiffner, 2017) و همچنین کششی (Lundin, 1992) شوند. به عنوان نمونه می‌توان به کمر بند چین‌خورده - رانده زاگرس اشاره کرد که دارای چندین افق تبخیری مهم از جمله هرمز، دشتک و گچساران می‌باشد. در شکل ۱ نیمرخ لرزه‌ای یکی از تاقدیس‌های این کمر بند نشان داده شده است که در آن حضور افق تبخیری گچساران باعث ایجاد دو ساختار مجزا در بالا و پایین آن شده است. با توجه به این شواهد مشخص است که حضور افق‌های تبخیری بر الگوی تنش حاصل از فعالیت گسل‌های پنهان تاثیر بسزایی دارد که منجر به پیدایش ساختارهایی متفاوت در توالی زیرین و بالایی می‌شوند. در این پژوهش، جهت ارزیابی چگونگی تأثیر ناهمگنی چینه‌ای بر بزرگی و الگوی توزیع تنش و دگرشکلی ناشی از جنبش گسل‌های راندگی پنهان، از طریق روش‌های عددی شبیه‌سازی انجام شده است.

در دهه‌های اخیر، روش‌های عددی به طور وسیع برای شبیه‌سازی مسائل زمین‌شناسی از جمله مطالعه گسل‌ها به کار رفته است. در واقع روش عددی به علت توانایی و انعطاف‌پذیری زیاد در حل مسائل پیچیده به عنوان یک روش مهم در رشته‌های مختلف از جمله زمین‌شناسی مورد توجه قرار گرفته است. با استفاده از این روش، مطالعاتی در ارتباط با توزیع تنش حاصل از لغزش گسل‌های پنهان و نقش توالی رسوبی پوشاننده آن بر توسعه تغییرشکل پوسته زمین صورت گرفته است که می‌توان به چند نمونه از آن‌ها اشاره نمود.

گسل‌های پنهان را می‌توان از طریق دگرشکلی‌های ایجاد شده در سطح زمین شناسایی کرد (King et al., 1988). از جمله زمین‌لرزه‌های مهم و شناخته شده در نتیجه جنبش گسل‌های پنهان می‌توان به زلزله ۱۹۰۵ کنگرا با بزرگی Ms : ۸ در هند (Quittmeyer and Jacob, 1979; Yeats and Lillie, 1991)، زلزله ۱۹۷۲ قیر با بزرگی Ms : ۶٫۹ در جنوب غرب ایران (Dewey and Grantz, 1973; Berberian, 1995)، زلزله ۱۹۷۸ طبس- گلشن با بزرگی Ms : ۷٫۴ در شرق ایران (King et al., 1981; Walker et al., 2015)، زلزله ۱۹۸۳ کوالینگا با بزرگی Ms : ۶٫۵ در کالیفرنیا (Stein and King, 1984)، زلزله ۱۹۹۴ نورت ریج در کالیفرنیا با بزرگی Mw : ۶٫۷ (Hauksson et al., 1995)، زلزله ۲۰۱۳ لوشان در چین با بزرگی Ms : ۷ (Xu et al., 2013) اشاره کرد. رویداد چنین زمین‌لرزه‌هایی در گسل‌های پنهان، حاکی از پتانسیل خطر لرزه‌ای این گسل‌ها می‌باشد. مطالعات تغییر تنش کلمب نشان داده است که لغزش بر روی گسل‌های پنهان همانند گسل‌های آشکار می‌تواند به طور محلی وضعیت تنش محیط پیرامون را تغییر دهد، با این تفاوت که نواحی افزایش تنش هم‌لرزه‌ای بزرگتری را در لایه‌های مجاور و رویی به دنبال داشته است (Lin and Stein, 2004). از این رو، معمولا پس‌لرزه‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های راندگی پنهان در یک زون پراکنده رخ می‌دهند که می‌تواند از شکستگی‌ها و دگرشکلی‌های ثانویه مرتبط با جنبش گسل‌های پنهان حاصل شود (Stein and King, 1984; Ekström et al., 1992; Roering et al., 1997; Lin and Stein, 2004). یکی دیگر از عواملی که می‌تواند بر بزرگی و الگوی توزیع تنش و دگرشکلی حاصل از فعالیت گسل‌های پنهان تاثیرگذار باشد، وجود ناهمگنی و رفتار مکانیکی متفاوت لایه‌های مختلف پوسته زمین باشد (Lee et al., 2004; Zhao et al., 2004). داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی نشان داده‌اند که پوسته زمین همگن نیست (Zhao et al., 2004). پوشش رسوبی گسل‌های پنهان نیز می‌تواند از واحدهای رسوبی مختلفی با ضخامت (ده‌ها تا صدها متر یا بیشتر، Zeng and Cai, 2018) و رفتار متفاوتی تشکیل شده باشند. به عنوان مثال رفتار افق‌های تبخیری که در حوضه‌های رسوبی و کمربندهای چین‌خورده-رانده به وفور یافت می‌شوند، می‌تواند متفاوت از سایر واحدهای رسوبی باشد. پژوهشگران با



شکل ۱- نیم‌رخ لرزه‌ای از تاق‌دیس‌های اهواز و مارون در فروبار دزفول، کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس. تبخیری‌های سازند گچساران به عنوان افق جدایشی بالایی در توالی رسوبی می‌باشند. BK: سازند بختیاری، Aj: آغاچاری، Mn: میشان، Gs: گچساران، As: آسماری، Sv: سروک، Dr: داریان، Gr: گرو (Derikvand et al., 2018).

Fig. 1. Seismic profile of the Ahwaz and Marun anticlines in the Dezful Embayment, Zagros Fold-Thrust Belt in SW Iran. The Gachsaran evaporates are as upper detachment horizon in sedimentary sequence. Bk (Bakhtyari), Aj (Aghajari), Mn (Mishan), Gs (Gachsaran), As (Asmari), Sv (Sarvak), Dr (Daryan), Gr (Garau), (Derikvand et al., 2018).

نمک ایجاد می‌شود. در مطالعات پیشین به الگوی توزیع تنش و دگرشکلی ناشی از جنبش یک گسل پنهان در یک محیط ناهمگن توجه کمتری شده است. بر این اساس، هدف از این پژوهش شبیه‌سازی چگونگی اثر ناهمگنی چینه‌ای، با توجه به حضور یک لایه شکل‌پذیر، بر روی دگرشکلی (جابجایی قائم) و الگوی توزیع تنش ناشی از جنبش یک گسل راندگی پنهان می‌باشد.

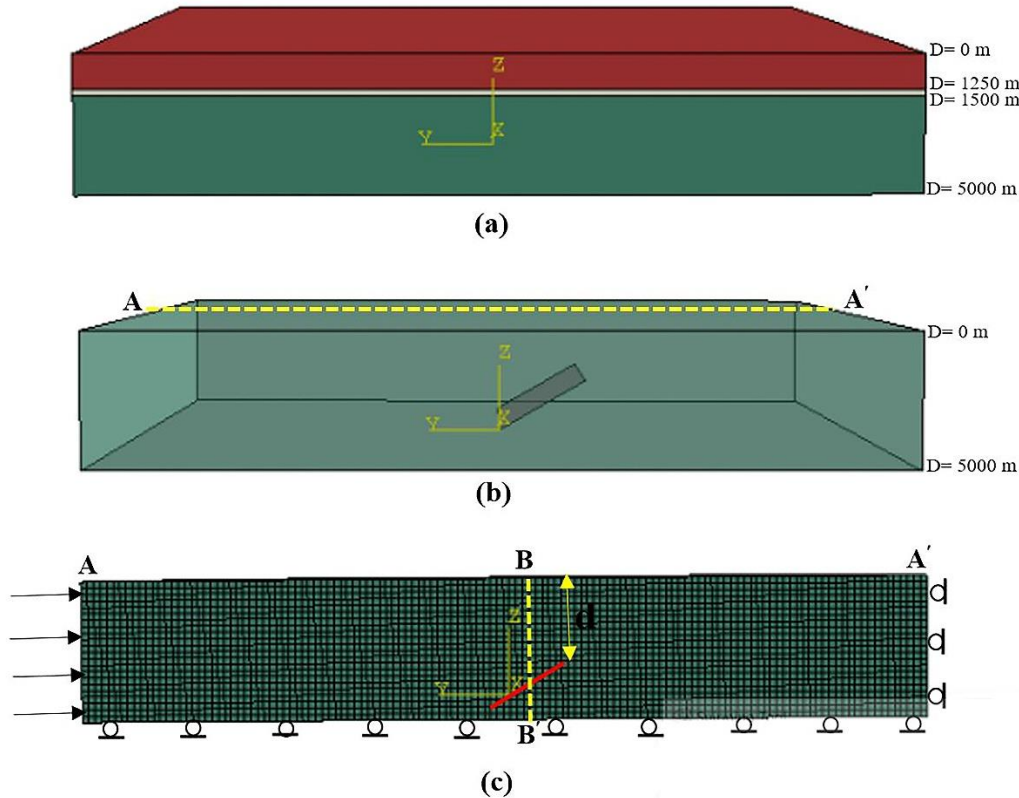
۲- روش و مدل شبیه‌سازی اجزای محدود

در این پژوهش جهت بررسی اثر ناهمگنی پوشش رسوبی بر توزیع و انتقال تنش حاصل از جنبش گسل راندگی پنهان، دو نوع مدل شبیه‌سازی (ناهمگن و همگن) با استفاده از روش عددی اجزای محدود (Finite Element) انجام شده است (شکل a2 و b). یکی از ناهمگنی‌های رایج در محیط‌های رسوبی، وجود افق‌های تبخیری با رفتار مکانیکی متفاوت در بین سایر لایه‌های رسوبی می‌باشد. در این مقاله، مدل ناهمگن موردنظر از سه لایه، که به ترتیب از پایین به سمت بالا گرانیت، نمک و ماسه سنگ با ضخامت‌های متفاوت، تشکیل شده است (شکل a2). لایه زیرین و بالایی تنها دارای ویژگی رفتاری کشسان می‌باشند ولی برای لایه میانی از نوع نمک، رفتار کشسان به همراه خزش لحاظ شد. مدل همگن موردنظر تنها از یک لایه گرانیت با رفتار کشسان تشکیل شده است (شکل b2).

Roering و همکاران (۱۹۹۷) با استفاده از روش اجزای مرزی، رشد پایانه فوقانی گسل‌های راندگی پنهان را از طریق دو فراسنج فاکتور شدت تنش و تغییر تنش کلمب در یک محیط همگن به صورت دو بعدی مورد بررسی قرار داده‌اند. آنها نشان داده‌اند که وجود لغزش اصطکاکی در امتداد صفحات لایه‌بندی بالای گسله‌های پنهان، موجب تمرکز بیشتر تنش در پایانه فوقانی گسل‌ها می‌شود. در نتیجه، تمرکز بیشتر تنش، تمایل گسل جهت رشد به سمت سطح زمین را افزایش می‌دهد، در حالی که وجود لغزش اصطکاکی در امتداد صفحات لایه‌بندی در زیر پایانه فوقانی گسل ممکن است کاهش رشد گسل را به دنبال داشته باشد. Cai و Zeng (۲۰۱۸) با استفاده از یک مجموعه از مدل‌های عددی، نشان داده‌اند که پارامترهایی مانند شیب گسل، ضخامت و مدول الاستیسیته لایه رسوبی بالای گسله از جمله پارامترهای موثر بر توزیع جابجایی ناشی از لغزش گسل راندگی پنهان در سطح زمین می‌باشند. مطالعاتی نیز در ارتباط با اثر حضور لایه نمک در حوضه رسوبی صورت گرفته است، به عنوان مثال: Ahlers و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از الگوسازی عددی (روش اجزای محدود) نشان داده‌اند که در صورت وجود افق نمک با ویسکوزیته پایین، جدایش مکانیکی در حوضه‌های رسوبی دربرگیرنده نمک رخ می‌دهد و دو میدان با جهات متفاوت ماکزیمم تنش اصلی در توالی بالا و زیرین لایه

بعدی به ابعاد $30 \times 30 \times 5$ کیلومتر صورت گرفته است. مقادیر پارامترهای کشسان در جدول ۱ ذکر شده است.

مدل شبیه‌سازی گسل راندگی پنهان نیز براساس یک گسل به طول ۱۰ کیلومتر با زاویه شیب ۳۰ درجه در یک محیط سه



شکل ۲- طرح کلی از مدل شبیه‌سازی و گسل راندگی پنهان، (a) مدل ناهمگن، (b) مدل همگن و (c) مقطع عرضی مش‌بندی شده به همراه شرایط مرزی که به مدل اعمال شده است، خط قرمز نشان‌دهنده موقعیت گسل راندگی پنهان، D و d به ترتیب بیانگر عمق لایه‌ها و عمق قرارگیری پایانه فوقانی گسل می‌باشند. خط چین‌ها (A-A' و B-B') نیز مسیر ترسیم نمودارها و مقاطع را نشان می‌دهند.

Fig. 2. The general sketch of simulation model and blind thrust fault, (a) heterogeneous model, (b) homogeneous model, and (c) the cross-section of meshed model and the applied boundary conditions. Red line: fault, D: layers depth, d: depth of the upper tip of the fault. The dashed lines, A-A' and B-B' indicate the position of the drawn plots and cross sections.

$$\sum_{i=1}^N (f_i^e) = \sum_{i=1}^N [K_{ij}^e] \{u_j^e\} \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در این رابطه K^e و u^e به ترتیب بیانگر ماتریس سختی و بردار جابجایی برای یک جزء می‌باشند. محاسبه ماتریس سختی از مهمترین مراحل تحلیل یک مسئله است. برای محاسبه تقریبی پاسخ مسئله در بخش‌های پیوسته یک جزء از تابع شکل استفاده می‌شود. در واقع فرض بر این است که تغییرات تابع موردنظر در دامنه پیوسته جزء برحسب گره‌های آن است. در نهایت با کنار هم قرار دادن معادله‌های حاکم بر هر جزء و بررسی رفتار مجزا و توأم اجزای کوچک در شبکه بهم پیوسته از اجزاء، متغیرهای اصلی رفتاری دامنه محاسبه

در شبیه‌سازی عددی براساس روش اجزای محدود، معادلات دیفرانسیل حاکم بر محیط‌های پیوسته به کار رفته است. در این روش جهت حل مسئله، دامنه فیزیکی موردنظر به صورت اجزاء کوچک تقسیم شده که توسط نقاطی موسوم به گره بهم متصل شده‌اند. به این ترتیب دامنه پیوسته مسئله به محیط گسسته تبدیل می‌شود. مقادیر درجات آزادی به عنوان متغیرهای اصلی، در گره‌ها محاسبه می‌شوند. به عنوان مثال می‌توان به درجات آزادی تغییرمکان اشاره کرد. رابطه بین مقادیر بار اعمالی به اجزاء و مقادیر گرهی به صورت رابطه (۱) بیان می‌شود (Logan, 2007).

توابع u ، v و w به ترتیب جابجایی در جهات x ، y و z در هر جزء هستند.

با استفاده از روابط ذکر شده، ماتریس سختی به صورت رابطه (۵) محاسبه می‌شود.

$$K_{ij}^{mn} = \int_V \left(\lambda \frac{\partial N_m}{\partial x_i} \frac{\partial N_n}{\partial x_j} + \mu \frac{\partial N_m}{\partial x_j} \frac{\partial N_n}{\partial x_i} \right) dV \quad (\text{رابطه } 5)$$

که در این رابطه m و n بیانگر شماره گره‌های محلی هستند. تابع شکل که از رابطه (۴) برای هر جزء محاسبه می‌گردد و V نیز بیانگر حجم جزء می‌باشد.

نرخ کرنش حالت پایدار به صورت خزش از نوع قانون نمایی (Power law) براساس معادله Kirby (۱۹۸۳) می‌باشد که به صورت رابطه (۶) تعریف شده است.

$$\dot{\varepsilon} = A(\Delta\sigma)^n \quad (\text{رابطه } 6)$$

که در این رابطه، $\dot{\varepsilon}$ بیانگر مقدار نرخ تغییرات کرنش می‌باشد. A و n از لحاظ تجربی تعیین‌کننده خواص مواد هستند که در این شبیه‌سازی به ترتیب $10^{-4} \text{ pa}^{-5} \text{ s}^{-1}$ و 1×10^5 در نظر گرفته شده است (Raith and Urai, 2018).

می‌گردند (Ramsay and Lisle, 2000; Nikishkov, 2004; Logan, 2007).

رفتار خطی کشسان براساس قانون هوک فرض شده است که در تحلیل‌های سه بعدی رابطه بین تنش و کرنش به صورت رابطه (۲) برقرار است:

$$\{\sigma\} = [D]\{\varepsilon\} = \lambda \text{tr}(\varepsilon)\{1\} + 2\mu\{\varepsilon\} \quad (\text{رابطه } 2)$$

که در این رابطه، σ ، D و ε به ترتیب تنش، ماتریس سازنده (constitutive matrix) و کرنش نامیده می‌شوند. λ و μ ثوابت لامه کشسان هستند که برحسب مدول کشسان (E) و ضریب پواسون (ν) مطابق رابطه (۳) محاسبه می‌شوند.

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \quad (\text{رابطه } 3)$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

در این شرایط، معادلات جابجایی به صورت رابطه (۴) بیان می‌شوند.

$$u(x, y, z) = a_1 + a_2x + a_3y + a_4z \quad (\text{رابطه } 4)$$

$$v(x, y, z) = a_5 + a_6x + a_7y + a_8z$$

$$w(x, y, z) = a_9 + a_{10}x + a_{11}y + a_{12}z$$

جدول ۱- پارامترهای کشسان لایه‌ها در مدل (Pollard and Fletcher, 2005; Li and Urai, 2016)

Table 1. Elastic parameters of layers in the model (Pollard and Fletcher, 2005; Li and Urai, 2016)

Type of layer	Granit	Sandstone	Salt
Young's modulus (E [GPa])	45	22	10
Poisson's ratio (ν)	0.23	0.24	0.4

به ترتیب در عمق‌های ۲،۵ و ۴،۵ کیلومتر واقع شده است. مقدار ضریب اصطکاک (μ) بر روی گسل رانده ۰،۸ در نظر گرفته شده است (Lin and Stein, 2004). برای مش‌بندی مدل از اجزاء محیط پیوسته (Continuum) از نوع مکعبی هشت گره‌ای استفاده شده است (شکل ۲c). نتایج شبیه‌سازی شامل: تنش‌های ون میسر (σ_e)، تنش اصلی کمینه (σ_3) و تنش اصلی بیشینه (σ_1) و جابجایی قائم (U_v) می‌باشند. جابجایی قائم در جهت Z (رو به بالا) مثبت است. تنش ون میسر یا تنش هم‌ارز نوعی تنش انحرافی هست که

شرایط مرزی لحاظ شده شامل تنش فشارشی دور از میدان (far-field) با بزرگی ۱۰۰ مگا پاسکال و جابجایی صفر در جهت عمود به لبه‌ی مدل می‌باشد که تنش در سمت چپ و جابجایی در سمت راست و پایین مدل اعمال شده است (Zeng and Cai, 2018). سطح بالایی مدل به عنوان سطح زمین، آزاد فرض شده است و قادر به حرکت در همه جهات می‌باشد (شکل ۲c). در هر دو مدل، گسل راندگی پنهان شبیه‌سازی شده فقط در لایه گرانیتی با خصوصیات رفتار کشسان قرار دارد و پایانه فوقانی و پایانه پایینی گسل

τ_{xy} ، τ_{yz} و τ_{zx} مولفه‌های تنش برشی در جهات x ، y و z می‌باشند.

در این مدل‌ها، رشد شکستگی قدیمی و همچنین ایجاد شکستگی‌های جدید چشم‌پوشی شده است، ولی محل تمرکز تنش به عنوان مکانی مستعد برای توسعه و رشد شکستگی‌ها بحث شده است (Strijker et al., 2013). همچنین در نواحی تمرکز تنش کششی (مقدار منفی σ_3) احتمال ایجاد شکستگی کششی می‌باشد (Hancock, 1985; Jaeger et al., 2007; Strijker et al., 2013). محاسبات با نرم افزار اباکوس (ABAQUS) انجام شده که یک برنامه تجاری برای انجام تحلیل‌های اجزای محدود می‌باشد.

الگوی افزایش تنش را می‌توان در نمودارهای ترسیم شده راستای A-A' در سطح زمین نیز مشاهده کرد، طوری که دو بیشینه نمودار در هر دو مدل مربوط به افزایش تنش بصورت همسو و ناهمسو با گسل می‌باشد (شکل ۳c). در این نمودارها بیشترین تنش ون میسر در جلوی پایانه فوقانی گسل مربوط به ادامه محدوده افزایش تنش همسو با گسل، دومین بیشینه مقادیر مربوط به محدوده افزایش تنش ناهمسو با گسل و کمترین مقدار، بین دو بیشینه مشاهده می‌شود. در هر دو مدل، با توجه به روند محدوده افزایش تنش، این ناحیه با نزدیک شدن به سطح زمین به جلوی پایانه فوقانی گسل انتقال داده می‌شود. ناحیه کاهش تنش در لایه گرانتیت هر دو مدل در پهنای صفحه گسل و نیز در بخش کوچکی از پایانه فوقانی گسل به سمت فرودیواره می‌باشد (شکل ۳a و b). همانطوری که در مقاطع مشاهده می‌شود شدت و ابعاد محدوده افزایش تنش در زیر لایه نمک مدل ناهمگن نسبت به مدل همگن بیشتر است. اما در وضعیت ناهمگن، تنش در لایه نمک به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. مقایسه نمودارهای تغییرات تنش ون میسر حاکی از الگوی یکسان در هر دو مدل است، اما مقادیر تنش رسیده به سطح در مدل ناهمگن (نمودار آبی رنگ) نسبت به مدل همگن (نمودار سبز رنگ) کاهش یافته است (شکل ۳c).

می‌تواند به دو روش ذیل بیان شوند (Budynas and Nisbett, 2008).

۱- با استفاده از تنش‌های اصلی، رابطه (۷):

$$\sigma_e = \frac{1}{\sqrt{2}} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]^{1/2} \quad (\text{رابطه ۷})$$

که در این رابطه، σ_1 ، σ_2 و σ_3 تنش‌های اصلی هستند.

۲- با استفاده از مولفه‌های تنش، رابطه (۸):

(رابطه ۸)

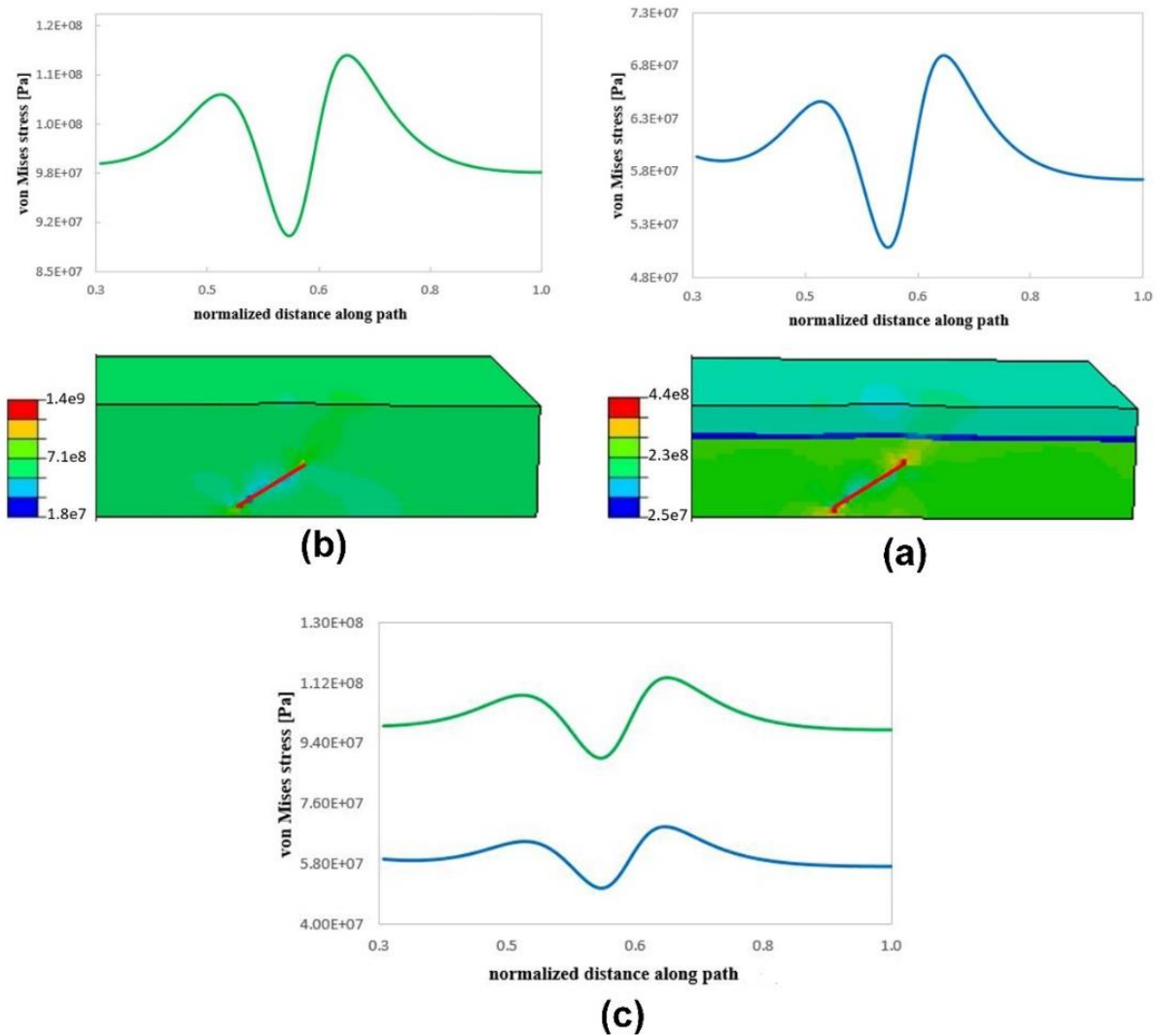
$$\sigma_e = \frac{1}{\sqrt{2}} [(\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 + 6(\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2)]^{1/2}$$

که در این رابطه، σ_x ، σ_y و σ_z مولفه‌های تنش عمودی و

۳- نتایج

در این پژوهش، برای بررسی اثر ناهمگنی در توزیع میدان تنش محلی و جابجایی قائم، دو مدل، ناهمگن و همگن، تحت تنش فشارشی شبیه‌سازی و نتایج بر روی مقاطع عرضی، دید نقشه (map view) و نمودارها ارائه شده است (شکل‌های ۳-۹). مقاطع عرضی در همه‌ی شکل‌ها در مسیر ترسیم شده A-A' می‌باشند (شکل‌های ۳-۶a و b). نمودارهای تغییرات میدان تنش و جابجایی در مسیر A-A' در سطح زمین (عمود بر اثر گسل، شکل‌های ۳-۶) و در جهت قائم در مسیر B-B' (شکل ۷) ترسیم شده‌اند. موقعیت این مسیرها در مدل شبیه‌سازی بر روی شکل‌های ۲b و c مشخص شده است. همچنین الگوی توزیع تنش و جابجایی در عمق پایانه فوقانی گسل و سطح زمین بصورت نقشه‌های تغییرات ترسیم شدند (شکل‌های ۸ و ۹).

توزیع تنش ون میسر (σ_e) در مقاطع عرضی دو مدل ناهمگن و همگن، نشان می‌دهد که بیشترین تمرکز تنش در پایانه فوقانی گسل در لایه زیرین (زیر لایه نمک) واقع شده است (شکل ۳a و b). آرایش این ناحیه در پایانه فوقانی گسل به صورت مایل و همسو با شیب صفحه گسیختگی و نیز در بخش کوچکی از فرادیواره به صورت ناهمسو می‌باشد. این

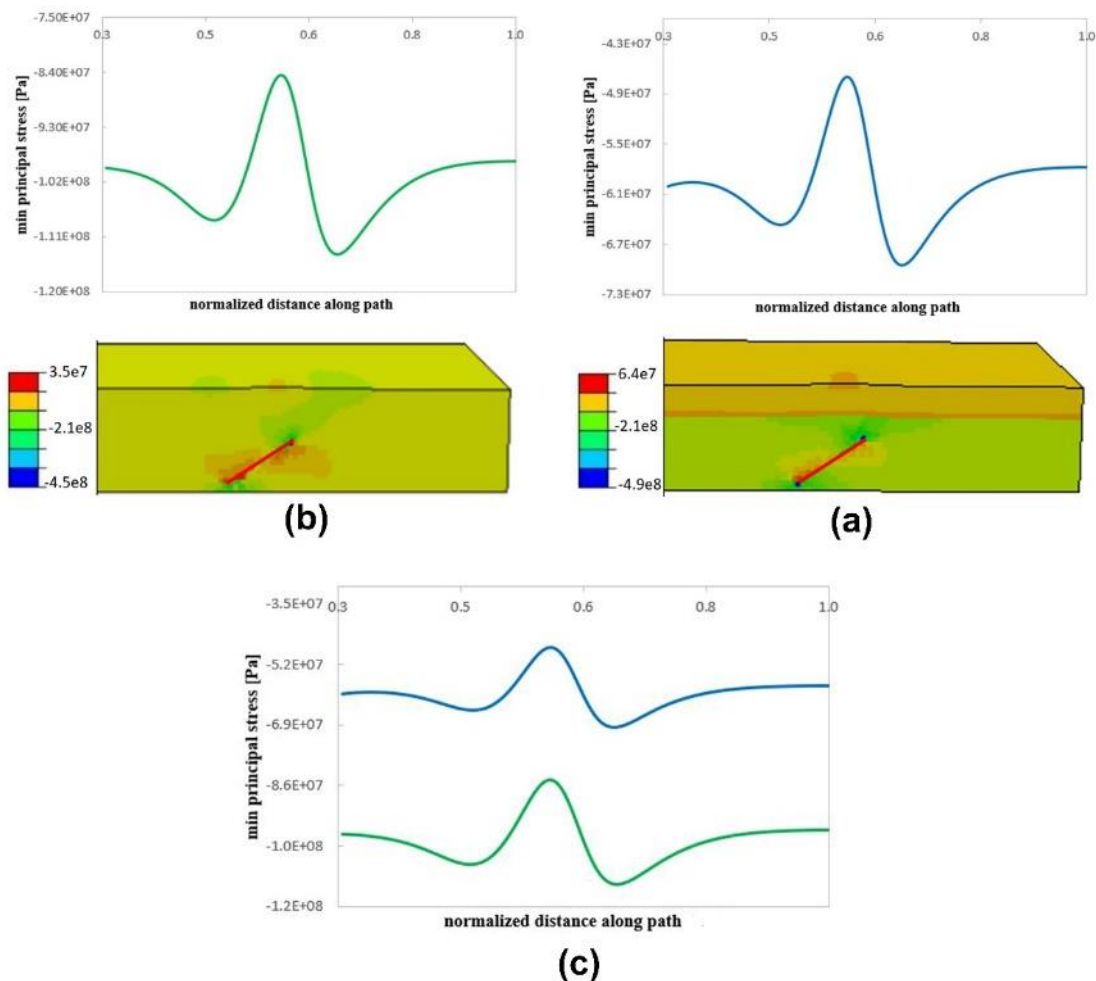


شکل ۳- توزیع تنش ون میسز (σ_e) در مسیر A-A' که موقعیت آن در شکل c۲ نشان داده شده است، (a) مدل ناهمگن، (b) مدل همگن و (c) نمودارهای ترسیم شده در هر دو مدل. نمودارهای آبی توزیع تنش در مدل ناهمگن و سبز تنش در مدل همگن را نشان می‌دهند. خط قرمز در مقاطع عرضی نشانگر گسل راندگی پنهان می‌باشد

Fig. 3. Distribution of Von Mises stress (σ_e) along path A-A', (a) heterogeneous model, (b) homogeneous model, and (c) The drawn plots of both models. Blue and green plots show the stress distribution in heterogeneous and homogeneous models, respectively. The red line in the sectional views indicate the blind thrust fault.

مدل ناهمگن در مقایسه با مدل همگن رخ داده است (شکل‌های a۹، b، d و e). در حالی که جابجایی قائم از عمق پایانه فوقانی گسل به سمت سطح زمین افزایش یافته است اما این مقدار افزایش در مدل ناهمگن بیشتر می‌باشد (شکل c۸ و f، شکل ۹ و c و f).

همانطور که انتظار می‌رود توزیع تنش در دیدهای نقشه در عمق پایانه فوقانی گسل، افزایش تنش کششی و ون میسز در مدل ناهمگن نسبت به مدل همگن را نشان می‌دهند (شکل a۸، b، d و e). اما در سطح زمین با وجود کاهش تنش ناشی از دور شدن از پایانه فوقانی گسل، کاهش قابل توجهی در توزیع تنش



شکل ۴- توزیع تنش اصلی کمینه (σ_3) در مسیر A-A'، (a) مدل ناهمگن، (b) مدل همگن و (c) نمودارهای توزیع تنش هر دو مدل شبیه‌سازی در سطح زمین. سایر پارامترها مشابه شکل ۳ می‌باشند.

Fig. 4. Minimum principal stress changes (σ_3) along path A-A', (a) heterogeneous model, (b) homogeneous model, and (c) Stress distribution plots of both simulation models. The other parameters are similar to Fig. 3.

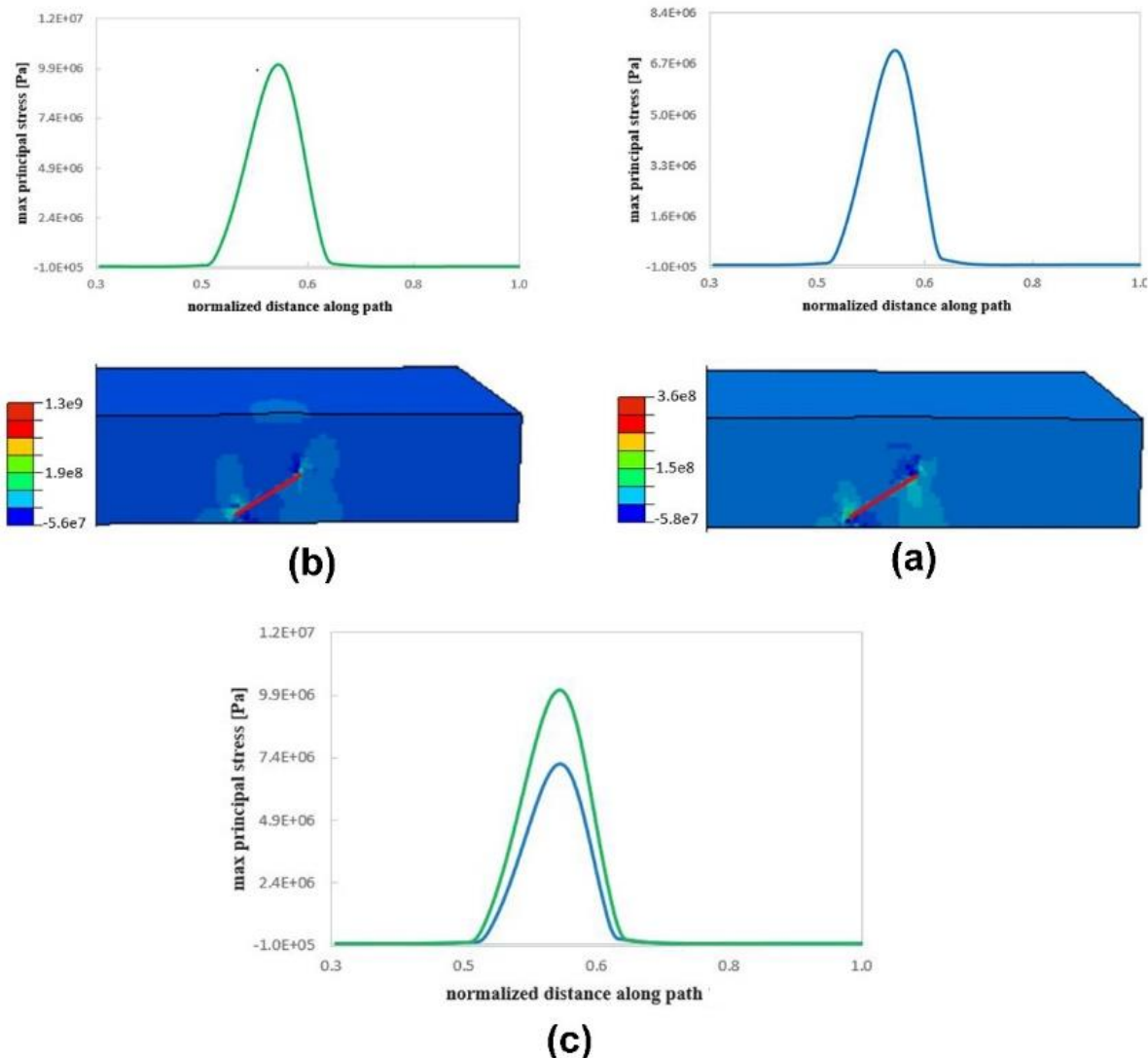
مشاهده می‌شود.

مقایسه نتایج توزیع تنش در مجاورت پایانه فوقانی گسل در مقاطع عرضی دو مدل نشان می‌دهد که در مدل ناهمگن، ناحیه تمرکز تنش کششی محدوده‌ی بزرگتری را در برمی‌گیرد و همچنین این ناحیه در نزدیکی لایه نمک تقریباً به موازات این لایه آرایش یافته است. در لایه نمک و همچنین ماسه سنگ تمرکز تنش کششی به مقدار زیادی کاهش می‌یابد (شکل a4 و b). مقایسه نمودارهای تغییر تنش اصلی کمینه در سطح زمین در دو مدل نشان می‌دهد که با وجود الگویی مشابه، تمرکز تنش کششی در مدل همگن در مقایسه با مدل ناهمگن، به مقدار زیادی افزایش یافته است (یا به عبارتی منفی‌تر شده است) (شکل c4).

نتایج شبیه‌سازی تنش اصلی کمینه (σ_3) در مقاطع عرضی هر دو مدل نشان می‌دهند که ناحیه در برگیرنده بیشترین مقدار منفی σ_3 یا تمرکز تنش کششی در پایانه فوقانی گسل در لایه گرانیت مشاهده می‌شود. الگوی این ناحیه، مشابه با ناحیه تمرکز تنش ون میسز، در راستای شیب صفحه گسلی همراه با یک ناحیه کوچکی از تمرکز تنش کششی به صورت ناهمسو با شیب گسل در ناحیه پشتی آن رخ داده است (شکل a4 و b). همان طوری که در نمودارها مشاهده می‌شود دو کمینه نمودار یا محدوده تمرکز تنش کششی در سطح زمین یکی در جلوی پایانه فوقانی گسل مربوط به محدوده کاهش همسو با گسل و دیگری مربوط به محدوده کاهش تنش ناهمسو با گسل است و بیشینه نمودار یا کمترین تمرکز تنش نیز در بین این دو کمینه

محدوده بالای فرادیواره در سطح رخ داده است (شکل c۵). مقاطع عرضی و نمودارهای سطحی جابجایی قائم (U_v) نشان می‌دهند که بیشترین جابجایی در فرادیواره رخ داده است که می‌تواند مرتبط به بالآمدگی یا تشکیل تاقدیس در توالی رویی در نتیجه لغزش بر روی گسل راندگی پنهان باشد (شکل ۶). مقایسه نتایج نمودارها (شکل c۶) نشانگر الگوی توزیع جابجایی مشابه در هر دو مدل می‌باشد اما جابجایی بیشتر (بالآمدگی) در مدل ناهمگن مشاهده شده است.

تنش اصلی بیشینه (σ_1) محاسبه شده در مقاطع عرضی شکل a۵ و b نشان می‌دهد که در هر دو مدل در مجاورت پایانه فوقانی گسل به سمت فرودیواره بیشترین تمرکز تنش و به سمت فرادیواره کمترین مقدار تنش مشاهده می‌شود. نمودارهای ترسیم شده یک ناحیه افزایش تنش در محدوده بالای فرادیواره در سطح زمین را نشان می‌دهند که این ناحیه به طور واضح در مدل همگن قابل مشاهده است. مقایسه نمودارها دو مدل نشان می‌دهند که آن‌ها دارای الگوی توزیع تنش مشابهی می‌باشند با این تفاوت که در مدل همگن نسبت به ناهمگن افزایش تنش بزرگتری در

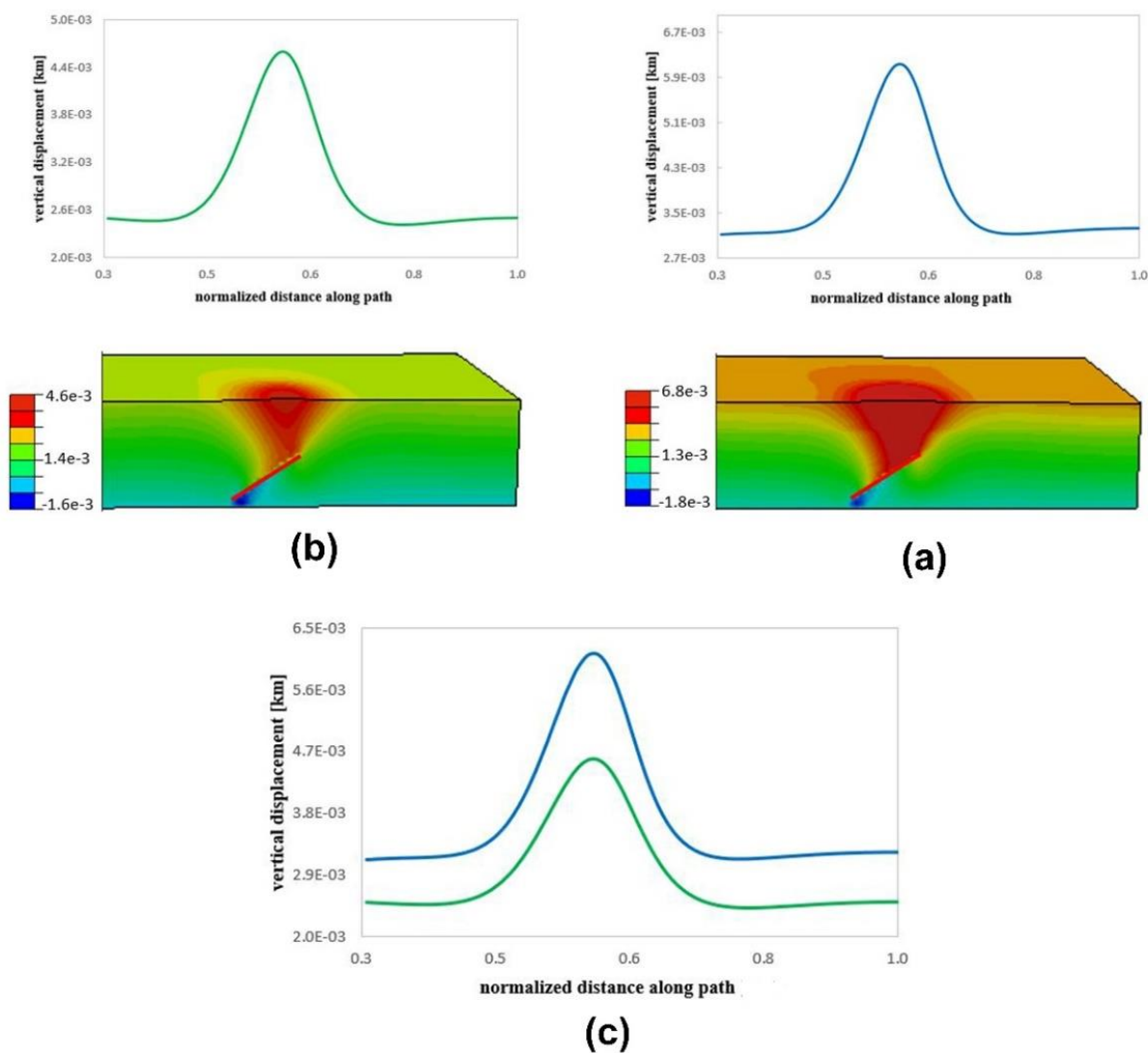


شکل ۵- توزیع تنش اصلی بیشینه (σ_1) در در امتداد مسیر A-A'، (a) مدل ناهمگن، (b) مدل همگن و (c) نمودارهای توزیع تنش در هر دو مدل شبیه‌سازی. سایر پارامترها مشابه شکل‌های قبلی می‌باشند.

Fig. 5. Distribution of Maximum principal stress (σ_1) along path A-A', (a) heterogeneous model, (b) homogeneous model, and (c) Stress distribution plots of both models. The other parameters are same to previous Figs.

اصلی بیشینه (شکل ۷c) در هر دو مدل، از عمق پایانه فوقانی گسل به سمت سطح زمین افزایش می‌یابد که بیشینه آن در سطح زمین در نمودارهای شکل ۵ مشاهده شده است. اما میزان جابجایی قائم در مدل ناهمگن نسبت به مدل همگن برعکس میزان تنش، افزایش یافته است (شکل ۷d). در مجموع، بدون در نظر گرفتن تغییرات الگوی توزیع تنش و جابجایی در لایه نمک مدل ناهمگن، الگوی کلی نمودارها تا حدودی مشابه الگوی توزیع در مدل همگن است (شکل ۷).

به منظور ارزیابی دقیق‌تر از توزیع تنش و جابجایی قائم در عمق، نمودارهایی در جهت قائم (مسیر B-B' مشخص شده در شکل ۷c منطبق بر محل بیشینه جابجایی در سطح زمین) برای هر دو مدل ترسیم شد (شکل ۷). این نمودارها نشان می‌دهند که در لایه نمک مدل ناهمگن، کاهش بسیار شدید و ناگهانی در میزان تنش‌های ون میسر، بیشینه و تنش کششی ایجاد شده است. در حالی که افزایش بسیار محسوس در میزان تنش‌های ون میسر و کششی بخصوص در نزدیکی پایانه فوقانی گسل (محل مشخص شده با فلش) نسبت به مدل همگن می‌توان مشاهده نمود. تنش



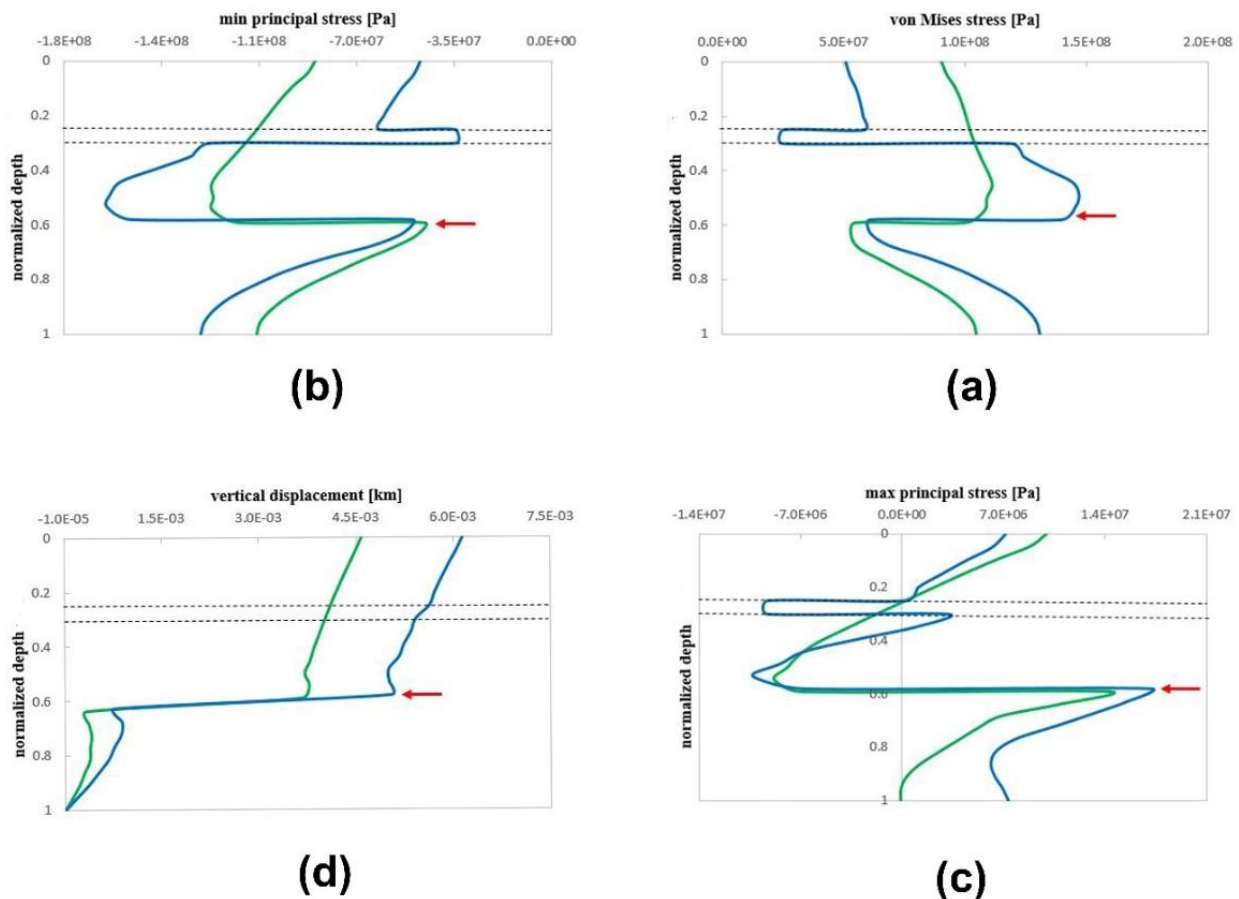
شکل ۶- تغییرات جابجایی قائم (U_v) در مسیر A-A'، (a) مدل ناهمگن، (b) مدل همگن و (c) نمودارهای ترسیم شده در هر دو مدل. سایر پارامترها مشابه شکل‌های قبلی می‌باشند.

Fig. 6. Vertical displacement changes (U_v) along path A-A', (a) heterogeneous model (b) homogeneous model, and (c) Vertical displacement distribution plots of both models. The other parameters are same to previous Figs.

۴- بحث

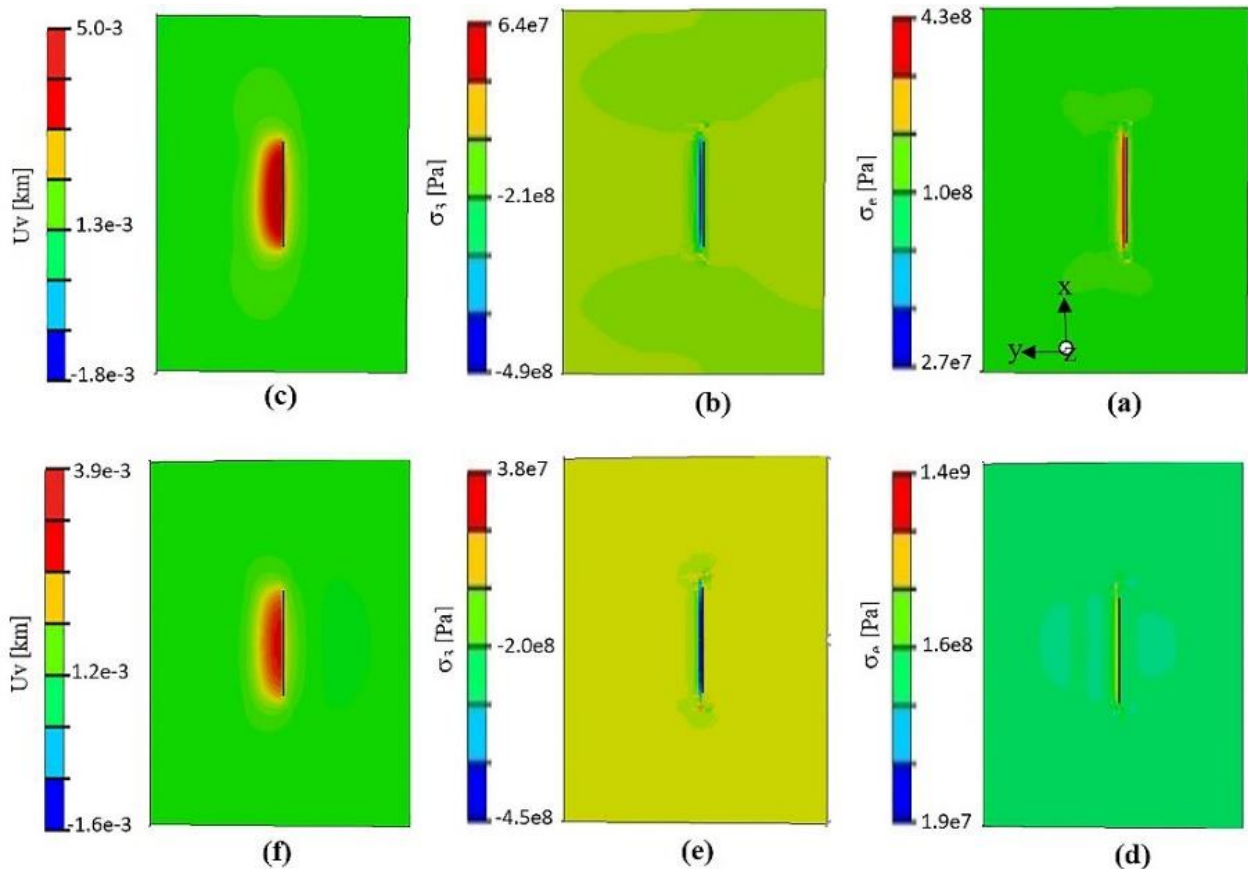
زیرین آن در نمودارهای ترسیم شده شکل a، b و c قابل مشاهده است. در واقع همانطوری که مطالعات پیشین نشان داده‌اند، لایه نمک به دلیل شکل‌پذیر بودن و مقاومت برشی پایین (Tingay et al., 2011; Heidbach et al., 2018) می‌تواند بین توالی رویی و زیرین، یک سطح جدایش مکانیکی میدان تنش ایجاد کند (Tingay et al., 2011). یکی از نتایج این تحقیق این است که الگوی توزیع تنش‌های محاسبه شده در سطح زمین بین دو مدل تا حدود زیادی مشابه است که می‌تواند به دلیل افقی بودن لایه‌ها در مدل ناهمگن باشد، اما مقادیر و بزرگی تنش منتقل شده به سطح و پیرامون گسل در دو مدل متفاوت می‌باشد.

مقایسه نتایج دو مدل شبیه‌سازی (همگن و ناهمگن) نشان می‌دهد که با وجود تشابه در الگوهای توزیع تنش و جابجایی در دو مدل، مقادیر تنش‌های محاسبه شده در سطح زمین در مدل ناهمگن نسبت به مدل همگن کاهش و جابجایی قائم (بالا آمدگی) افزایش یافته است. علاوه بر این، با وجود کاهش شدید تنش در لایه افقی نمک، حضور آن موجب تمرکز بیشتر تنش در محدوده‌ی بزرگتری در مجاورت پایانه فوقانی گسل نسبت به مدل همگن شده است که به وضوح تغییرات توزیع تنش ناشی از لغزش گسل رانده در لایه نمک و توالی رویی و



شکل ۷- نمودارهای توزیع تنش در مسیر B-B' که موقعیت آن در شکل ۲ مشخص شده است، (a) نمودار ون میسز، (b) تنش اصلی کمینه، (c) تنش اصلی بیشینه و (d) جابجایی قائم (به سمت بالا). خط آبی و خط سبز به ترتیب بیانگر توزیع تنش در مدل ناهمگن و همگن می‌باشند. نقطه چین و فلش قرمز نیز به ترتیب مرز لایه‌ها و موقعیت گسل در مسیر ترسیم نمودار را نشان می‌دهند.

Fig. 7. The calculated parameters along path B-B', (a) von Mises stress (σ_e), (b) minimum principal stress (σ_3), (c) Maximum principal stress (σ_1), and (d) vertical displacement (U_v). Blue and green plots show the stress distribution in heterogeneous and homogeneous models, respectively. The dotted lines and the red arrow also show the boundaries of the layers and the position of the fault in the path of the plots, respectively.



شکل ۸- توزیع تنش‌ها و جابجایی قائم در عمق پایانه فوقانی گسل در (a, b, c) مدل ناهمگن، (d, e, f) مدل همگن، (d و a) تنش ون میسز، b و (e) تنش اصلی کمینه و c و f) جابجایی قائم. خط مشکی نشانگر پایانه فوقانی گسل است.

Fig. 8. Distribution of vertical displacement and stresses in the depth of the fault upper tip, (a, b, c) heterogeneous model, (d, e, f) homogeneous model, (a, d) von Mises stress (σ_e), (b, e) minimum principal stress (σ_3), and (c, f) vertical displacement (U_v). The black line indicates the upper tip of the fault.

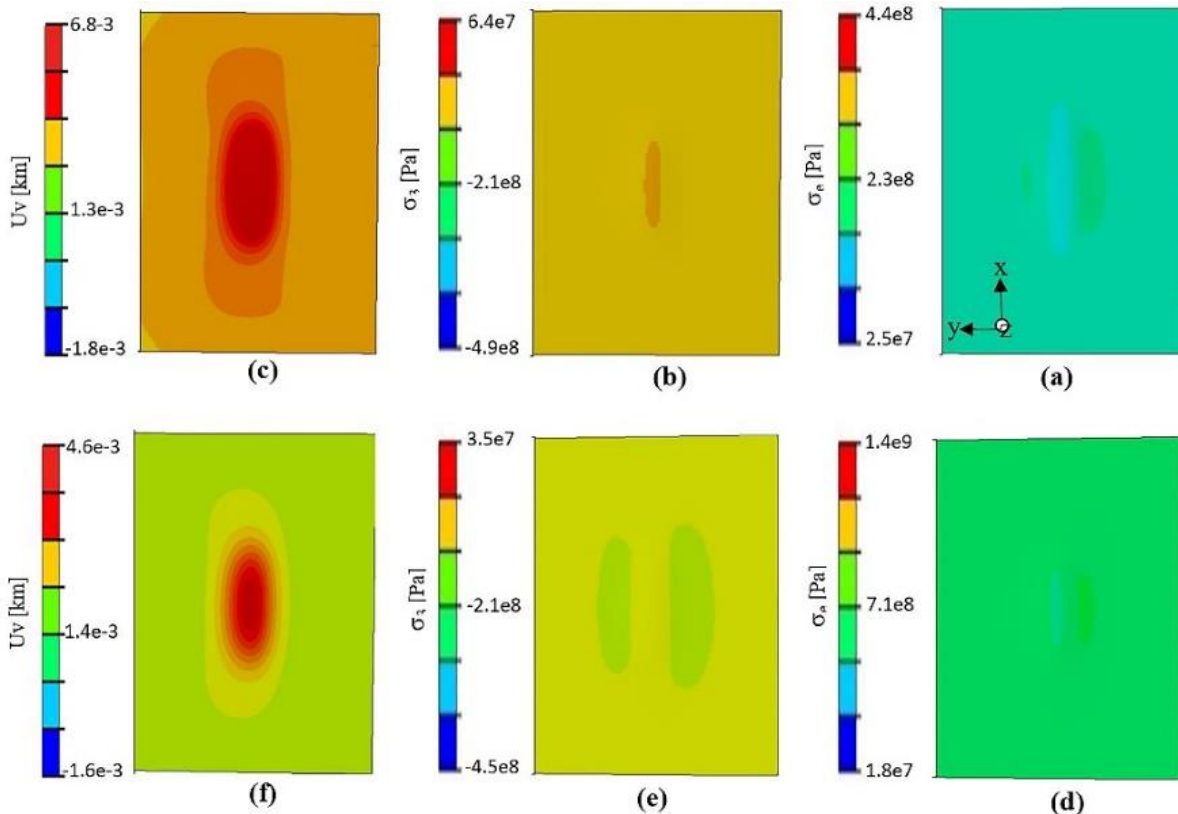
ضخامت لایه نمک یا واحدهای رسوبی شکل‌پذیر، لازم به توجه می‌باشند (Ahlers et al., 2018).

برخی از نتایج شبیه‌سازی به‌دست آمده در این پژوهش قابل مقایسه با نتایج مطالعات لرزه‌خیزی صورت گرفته در نواحی از زاگرس می‌باشند. کمربند چین‌خورده زاگرس در جنوب غرب ایران گسل‌های راندگی پنهان زیادی را در برمی‌گیرد که توسط واحدهای رسوبی فانروزوییک پوشیده شده است. حدفاصل بین پی‌سنگ و پوشش رسوبی، لایه شکل‌پذیر نمک هرمز قرار گرفته که به صورت یک سطح جدایش عمل کرده‌اند (Berberian, 1995) و مانع گسترش گسیختگی بعضی از زمین‌لرزه‌های بزرگ در این نواحی، مانند زلزله‌های قیر و خورگو در دهه‌ی ۱۹۷۰، در پوشش رسوبی شده‌اند (Berberian, 1976, 1977, 1981; Berberian and Tchalenko, 1976a, b; Berberian and

از آن جایی‌که نواحی تمرکز تنش کششی می‌توانند به عنوان مناطق مستعد ایجاد شکستگی‌های کششی و رشد گسل باشند، انتظار می‌رود میزان رشد رو به بالای گسل در لایه‌های زیرین لایه‌های نمک (یا واحدهای رسوبی شکل‌پذیر دیگر) بیشتر از وضعیت همگن باشد. به نظر می‌رسد به دلیل کاهش تنش کششی در لایه نمک، رشد رو به بالای گسل در زیر این لایه کند یا متوقف شده و دگرشکلی بیشتر به صورت شکل‌پذیر (چین خوردگی) رخ دهد و افزایش جابجایی قائم (بالا آمدگی) را به دنبال داشته باشد. بنابراین، می‌توان اظهار داشت که در صورت حضور لایه‌های مشابه نمک در بین لایه‌های رسوبی دیگر، دگرشکلی لایه‌های رویی شدیدتر خواهد بود و احتمال ایجاد شکستگی‌های ثانویه مرتبط با چین‌ها افزایش یافته و در نتیجه وقوع خرد لرزه‌خیزی بیشتری انتظار می‌رود. هر چند توجه به این نکته مهم است که هندسه و

به طوری که در سطح زمین بالآمدگی‌ها و فرونشست‌هایی در نتیجه تشکیل تاق‌دیس‌ها و ناودیس‌ها در پی داشته است (Berberian, 1995).

در (Papastamatiou, 1978; Nissen et al., 2014 عوض، پوشش رسوبی ضخیم، حداکثر ۱۰ - ۱۵ کیلومتری فانروزوییک (James and Wynd, 1965; Sherhati et al., 2005; Vergés et al., 2011) چین‌خورده است،



شکل ۹- توزیع تنش‌ها و جابجایی قائم در سطح زمین در (a, b, c) مدل ناهمگن، (d, e, f) مدل همگن، (a, d) تنش ون میسز (σ_e)، (b, e) تنش اصلی کمینه و (c, f) جابجایی قائم.

Fig. 9. Distribution of vertical displacement and stresses on the surface, (a, b, c) heterogeneous model, (d, e, f) homogeneous model, (a, d) von Mises stress (σ_e), (b, e) minimum principal stress (σ_3), and (c, f) vertical displacement (U_v).

وجود الگوی مشابه در هر دو مدل، کاهش تمرکز تنش در حالت ناهمگن نسبت به همگن به وضوح قابل مشاهده است، که بیانگر کاهش بیشتر انتقال تنش به سطح در مدل ناهمگن می‌باشد. در حالی که مقایسه جابجایی دو مدل نشان می‌دهد که وجود لایه شکل‌پذیر افزایش جابجایی را به دنبال داشته و دگرشکلی به صورت شکل‌پذیر (چین‌خوردگی) را توسعه داده است. از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که اگرچه گسل‌های پنهان فعال مستعد رشد به سمت سطح زمین هستند، اما حضور لایه شکل‌پذیر، از یک سو به دلیل افزایش تمرکز تنش در لایه‌های زیرین افق تبخیری نسبت به وضعیت همگن، باعث افزایش

۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش به منظور ارزیابی اثر ناهمگنی چینه‌ای بر رشد گسیختگی و توزیع تنش ناشی از جنبش گسله راندگی پنهان، دو مدل همگن و ناهمگن با استفاده از روش اجزای محدود شبیه‌سازی شده است. نتایج شبیه‌سازی، حاکی از کاهش قابل توجهی از تمرکز تنش در لایه نمک، افزایش تنش در لایه زیرین و کاهش آن در توالی رویی نمک در مدل ناهمگن در مقایسه با مدل همگن می‌باشد. تاثیر لایه نمک بر الگوی توزیع تنش را می‌توان به طور دقیق‌تر در نمودارهای ترسیم شده در جهت قائم مشاهده نمود. در نمودارهای ترسیم شده در سطح زمین نیز با

شده دور از انتظار نیست؛ به طوری که الگوی ساختاری در زیر افق تبخیری (سازند گچساران) کاملا متفاوت از ساختارهای لایه‌های رویی می‌باشد.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از داوران محترم مقاله که با نظرات ارزنده‌شان موجب بهبود کیفیت مقاله حاضر شده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

احتمال رشد گسیختگی در لایه‌های زیرین شده و به دلیل کاهش میزان تنش کششی انتقال یافته به لایه‌های رویی، احتمال رسیدن گسیختگی به سطح زمین را کم می‌کنند. از طرف دیگر، به دلیل بالاتر بودن میزان دگرشکلی (جابجایی) در لایه‌های رویی، تشکیل ساختارهای جدید چین و گسل در این لایه‌ها را تسهیل می‌کنند. بنابراین با توجه به این نتیجه، تشکیل ساختارهایی همانند آنچه در نیمرخ لرزه‌ای شکل ۱ نشان داده

مراجع

- Ahlers, S., Hergert, T., Henk, A., 2018. Numerical modelling of salt-related stress decoupling in sedimentary basins—Motivated by observational data from the North German Basin. *Geosciences* 9(1), 19. <https://doi.org/10.3390/geosciences9010019>
- Berberian, M., 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran (part II). *Geological Survey of Iran* 39, p. 518.
- Berberian, M., 1977. Contribution to the seismotectonics of Iran (part III). *Geological Survey of Iran* 40, p. 300.
- Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran. *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution* 3, 33-69. <https://doi.org/10.1029/GD003p0033>
- Berberian, M., 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241(3-4), 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C)
- Berberian, M., Papastamatiou, D., 1978. Khurgu (north Bandar Abbas, Iran), earthquake of March 21, 1977; a preliminary field report and a seismotectonic discussion. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68(2), 411-428. <https://doi.org/10.1785/BSSA0680020411>
- Berberian, M., Tchalenko, J., 1976a. Earthquakes of the southern Zagros (Iran): Bushehr region. *Geological Survey of Iran* 39, 343-370.
- Berberian, M., Tchalenko, J., 1976b. Earthquakes of Bandar Abbas-Hajiabad region (Zagros, Iran). *Geological Survey of Iran* 39, 371-396.
- Bonanno, E., Bonini, L., Basili, R., Toscani, G., Seno, S., 2017. How do horizontal, frictional discontinuities affect reverse fault-propagation folding? *Journal of Structural Geology* 102, 147-167. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.001>
- Bowers, G.L., 2007. Effect of inelastic sediment behavior on near-salt stresses and pore pressures. *The Leading Edge* 26(11), 1462-1465. <https://doi.org/10.1190/1.2805767>
- Budynas, R.G., Nisbett, J. K., 2008. Shigley’s Mechanical Engineering Design, 8th edition, McGraw-Hill, p. 1039.
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119(1-4), 67-88. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90033-2)
- Derikvand, B., Alavi, S.A., Fard, I.A., Hajjalibeigi, H., 2018. Folding style of the Dezful Embayment of Zagros Belt: Signatures of detachment horizons, deep-rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology* 91, 501-518. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.030>
- Dewey, J.W., Grantz, A., 1973. The Ghir earthquake of April 10, 1972 in the Zagros mountains of southern Iran: seismotectonic aspects and some results of a field reconnaissance. *Bulletin of the Seismological Society of America* 63(6-1), 2071-2090. <https://doi.org/10.1785/BSSA0636-12071>
- Ekström, G., Stein, R.S., Eaton, J.P., Eberhart-Phillips, D., 1992. Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 1. The 1985 Kettleman Hills, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97(B4), 4843-4864. <https://doi.org/10.1029/91JB02925>
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology* 7(3-4), 437-457. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3)

- Hauksson, E., Jones, L.M., Hutton, K., 1995. The 1994 Northridge earthquake sequence in California: Seismological and tectonic aspects. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B7), 12335-12355. <https://doi.org/10.1029/95JB00865>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M.O., 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics* 744, 484-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Jackson, M.P., Vendeville, B.C., Schultz-Ela, D.D., 1994. Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22(1), 93-117. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.050194.000521>
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of rock mechanics*, 4th edn Blackwell. Maiden, MA, p. 475.
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 49(12), 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- King, G.C., Stein, R.S., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes 1. Conceptual framework. *Journal of Geophysical research: solid Earth* 93(B11), 13307-13318. <https://doi.org/10.1029/JB093iB11p13307>
- King, G.C.P., Soufleris, C., Berberian, M., 1981. The source parameters, surface deformation and tectonic setting of three recent earthquakes: Thessaloniki (Greece), Tabas-e-Golshan (Iran), and Carlisle (U.K.). *Disasters* 5(1), 36-46. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1981.tb01127.x>
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Reviews of Geophysics* 21(6), 1458-1487. <https://doi.org/10.1029/RG021i006p01458>
- Lee, J.C., Rubin, C., Mueller, K., Chen, Y.G., Chan, Y.C., Sieh, K., Chu, H.T., Chen, W.S., 2004. Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp: a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu fault at Wufeng, Western Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 23(2), 263-273. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00122-6](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00122-6)
- Li, S.Y., Urai, J.L., 2016. Rheology of rock salt for salt tectonics modeling. *Petroleum Science* 13(4), 712-724. <https://doi.org/10.1007/s12182-016-0121-6>
- Lin, J., Stein, R.S., 1989. Coseismic folding, earthquake recurrence, and the 1987 source mechanism at Whittier Narrows, Los Angeles Basin, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94(B7), 9614-9632. <https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09614>
- Lin, J., Stein, R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>
- Logan, D.L., 2007. *A first course in the finite element method*. Cengage Learning, p. 954.
- Lundin, E.R., 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology* 9(4), 405-411. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(92\)90051-F](https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90051-F)
- McClay, K.R., Dooley, T., Lewis, G., 1998. Analog modeling of progradational delta systems. *Geology* 26(9), <https://doi.org/771-774>. 10.1130/0091-7613(1998)026<0771:AMOPDS>2.3.CO;2
- Nikishkov, G.P., 2004. *Introduction to the finite element method*. University of Aizu, p. 70.
- Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S., Tatar, M., 2014. Zagros “phantom earthquakes” reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119(4), 3561-3583. <https://doi.org/10.1002/2013JB010796>
- Pfiffner, O.A., 2017. Thick-skinned and thin-skinned tectonics: a global perspective. *Geosciences* 7(3), 71. <https://doi.org/10.3390/geosciences7030071>
- Pollard, D.D., Fletcher, R.C., 2005. *Fundamentals of structural geology*. Cambridge University Press, p. 497.
- Quittmeyer, R.C., Jacob, K.H., 1979. Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, northwestern India, and southeastern Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America* 69(3), 773-823. <https://doi.org/10.1785/BSSA0690030773>
- Raith, A.F., Urai, J.L., 2018. Squeeze Mining-Induced Stress Changes in the Faulted Overburden of the Veendam Salt Pillow. Conference: Proceedings of the 9th Conference on the Mechanical Behavior of Salt (SaltMech IX), Hannover, Germany, ISBN: 978-3-9814108-6-0

- Ramsay, J.G., Lisle, R.J., 2000. Applications of continuum mechanics in structural geology (Techniques of modern structural geology 3. Academic Press, p. 460.
- Roering, J.J., Cooke, M.L., Pollard, D.D., 1997. Why blind thrust faults do not propagate to the Earth's surface: Numerical modeling of coseismic deformation associated with thrust-related anticlines. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102(B6), 11901-11912. <https://doi.org/10.1029/97JB00680>
- Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D.F., Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology* 27(9), 1680-1696. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010>
- Smart, K.J., Couzens-Schultz, B.A., 2001. Mechanics of blind thrusting: comparison of numerical and physical modeling. *The Journal of Geology* 109(6), 771-779. <https://doi.org/10.1086/323194>
- Stein, R.S., King, G.C., 1984. Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, earthquake. *Science* 224(4651), 869-872. <https://doi.org/10.1126/science.224.4651.869>
- Strijker, G., Beekman, F., Bertotti, G., Luthi, S.M., 2013. FEM analysis of deformation localization mechanisms in a 3-D fractured medium under rotating compressive stress orientations. *Tectonophysics* 593, 95-110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.031>
- Tingay, M., Bentham, P., De Feyter, A., Kellner, A., 2011. Present-day stress-field rotations associated with evaporites in the offshore Nile Delta. *Bulletin* 123(5-6), 1171-1180. <https://doi.org/10.1130/B30185.1>
- Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics. *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 89(8), 1071-1079. <https://doi.org/10.1306/03310503063>
- Vergés, J., Goodarzi, M.G.H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical stratigraphy. <https://doi.org/10.1306/13251333M942899>
- Walker, R.T., Khatib, M.M., Bahroudi, A., Rodés, A., Schnabel, C., Fattahi, M., Talebian, M., Bergman, E., 2015. Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the 1978 Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran. *Geomorphology* 237, 98-118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.02.016>
- Xu, X., Wen, X., Han, Z., Chen, G., Li, C., Zheng, W., Zhnag, S., Ren, Z., Xu, C., Tan, X., Wei, Z., 2013. Lushan Ms 7.0 earthquake: A blind reverse-fault event. *Chinese Science Bulletin* 58(28-29), 3437-3443. <https://doi.org/10.1007/s11434-013-5999-4>
- Yeats, R.S., Lillie, R.J., 1991. Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system: folds, blind thrusts and the 1905 Kangra earthquake. *Journal of Structural Geology* 13(2), 215-225. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90068-T](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90068-T)
- Zeng, S., Cai, Y., 2018. Factors that affect coseismic folds in an overburden layer. *Frontiers of earth science* 12(1), 17-23. <https://doi.org/10.1007/s11707-016-0618-8>
- Zhao, S., Müller, R.D., Takahashi, Y., Kaneda, Y., 2004. 3-D finite-element modelling of deformation and stress associated with faulting: effect of inhomogeneous crustal structures. *Geophysical Journal International* 157(2), 629-644. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02200.x>