

Research Article

## Inversion tectonic mechanism in the Doruneh fault zone (North of Lut)

Mohammadmahdi Khatib<sup>1\*</sup>, Mahin Narimani<sup>1</sup>, Ebrahim Gholami<sup>1</sup>, Seyed Morteza Moussavi<sup>1</sup>

1- Department of geology, Faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran

**Keywords:** *Inversion tectonic, Strike-slip faults, Doruneh fault, Paleostress, Changing the fault geometry*

### 1-Introduction

Studies show that a change in slip direction sometimes accompanies the reactivation of strike-slip faults. (Leloup et al, 1995; Lacassin et al, 1998; Kim et al, 2001; Maruyama and Lin, 2004). Change in direction of movement along strike-slip faults, from right-lateral to left-lateral and vice versa, is called inversion of slip direction. (Lacassin et al., 1998).. In this research, we intend to analyze the dynamic and geometric structures, study and distinguish the orientation of ancient stress phases, and analyze the mechanism of reverse tectonics in shear zones. Large intracontinental strike-slip fault systems usually record a multistage tectonic history commonly assumed to represent an intraplate response to intracontinental time-spatial changes in the stress state at plate boundaries. (Storti et al, 2003; Van Hinsbergen et al, 2015; Calzolari et al, 2016).

According to the evidence indicating significant kinetic changes from dextral to sinistral shear and changes in the state of regional stress in the late Cenozoic, the DFS region represents a key region for discovering the spatio-temporal tectonic evolution of the central Iranian microplate.

Each fault zone has a discrete geometry and a specific movement, which indicates that the deformation is not uniformly located along the DFS. In this research, the mechanism of inversion tectonics has been investigated in the Doruneh fault zone with the dynamic and geometrical analysis of the structures, the study, and separation of the orientation of ancient stress phases.

### 2-Material and methods

Typical steps in these analyses include data collection, data separation and age detection, stress field calculation, and identification and classification of different events. Layering modes were recorded at all locations in the sedimentary formations, as they provide an essential key to reconstructing the pre-tilting situation, if necessary. Field visits have been conducted to collect data such as the location of faults, impression of slickenline, an impression of joints in rock units, and determination of the type of layers in line with the geometrical-kinetic analysis of structures. For the general analysis of the regional structures, the main structures affecting the arrangement of the tectonic system (such as the main fault zones and folds) have been studied and investigated. Structural data, including faults, seams, and layering, have been collected at 40 stations with geographical coordinates distributed in the study area. A total of 612 data (including faults, folds, and layering) have been collected, and stereographic images and structural data analysis have been done using DAISY software (<http://host.uniroma3.it/progetti/fralab/Downloads/Programs/>).

### 3-Results and discussions

Considering that the Doruneh fault has a curved appearance in satellite images, each fault region shows a discrete and kinetic geometry, which indicates that the shape change does not occur uniformly along the fault geometry change is due to the bending of the ratio to apply tension as caused a shift in the mechanism in

\* Corresponding author: mkhatib@birjand.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2024.44037.2381

Received: 2023-06-11

Accepted: 2024-01-03

different parts of this fault system, according to satellite images and field evidence and measurements, folds have been formed in the upper part of the Lut block (south of Kashmar), which confirms the bending of the Doruneh fault due to pressure from the Lut side (Figure 2b).

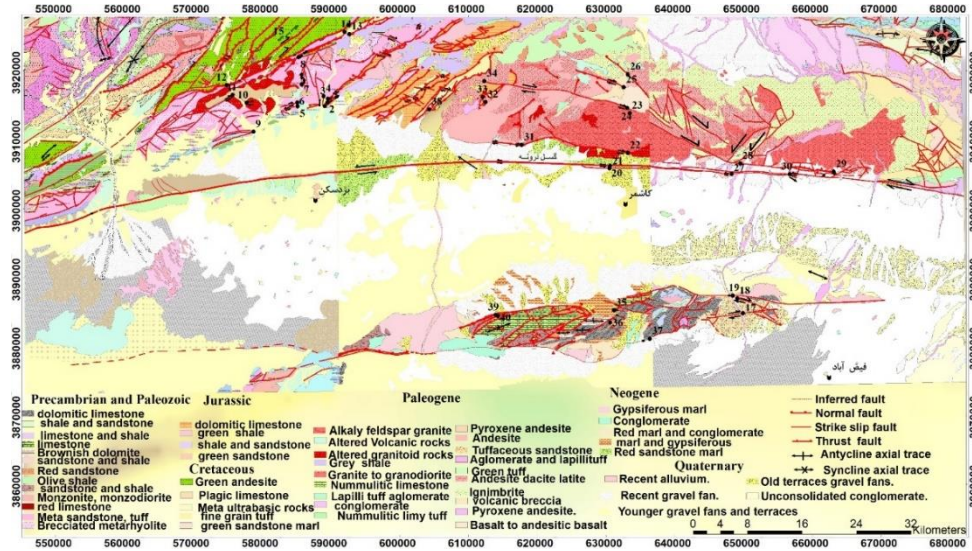


Fig. 1. Geological map of the studied area (the Kashmar quadrangle (at 1:250,000 scale; Eftekhar-Nezhad, et al., 1976) and the Doruneh (Ghaemi and Mussavi Herami, 2008), Bardaskan (Shahrabi et al., 2005), Feyz Abad (Behroozi et al., 1987) (at 1:100,000 scale).

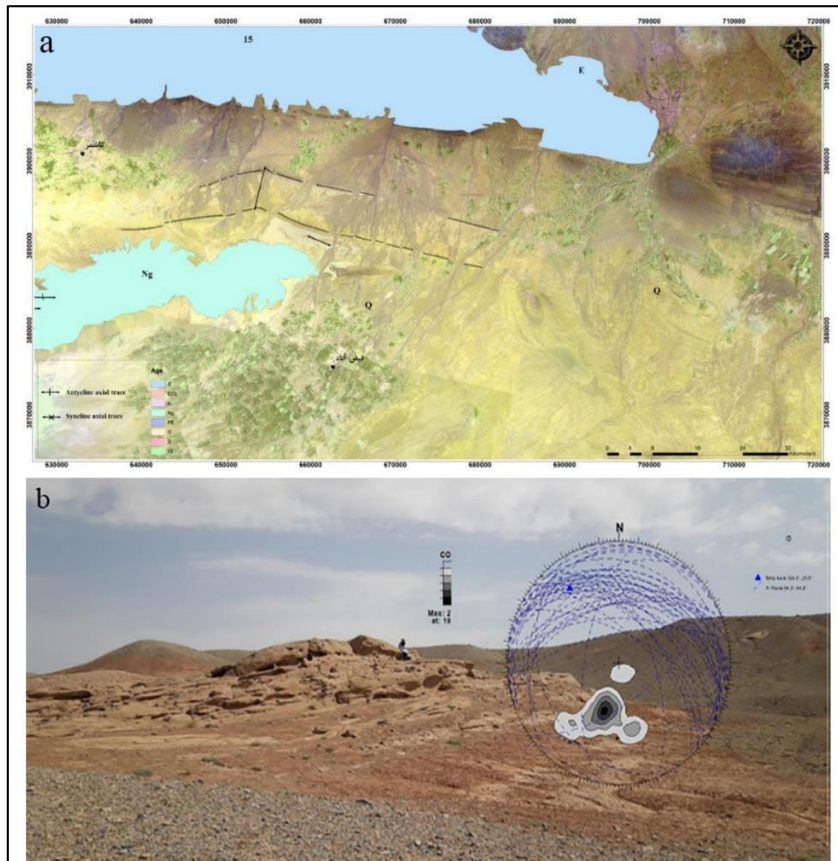


Fig. 2. (a) Satellite image and (b) field image related to the folding of southern Kashmar



Seismic records have confirmed the left-lateral nature of the kinetic regime in the DFS (Fattahi et al., 2007; Farbod et al., 2011).

In the study of Zare et al. (2009), the mechanism of major structural trends was investigated using the deep mechanism of earthquakes in the western part, the left-lateral mechanism, and the central part, the compressional mechanism, was introduced. The results of Enayati et al.'s study (1401) show that there is a significant difference in the focal mechanism of earthquakes in the three eastern, middle, and western parts of the Doruneh fault, which confirms the movement of the blocks in both left-lateral and right-lateral directions along the fault. The difference in focal mechanism between the events in the eastern and western parts is justified by the Lut block's northward movement and the Doruneh fault's curvature.

In this research, to obtain the directions of the stresses that shape the region's structures, structural elements, including faults, fractures, and folds in the northern part of Lut (Bardaskan-Kashmir), were investigated in 40 stations. (Figures 3 and 4). The investigation of the stratigraphic age of the stations shows that the youngest layers affected by the NW stress (mean direction N47W) are rocks of Miocene-Pliocene age. No evidence of an NW event in the younger strata earlier dextral displacement is observed where the fault zone cut the pre-Pliocene rock units.

In some stations, the principal fault planes show two sets of slickenlines (Figure 3), indicating that the stress state has changed over time.

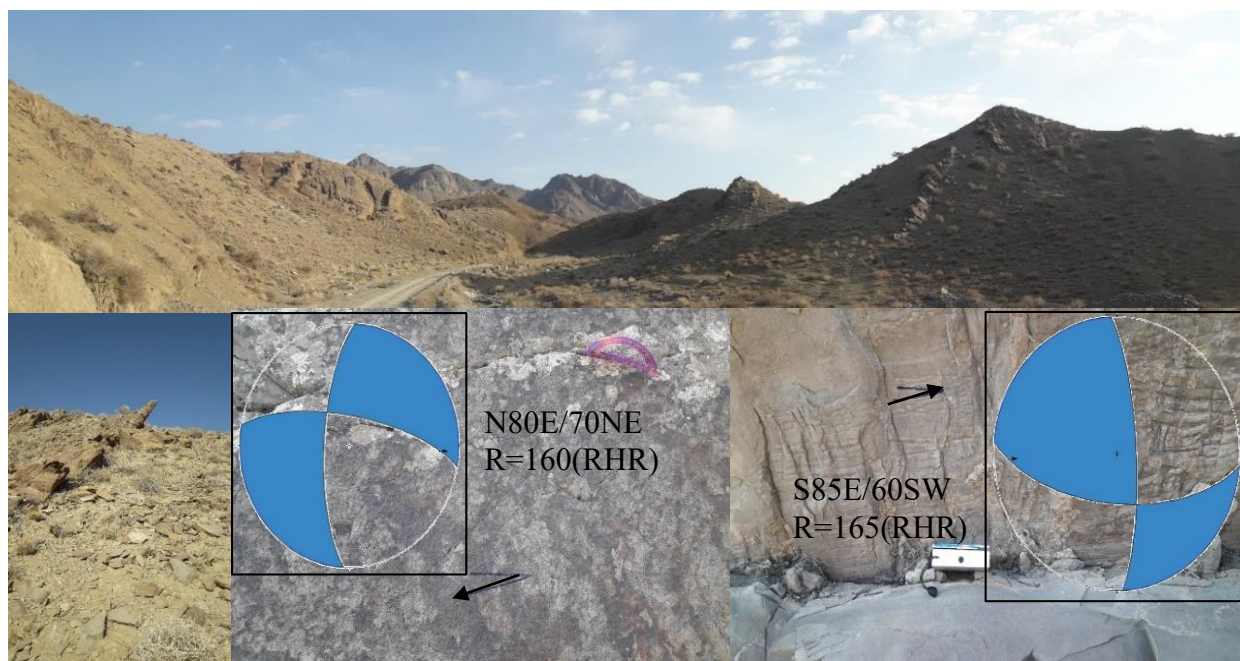


Fig.3. Field images related to the Doruneh fault

Current geological, tectonic, and geomorphological data indicate that the DFS has been subjected to a NW-SE-rounded transpressional tectonic regime since the early Eocene. Furthermore, in the Miocene-Pliocene, it has moved from right-lateral to left-lateral. The dextral transpressional regime has been dominant along the northern margin of the subcontinent following the counterclockwise rotation of the central Iranian microplate (Wensink, 1970; Soffel et al., 1996; Mattei et al., 2012) and its migration to the northwest during the Paleogene (Schmidt and Soffle, 1984). The folding patterns in the upper part of the fault (Fig. 1) also show two different shortening directions. The first phase of NE-SW folding is caused by dextral transpression. In contrast, the second phase of NW-SE is caused by a left-lateral transpression that prevailed after the final collision of the Arabian plate and Iran and the tectonic inversion in northern central Iran.

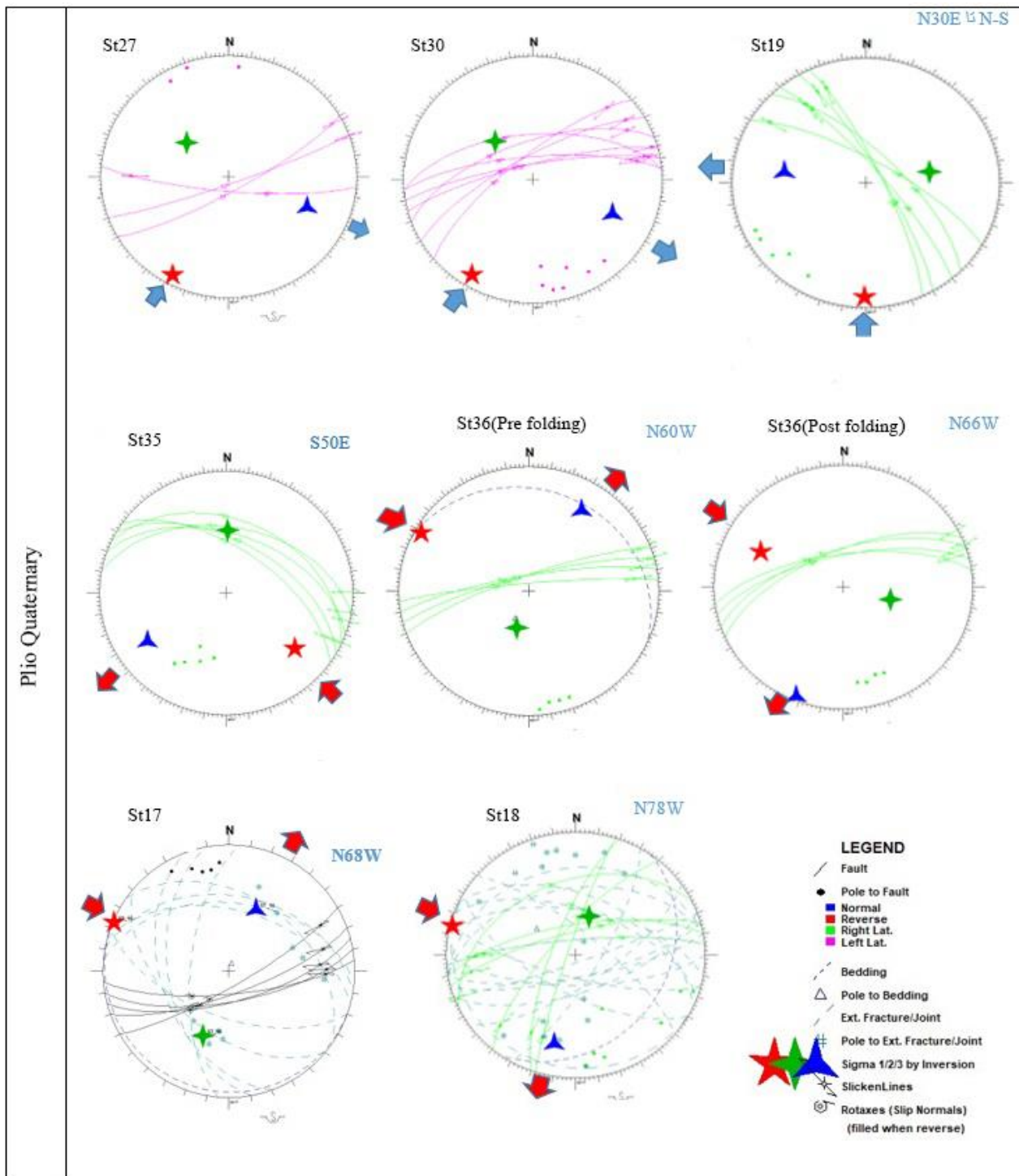


Fig.4. Orientation of stress axes in the study area using the Montecarlo Direct Solution (MDS) method in Daisy software

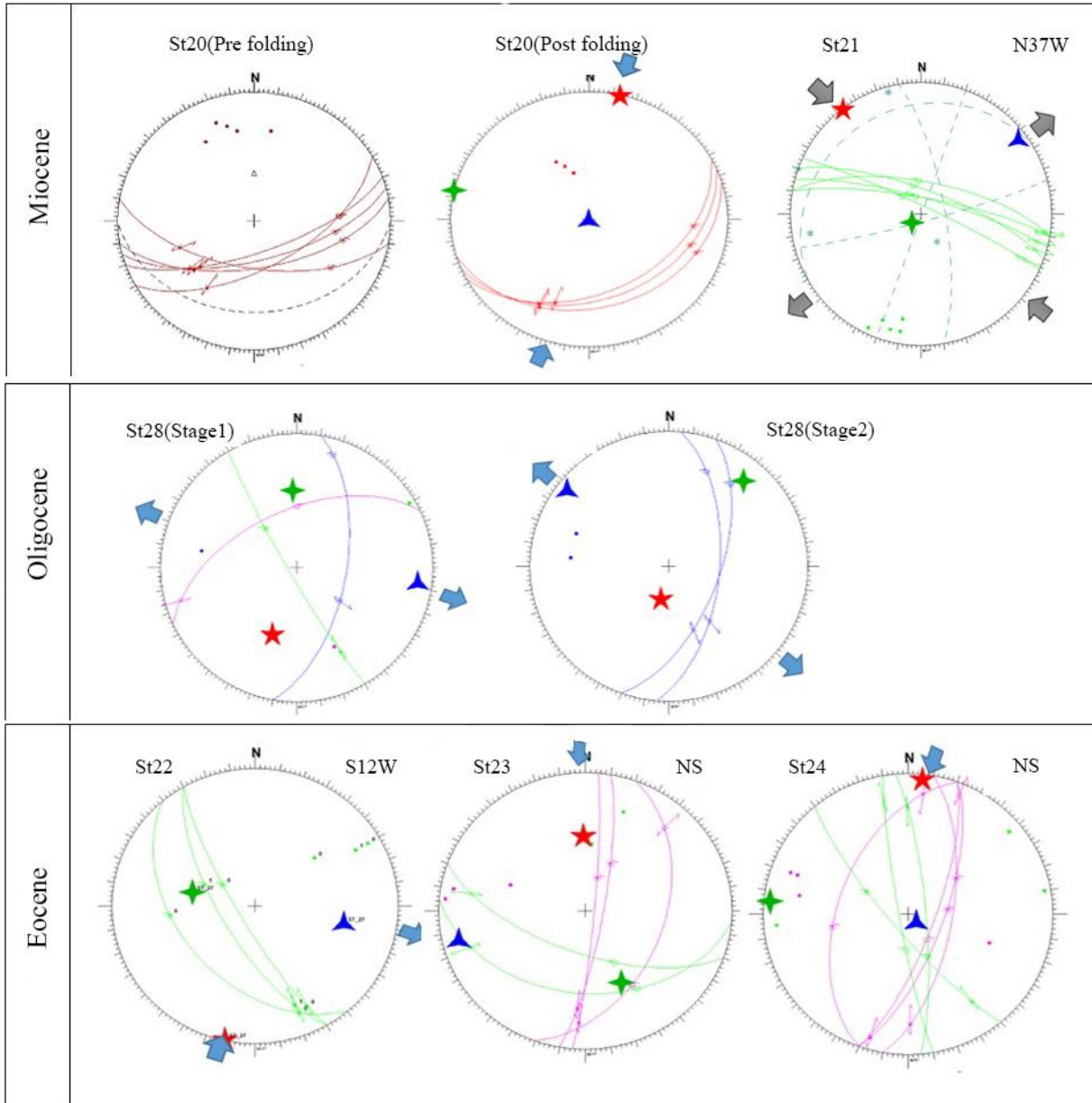


Fig. 4 Continued



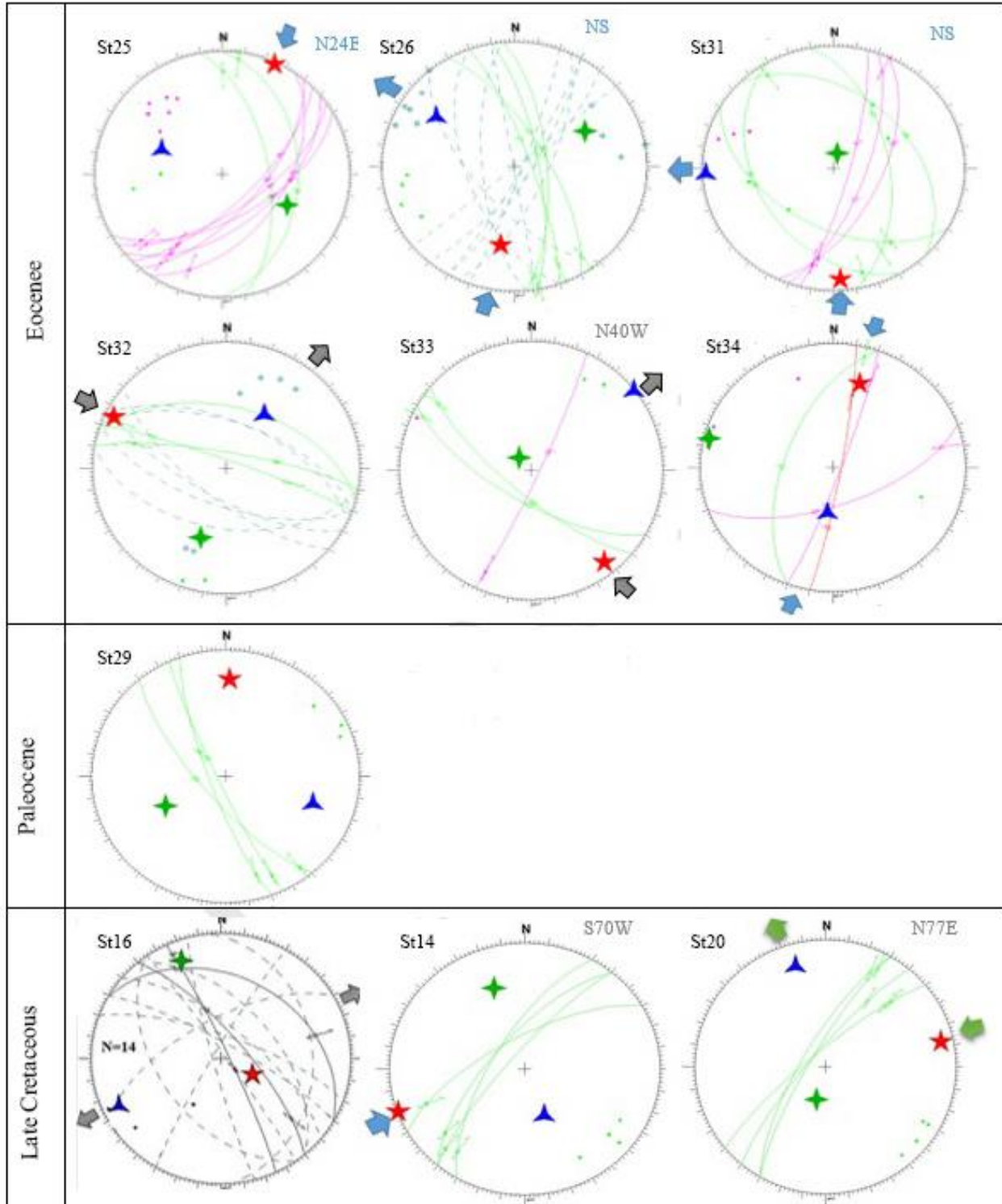


Fig. 4 Continued

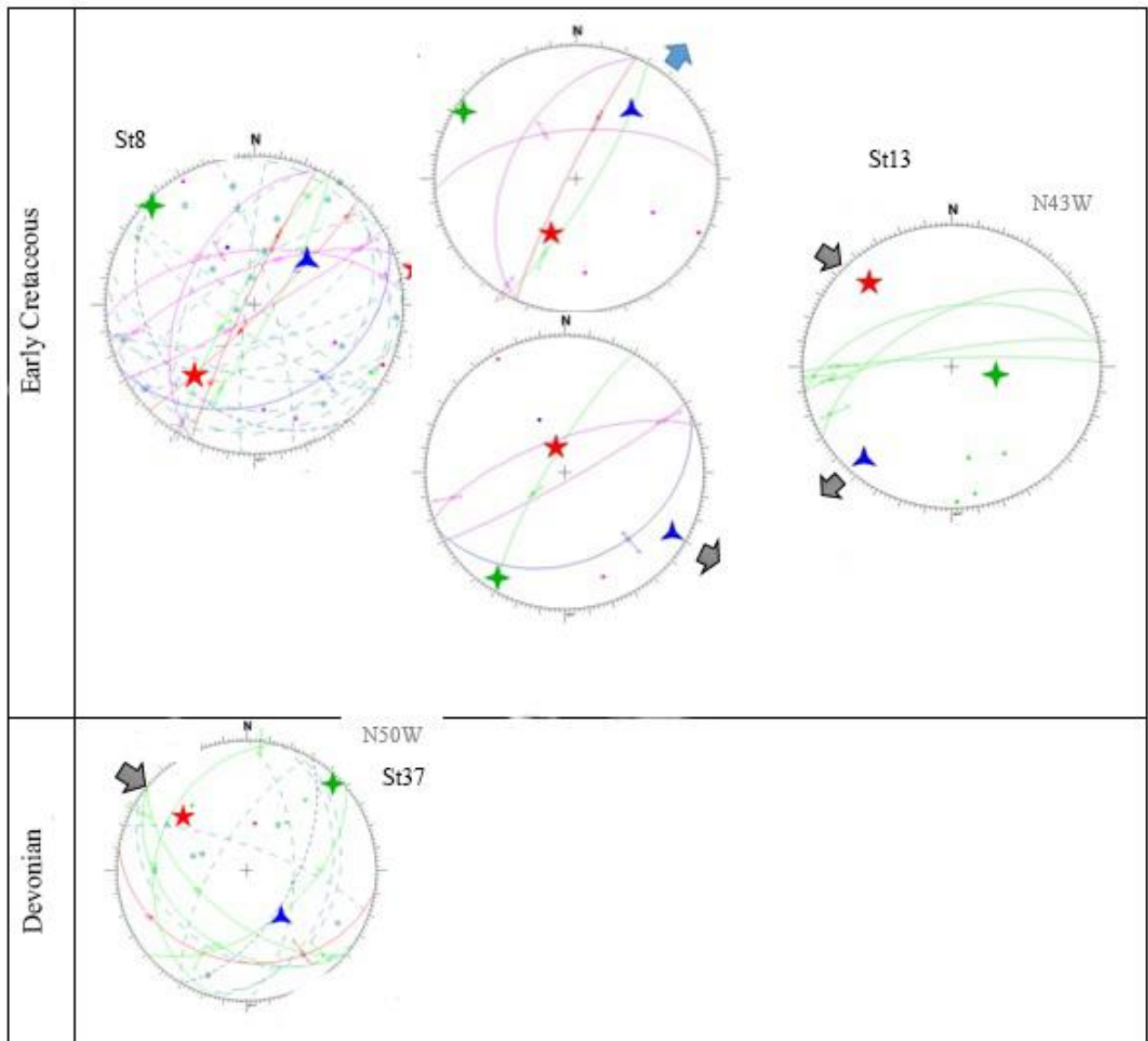


Fig. 4 Continued

#### 4-Conclusion

Analysis of fault kinematic data along the DFS indicates a recent maximum stress field with an average direction of N15E. The investigation of the stratigraphic age of the stations shows that the youngest layers that have been affected by the NW stress (mean direction N47W) are rocks of Miocene-Pliocene age, as well as the geomorphic indicators along the DFS and the prominent geomorphological evidence in the central part, where the fault crosses the Quaternary alluvial sediments show the left movement on this area fault. While the waterways have displaced dextral in the eastern part of the fault which is consistent with the studies of Enayati et al., (1401) with the focal mechanism difference of the events in the eastern and western parts, which indicate the movement of the blocks in both right-lateral and left-lateral ways.

The difference in the slipping rate on the two sides of the Lut (Yazdan Panah et al., 2013) and the gradual increase in the amount of applied stress towards the east of the Lut plays a vital role in the structural bending of the northern part of the Lut, so that it has changed the trend of the Doruneh fault in the eastern and western parts and the structures located in the upper part of the fault.

Folds have been formed in the upper part of Lut (south of Kashmar), which confirms the bending of the Doruneh fault due to pressure from the side of Lut. The change in the geometry of the fault due to the bending

caused by the pressure from the Lut side compared to the direction of the current stress has caused a change in the mechanism in different parts of this fault system. The major reorganization of tectonic deformation in the collision zone of Arabia and Eurasia occurred about  $2\pm 5$  million years ago. This age range is much shorter than the total age of collision, which occurred during the early Miocene (16-23) million years ago, so the direction of the current stress can be attributed to Makran subduction. The NW stress caused the dextral movement of the Doruneh fault system before the Pliocene. After that, the present tension caused a tectonic inversion in the form of a left-lateral movement on this fault zone. Also, the change in the geometry of the fault due to the bending caused by the pressure from the Lut side compared to the direction of the current stress has caused a change in the mechanism in different parts of this fault system. As a result of the change in the curvature of the fault, different mechanisms have occurred in the eastern and western parts of the fault.

## 5-References

- Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem, R., Vignaroli, G., Cosentino, D., Faccenna, C., 2016. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran. *Tectonics* 35, 76–102. <https://doi.org/10.1002/2015TC003869>.
- Fattahi, M., Walker, R.T., Khatib, M.M., Dolati, A., Bahroudi, A., 2007. Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International* 168(2), 691–709. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03248.x>.
- Farbod, Y., Bellier, O., Shabaniyan, E., Abbassi, M.R., 2011. Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). *Tectonics* 30, TC6014. <https://doi.org/10.1029/2011TC002889>.
- Kim, Y.S., Andrew, J.R., Sanderson, D.J., 2001. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics* 340, 173–194. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00146-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00146-9).
- Lacassin, R., Replumaz, A., Leloup, P.H., 1998. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults. *Geology* 26, 703–706. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026%3C0703:HRLASS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0703:HRLASS%3E2.3.CO;2).
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schaerer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S., Phan, T.T., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan China), tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics* 251, 3–84. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00070-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00070-4).
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., & Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin* 124(5-6), 943–956. <https://doi.org/10.1130/B30479.1>.
- Maruyama, T., Lin, A., 2004. Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan and its implications for Cenozoic tectonic evolution. *Tectonophysics* 383, 45–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.02.007>.
- Schmidt, K., Soffel, H., 1984. Mesozoic geological events in the Central-East Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 168, 173–81. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/173>.
- Soffel, H. C., Davoudzadeh, M., ROLF, C., Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau* 85, 293–302. <https://doi.org/10.1007/BF02422235>.
- Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F., 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geological Society of London Special Publication*, 210(1), 1–14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.01>.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Cunningham, D., Straathof, G.B., Ganerød, M., Hendriks, B.W.H., Dijkstra, A.H., 2015. Triassic to Cenozoic multi-stage intra-plate deformation focused near the Bogd Fault system, Gobi Altai, Mongolia. *Geoscience Frontiers* 6(5), 723–740. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.12.002>.
- Wensink, H., 1970. The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural history. *Geologie en Mijnbouw* 58, 175–85.
- Zare, M., 2000. Seismic analysis of Doruneh fault system and investigation of earthquakes in winter 1999-spring 2000 in Kashmar. *Research Paper on Seismology and Earthquake Engineering* 1, 32-40.



HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Khatib, M., Narimani, M., Gholami, E., Moussavi, M., 2024. Inversion tectonic mechanism in the Doruneh fault zone (North of Lut). Adv. Appl. Geol. 299-327.

DOI: 10.22055/AAG.2024.44037.2381

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18868.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18868.html)

©2024 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 مکانیسم تکتونیک برگشتی در پهنه گسلی درونه، شمال لوت

محمد مهدی خطیب\*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

مهین نریمانی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

ابراهیم غلامی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

سید مرتضی موسوی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

\* [mkhatib@birjand.ac.ir](mailto:mkhatib@birjand.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۱۳

### چکیده

سامانه گسلی درونه (DFS) یکی از گسل‌های بزرگ در آسیای مرکزی است که حاشیه شمالی خرده قاره ایران مرکزی را محدود می‌کند. سازماندهی مجدد تغییر شکل تکتونیک در منطقه برخورد عربستان و اوراسیا در حدود  $25 \pm$  میلیون سال پیش رخ داده است که با فعال‌سازی مجدد گسل‌های امتداد لغز همراه بوده است. تجزیه و تحلیل داده‌های جنبشی گسل در امتداد DFS نشان‌دهنده میدان حداکثر تنش اخیر با جهت میانگین N15E می‌باشد. بررسی سن چینه شناسی ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که جوان‌ترین لایه‌هایی که تحت تاثیر تنش NW (جهت میانگین N47W) قرار گرفته‌اند، سنگ‌هایی با سن میوسن-پلیوسن هستند. شاخص‌های ژئومورفیک در امتداد DFS و شواهد ژئومورفولوژیکی برجسته در بخش مرکزی، جایی که گسل از رسوبات آبرفتی کواترنر عبور می‌کند حرکت چپ‌گرد روی این منطقه گسلی را نشان می‌دهند در حالی که در بخش‌های شرقی سیستم گسل درونه با توجه به شکل آبراهه‌ها که به فرم سیگموئیدال به صورت Z جابه‌جا شده‌اند، این بخش از سیستم گسل سازوکار راست‌الغز راست‌گرد دارد. در واقع تنش NW باعث حرکت راست‌گرد سیستم گسلی درونه قبل از پلیوسن شده است و بعد از آن تنش کنونی باعث وارونگی تکتونیک به صورت حرکت چپ‌گرد بر روی این پهنه گسلی شده است همچنین تغییر هندسه گسل در اثر خمیدگی ناشی از فشار وارده از سمت لوت نسبت به جهت اعمال تنش کنونی موجب تغییر سازوکار در بخش‌های مختلف این سیستم گسلی گردیده است که در اثر تغییر انحنای گسل سازوکارهای متفاوتی در بخش‌های شرقی و غربی گسل رخ داده است.

**واژه‌های کلیدی:** تکتونیک برگشتی، گسل‌های امتداد لغز، گسل درونه، تنش دیرین، تغییر هندسه گسل

### ۱- مقدمه

صورت ترافشارش و تراکشش تغییر می‌کند، محسوب می‌شود. مطالعه سنگ‌های گسلی و تأثیر گسل‌ها بر اشکال زمین سرخ‌های مهمی برای درک سن نسبی وارونگی جهت لغزش ارائه می‌دهد. این پدیده به دلیل تغییر در جهت گیری تنش‌های منطقه-ای به دنبال تغییر در رژیم تکتونیک و پیکربندی ورقه رخ می‌دهد (Lacassin et al., 1998; Maruyama and Lin, 2004). در مطالعات انجام شده توسط Maruyama و Lin (2004) و Kim و همکاران (2004)، و Lacassin و همکاران (2001)، فعال‌سازی مجدد گسل، به دنبال وارونگی زمین‌ساختی، در امتداد گسل‌های

طبق مطالعات متعدد فعال‌سازی مجدد گسل‌های امتداد لغز گاهی با تغییر در جهت لغزش همراه است (Leloup et al., 1995; Lacassin et al., 1998; Kim et al., 2001; Maruyama and Lin, 2004). تغییر در جهت حرکت در امتداد گسل‌های امتداد لغز از راست‌گرد به چپ‌گرد و بالعکس، وارونگی جهت لغزش نامیده می‌شود (Lacassin et al., 1998). به طور کلی برگشتگی، یک فرآیند معمول در حاشیه کمربند‌های کوهزایی (برخوردی)، کمربند‌های غیرفعال که بطور متناوب در حدفاصل بین کمربند‌های راندگی تکرار شده‌اند و در طول سیستم گسل‌های امتداد لغز که روند حرکتی آنها به

تحلیل دینامیکی و هندسی ساختارها، مطالعه و تفکیک جهت-گیری فازهای تنش دیرین، سازوکار زمین‌ساخت برگشتی در پهنه گسلی درونه بررسی شده است.

## ۲- زمین‌شناسی

### ۲-۱- زمین‌شناسی عمومی

فلات ایران-ترکیه یک منطقه تغییر شکل فعال است که از برخورد بین صفحات عربی و اوراسیا در کمربند برخوردی آلپ-همیالیا ایجاد شده است، این برخورد منجر به ضخیم شدن عمده پوسته، چین خوردگی، رانش و گسل خوردگی گردیده است. فلات ایران متشکل از قطعات قاره‌ای سیمین است که از لبه شمالی گندوانا جدا شده و در طی بسته شدن پالئوتتیس به حاشیه اوراسیا اضافه شده است. در زمان تریاس پسین - ژوراسیک اولیه ادغام نهایی بلوک‌های سیمین پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و شروع برخورد بین صفحات اوراسیا و عربستان در زمان الیگو-میوسن رخ داده است (Berberian and King, 1981). پس از این رویداد، ژئودینامیک ایران عمدتاً در پاسخ به همگرایی مستمر عربستان و اوراسیا تکامل یافته است (Jackson and McKenzie, 1984; McQuarrie et al., 2003).

یکی از اجزای اصلی فلات شرقی ترکیه-ایران خرده قاره ایران مرکزی (CIM) است که یک زمین ساخت فعال بین رشته کوه‌های کپه داغ، بینالود و البرز در شمال است (Aghanabati, 2004) که از شمال به DFS، از شرق به ناحیه گسلی نهبندان و از غرب و جنوب غربی به گسل دهشیر محدود می‌شود. CIM متشکل از بلوک‌های کوچک‌تر لوت، طبس، پشت بادام و یزد می‌باشد که همگی با گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد خطی تا منحنی با جهت N-S از هم جدا شده‌اند (Berberian and King, 1981; Tirrul et al., 1983; Soffel et al., 1996) (شکل ۱).

### ۲-۲- ساختار دینامیکی منطقه

DFS یک گسل تبدیلی درون قاره ای بین بلوک‌های CIM در جنوب و پهنه مرکزی (CD) در شمال است. پهنه مرکزی و CIM قسمت هایی از ایران مرکزی هستند که توسط منطقه زمین درز پالئوتتیس در شمال و منطقه زمین‌درز نئوتتیس در جنوب محدود شده‌اند که رخنمون ملانژهای افیولیتی کرتاسه - ائوسن پایین (جنوب شرقی تربت حیدریه، شمال گسل تکنار، غرب روستای درونه و منطقه انارک) و رسوبات پالئوسن-ائوسن

امتداد لغز ثبت شده است. یکی از مفیدترین روش‌ها برای درک تکامل و تاریخچه لغزش طولانی مدت گسل‌های امتداد لغز مطالعه کینماتیکی آنهاست. که شامل ویژگی‌هایی مانند اشکال ژئومورفولوژیک جابجا شده، و ساختارهای شکننده و شکل‌پذیر میکروسکوپی و مزوسکوپی در سنگ‌های گسلی می‌باشد (Maruyama and Lin, 2004; Vernant et al., 2004).

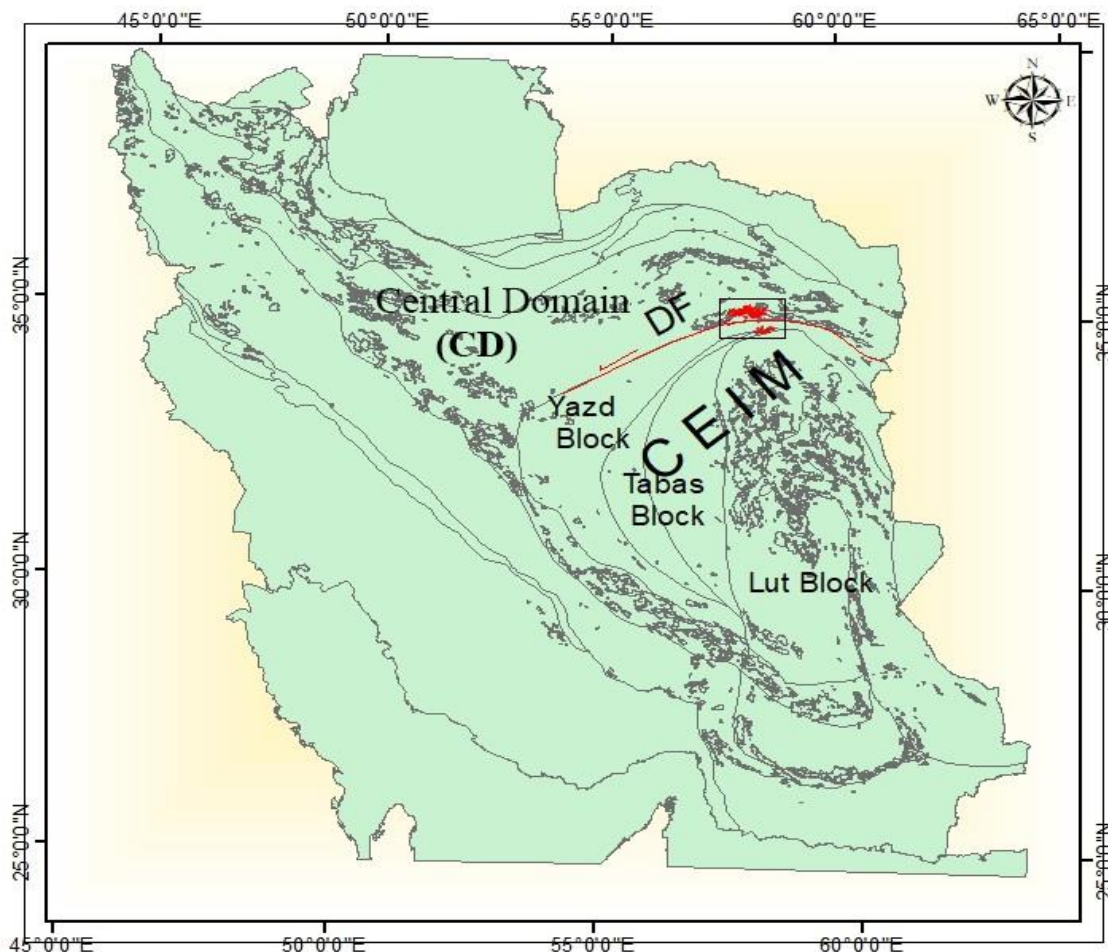
سیستم‌های گسل امتداد لغز درون قاره‌ای بزرگ معمولاً تاریخچه تکتونیکی چند مرحله‌ای را ثبت می‌کنند که به طور معمول نشان‌دهنده‌ی پاسخ درون صفحه‌ای به تغییرات زمانی-مکانی داخل قاره‌ای در وضعیت استرس در مرزهای ورقه است (Storti et al., 2003; Van Hinsbergen et al., 2015; Calzolari et al., 2016). در دهه‌های گذشته، تلاش فزاینده-ای برای درک ساختار جنبشی و تکامل خرده قاره ایران مرکزی در طول نئوژن-کواترنر اختصاص داده شده است، اما اطلاعات کمی در مورد تکامل بلند مدت سیستم‌های بزرگ گسلی درون قاره‌ای وجود دارد. سامانه گسلی درونه (DFS) مرز مکانیکی شمالی خرده قاره ایران مرکزی (CEIM) در نظر گرفته شده است (مانند Walker and Jackson, 2004; Fattahi et al., 2007; Farbod et al., 2011; Mattei et al., 2012; Berberian, 2014; Walpersdorf et al., 2014). با توجه

به شواهد حاکی از تغییرات جنبشی عمده از برش راست‌گرد به چپ‌گرد و تغییرات در وضعیت تنش منطقه‌ای در اواخر سنوزوئیک، منطقه DFS نشان‌دهنده‌ی یک منطقه کلیدی برای کشف تکامل تکتونیکی مکانی-زمانی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشد (Bagheri et al., 2016; Farbod et al., 2011; Javadi et al., 2013, 2015; Tadayon et al., 2017). در هر بخش از گسل هندسه گسسته و جنبش خاصی دیده می‌شود که نشان‌دهنده این است که تغییر شکل به طور یکنواخت در امتداد DFS رخ نداده است. نتایج مطالعات Tadayon و همکاران (۲۰۱۹)، نشان می‌دهد که تکامل تکتونیکی در امتداد مرز صفحه عربستان-اوراسیا با فعال سازی مجدد تکتونیکی مناطق ضعیف درون قاره‌ای ایران مرکزی و در مرزهای تکتونیکی آن همراه شده است و مدلی ارائه دادند که طبق این مدل فاز اولیه وارونگی در اثر تغییر جهت تنش بیشینه از NE-SW به NW-SE رخ داده است. در این پژوهش با



گرانیتوئید کاشمر در توالی پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده است و یک کمر بند ماگمایی تحت عنوان مجموعه نفوذی کاشمر-ازغند پدید آمده است (شکل ۲).

از نوع فلیش و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در امتداد کمان ماگمایی تاییدی بر منطقه زمین‌درز است. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در منطقه رخنمون وسیعی از سنگ‌های ماگماتیک و دگرگونی پرکامبرین در شمال شهر بردسکن را در بر می‌گیرند که تحت عنوان سازند تکنار شناخته شده است. در بخش شرقی منطقه



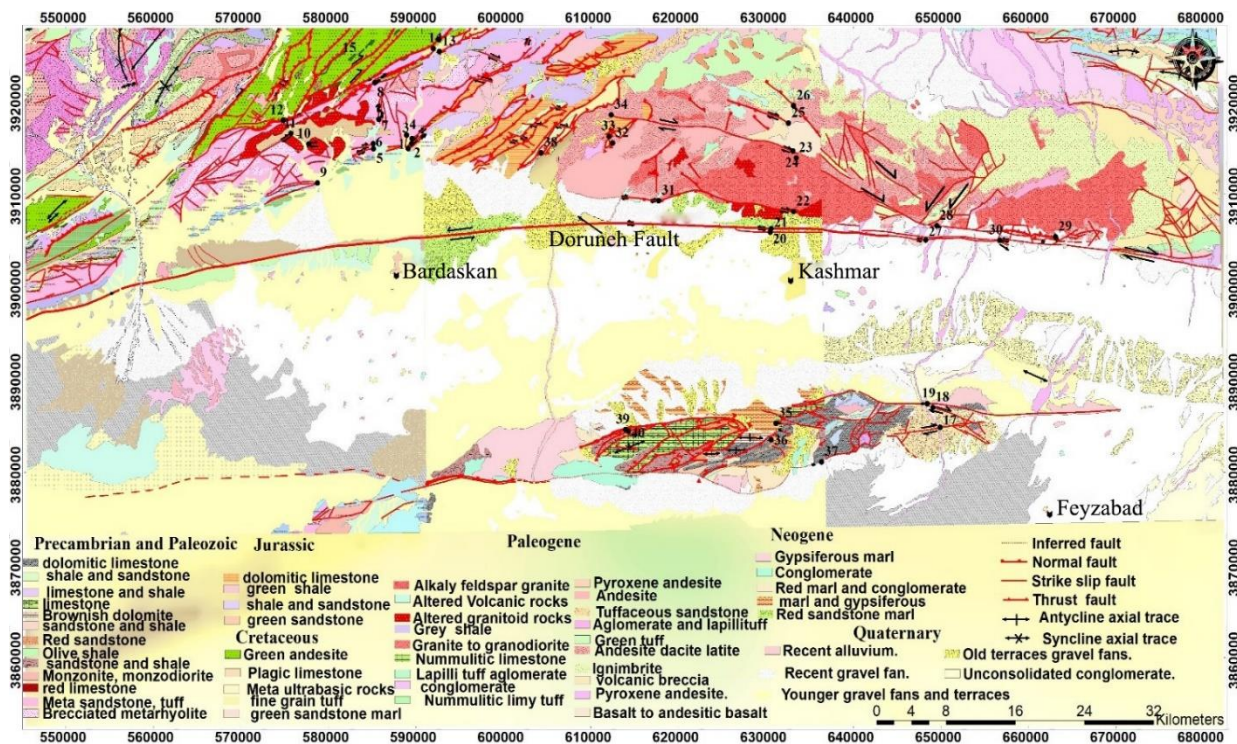
شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی بر روی نقشه تکتونیکی ایران (Stöcklin, 1968).  
 Fig. 1. Location of the study area On the tectonic map of Iran (Stöcklin, 1968).

Zamani و همکاران (۲۰۰۸) معتقدند که تغییر در روندهای ساختاری شمال شرق ایران، از جمله DFS، از ESE-WNW در شرق به ENE-WSW در غرب به وجود یک رژیم تنش دوگانه با روندهای کوتاه‌شدگی عمده NNE-SSW و N-S مرتبط است. در غرب کپه داغ، البرز شرقی و شمال غربی DFS با روند ENE-WSW و روند کوتاه‌شدگی N-S برای شرق و مرکز کپه داغ، بینالود و شمال شرق DFS با روند ساختاری ESE-WNW که مربوط به تقسیم‌بندی کرنشی این قسمت از گسل است (Zamani et al., 2008). از سوی دیگر

بلوک‌های CIM روندهای ساختاری N-S تا NW-SE را نشان می‌دهند، در حالی که CD در شمال روند ساختاری ENE-WSW را نشان می‌دهد که منعکس کننده تاریخ‌های مختلف زمین ساختی و زمین‌شناسی برای این مناطق می‌باشد. بر این اساس، تشکیل DFS را می‌توان به یک منطقه زمین‌درز قدیمی نسبت داد که ناشی از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی اولیه توسعه نیافته در شمال CIM در زمان ائوسن اولیه بوده است (Schmidt and Soffel, 1984).

به اعتقاد Shabanian و همکاران (۲۰۱۰)، کرنش و یا تفکیک تنش یا چرخش سیستماتیک بلوک در حوزه تغییر شکل کپه‌داغ و آلا‌داغ بینالود رخ نداده است. بر طبق پیشنهاد آنها وضعیت تنش کنونی، در نتیجه تحلیل کینماتیکی جوان‌ترین گسل‌ها، دو رژیم زمینی ساختی فشاری و امتداد لغز متمایز را با محور حداکثر تنش افقی میانگین منطقه‌ای  $(\sigma_1) N030 \pm 15^\circ E$  و

به اعتقاد Shabanian و همکاران (۲۰۱۰)، کرنش و یا تفکیک تنش یا چرخش سیستماتیک بلوک در حوزه تغییر شکل کپه‌داغ و آلا‌داغ بینالود رخ نداده است. بر طبق پیشنهاد آنها وضعیت تنش کنونی، در نتیجه تحلیل کینماتیکی جوان‌ترین گسل‌ها، دو رژیم زمینی ساختی فشاری و امتداد لغز متمایز را با محور حداکثر تنش افقی میانگین منطقه‌ای  $(\sigma_1) N030 \pm 15^\circ E$  و



شکل ۲- نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه (چهارگوش کاشمر (در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، Eftekhar-Nezhad, Aghanabati, Hamzhepour and Baroyant, 1976)، درونه (Ghaemi and Mussavi Herami, 2008)، بردسکن (Shahrabi et al., 2005) و فیض آباد (Behroozi et al., 1987)، (در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰))

Fig. 2. Geologic map of the studied area (the Kashmar quadrangle) (at 1:250,000 scale; Eftekhar-Nezhad, Aghanabati, Hamzhepour, and Baroyant, 1976), the Doruneh (Ghaemi and Mussavi Herami, 2008), Bardaskan (Shahrabi et al., 2005) and Feyz Abad (Behroozi et al., 1987) (at 1:100,000 scale).

نقشه‌های ساختاری جدیدی برای منطقه مورد مطالعه تهیه شده است (شکل ۳).

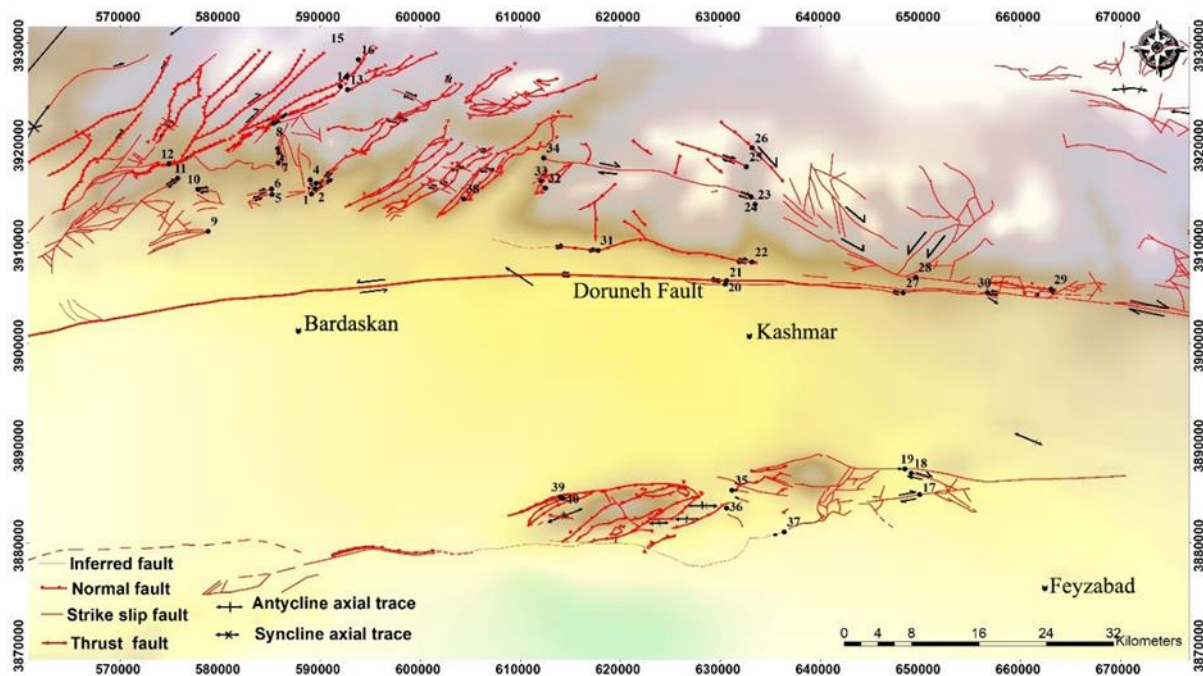
علاوه بر این از مدل ارتفاعی-رقومی منطقه (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰) تهیه شده از سازمان نقشه‌برداری و پردازش در نرم افزار Arc Gis 10.3، تصاویر ماهواره ای Landsat 7 با ترکیب باندی ۷۴۲ (مربوط به تفکیک واحدهای زمین‌شناسی)، Google earth و داده‌های

### ۳- روش مطالعه

با تلفیق نقشه‌های زمین‌شناسی چهارگوش کاشمر (در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، Eftekhar-Nezhad et al., 1976) و درونه (Ghaemi and Mussavi Herami, 2008)، بردسکن (Shahrabi et al., 2005)، (Taheri, et al., 1998)، فیض آباد (Behroozi et al., 1987)، (در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) و تفسیر تصاویر ماهواره‌ای با نقشه‌های زمین‌شناسی موجود،



ساختاری که در طول عملیات صحرایی برداشت شده است استفاده شده است.



شکل ۳- نقشه‌ی ساختاری منطقه‌ی مورد مطالعه مربوط به گسل‌های برداشت شده در عملیات صحرایی

Fig. 3. The structural map of the studied area related to the faults taken from the field operations

### ۳-۱- داده‌ها و روش‌ها

مراحل متداول در این پژوهش شامل جمع‌آوری داده‌ها در صحرا، جداسازی داده‌ها و تشخیص سن، محاسبه میدان‌های استرس و در نهایت شناسایی و طبقه‌بندی رویدادهای مختلف است. حالتهای لایه بندی در همه مکان‌ها در سازندهای رسوبی ثبت شده است، زیرا آنها کلید مهمی را برای بازسازی وضعیت قبل از کج شدن، در صورت لزوم، فراهم می‌کنند (Navabpour et al., 2007). بازدیدهای صحرایی برای جمع‌آوری داده‌هایی مانند: موقعیت گسل‌ها، برداشت خش لغزش‌ها، برداشت درزه‌ها در واحدهای سنگی، مشخص کردن جنس لایه-ها در راستای تحلیل هندسی - جنبشی ساختارها انجام شده است. برای تحلیل کلی ساختارها در منطقه، ساختارهای اصلی تاثیرگذار بر آرایش سیستم زمین ساختی (از قبیل پهنه‌های گسلی اصلی و چین‌ها) مطالعه و بررسی شده‌اند. داده‌های ساختاری شامل گسل‌ها، درزه‌ها و لایه بندی در ۴۰ ایستگاه با مختصات جغرافیایی توزیع شده در منطقه مورد مطالعه

جمع‌آوری شده است. در مجموع ۱۲ داده (شامل گسل، چین و لایه بندی) جمع‌آوری و تصاویر استریوگرافیک و تجزیه و تحلیل داده‌های ساختاری با استفاده از نرم افزار <http://host.uniroma3.it/progetti/fralab/Downlo> DAISY (ads/Programs/ انجام شده است.

### ۴- اهداف

تحلیل تنش دیرینه و برگشتگی تکنونیک برای شناخت چگونگی جهت‌گیری محورهای اصلی تنش دیرین، نحوه دگرشکلی ساختارها و سازوکار پیدایش یک فرآیند زمین ساختی وارونه نسبت به فرآیند اصلی می‌باشد. هدف از این مطالعه بررسی تکامل تکتونو چینه‌شناسی در پهنه گسلی درونه در شمال لوت با تمرکز بر واحدهای مزوزوئیک پسین و سنوزوئیک به منظور مطالعه و تفکیک جهت‌گیری فازهای تنش دیرین و سازوکار زمین ساخت برگشتی در این پهنه گسلی می‌باشد علاوه بر این تحلیل ساختارها و چگونگی شکل‌گیری یک فرآیند زمین ساختی وارونه از جمله اهداف این مطالعه می‌باشد.



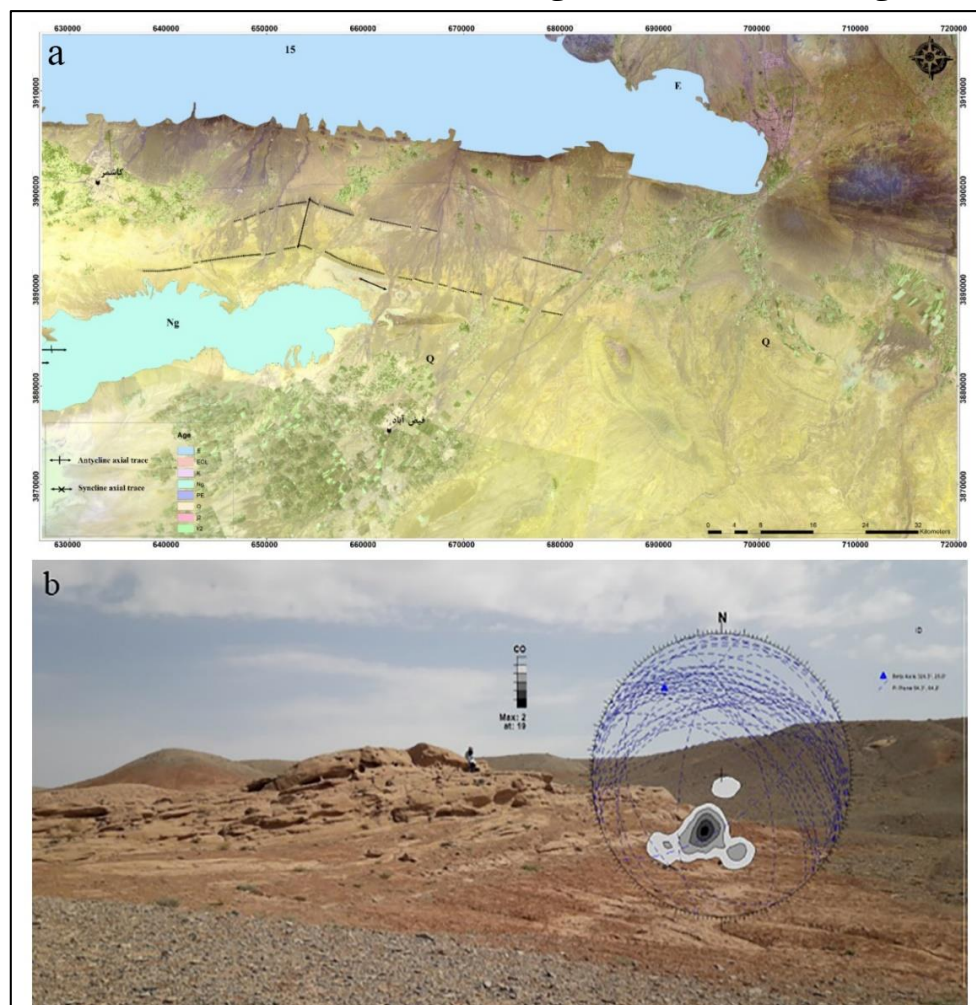
## ۵- بحث و نتایج

### ۵-۱- وارونگی کینماتیکی در امتداد پهنه گسلی درونه

#### ۵-۱-۱- مکانیسم وارونگی جهت لغزش

با توجه به اینکه گسل درونه در تصاویر ماهواره‌ای سیمای خمیده‌ای دارد هر منطقه گسل هندسه گسسته و جنبشی را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تغییر شکل غیریکنواخت در امتداد گسل است. با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و شواهد و اندازه‌گیری‌های صحرایی در بخش بالایی بلوک لوت (جنوب کاشمر) یک چین‌خوردگی شکل گرفته که موید خمیدگی

گسل درونه در اثر فشار وارده از سمت لوت می‌باشند (شکل ۴). موقعیت یال‌های تشکیل‌دهنده چین‌خوردگی واقع در جنوب کاشمر عبارتند از: N78E, 50NW, N60W, 50NE. با استفاده از پردازش داده‌های این چین‌خوردگی در نرم‌افزار Daisy، میانگین محور چین‌خوردگی و همچنین میانگین قطب‌ها که نشان‌دهنده موقعیت تنش حداکثر ( $\sigma_1$ ) است به ترتیب شامل موقعیت Beta Axis (میانگین محور چین)  $324.3^\circ, 25.8^\circ$  و Pi Plane (میانگین قطب‌ها)  $64.2^\circ, 54.3^\circ$  می‌باشد. ( $\sigma_1$ ) می‌باشد.



شکل ۴- (a) تصویر ماهواره‌ای و (b) تصویر صحرایی مربوط به چین‌خوردگی جنوب کاشمر

Fig4.(a) Satellite image and (b) field image related to the folding of southern Kashmar

بررسی گردیده، در بخش غربی سازوکار چپ‌گرد و در بخش مرکزی فشاری معرفی شده است. نتایج مطالعه Enayati و همکاران (۱۴۰۱)، نشان می‌دهد تفاوت قابل ملاحظه‌ای در سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های سه قطعه شرقی، میانی و غربی

سوابق لرزه‌ای ماهیت چپ‌بر رژیم جنبشی موجود در DFS را تایید کرده است (Fattahi et al., 2007; Farbod et al., 2011). در مطالعه Zare و همکاران (۱۳۷۹) سازوکار روند-های عمده ساختاری با استفاده از سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها

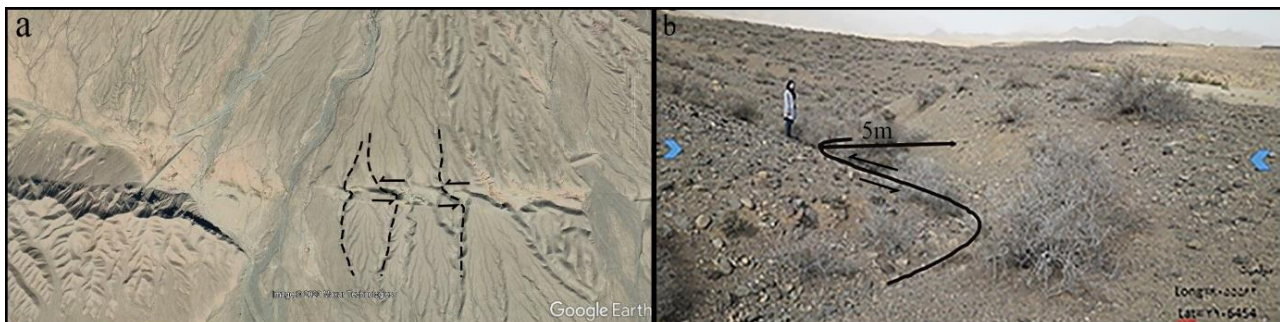
جابه‌جایی عمده چپ‌بر ویژگی‌های سنگ بستر نشان می‌دهد که جابجایی جانبی چپ‌بر در امتداد DFS پدیده‌ای تازه است. Wellman (۱۹۶۵) دو مجموعه از رودخانه‌های جابجا شده چپ‌بر را که ۷۵ متر و ۲۰۰ متر در امتداد DFS و Fattahi و همکاران (۲۰۰۷) ۸۵۰-۸۰۰ متری و ۲۰۰-۴۰۰ متری جابجایی چپ‌گرد در نهشته‌های مخروط افکنه فوج-پلنگ و تافدیس تیغ احمد را گزارش کرده‌اند. در بخش‌های شرقی سیستم گسل درونه با توجه به شکل آبراهه‌ها که به فرم سیگموئیدال به صورت Z جابه‌جا شده‌اند و جابه‌جایی آبراهه‌ها در نزدیکی رشتخوار و فیض‌آباد، سازوکار راست‌الغز راست‌گرد برای این بخش از سیستم گسل درونه (بخش خاوری در سمت خاور و جنوب خاور تربت حیدریه) به دست آمده است. علاوه بر این چنین سازوکاری در سمت‌های باختر-شمال باختری تربت حیدریه و در راستای خطواره تربت حیدریه نیز قابل مشاهده است (شکل ۶).

گسل درونه وجود دارد که تأییدکننده حرکت بلوک‌ها به دو صورت چپ‌بر و راست‌بردر راستای گسل است. اختلاف سازوکار کانونی رویدادهای بخش‌های شرقی و غربی با توجه به حرکت رو به شمال بلوک لوت و انحناى گسل درونه توجیه‌پذیر است.

#### ۲-۵- جابجایی آبراهه‌ها

آبراهه‌های کوچکی که در DFS جریان دارند، جابجایی‌های جانبی چپ‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۵)، در حالی که رودخانه‌های بزرگ با بریدگی عمیق، جابجایی‌های جانبی راست‌بر پیچیده‌تری را نشان می‌دهند که جابجایی تجمعی بلندمدت را در DFS مشخص می‌کنند.

جابجایی‌های چپ‌بر به حرکات فعال اخیر در امتداد گسل درونه مرتبط هستند، در حالی که انحرافات جانبی راست‌گرد، جابجایی قدیمی پیش از کوتاه‌تر منطقه گسل را ثبت کرده‌اند. جابجایی‌های چپ‌بر ویژگی‌های ژئومورفیک، مانند رودخانه‌ها، مخروط افکنه‌ها و تراس‌های رودخانه‌ای و فقدان شواهدی برای



شکل ۵- (a) جابجایی آبراهه در مسیر گسل درونه بر روی Google Earth و (b) جابجایی آبراهه در مسیر گسل درونه (منطقه ایرج آباد)  
Fig. 5. (a) Movement of waterways along the Doruneh fault path On Google Earth and (b) Movement of waterways along the Doruneh fault path (Iraj Abad region)



شکل ۶- جابجایی راست‌گرد آبراهه‌ها بخش شرقی گسل درونه در تصاویر Google Earth  
Fig. 6. Rightlateral movement of waterways in the eastern part of the Doruneh fault in Google Earth images

### ۵-۳- زمان وارونگی

وارونگی جهت لغزش در امتداد DFS با شروع حرکت امتداد لغز در داخل کپه‌داغ و تغییر در مرزهای ناحیه تغییر شکل کپه‌داغ و بینالود مطابقت دارد (Shabanian et al., 2009a,b). همچنین با تغییر در وضعیت تنش منطقه ای در طول زمان پلیوسن-کواترنری (۵ میلیون سال قبل) سازگار است (Shabanian et al., 2010). Farbod و همکاران (۲۰۱۱) به حرکت چپ‌گرد پس از میوسن برای گسل درونه اشاره کردند و زمان پلیوسن ( $\leq \Delta Ma$ ) را حداکثر سن برای شروع حرکت چپ-گرد بر روی گسل در نظر گرفتند.

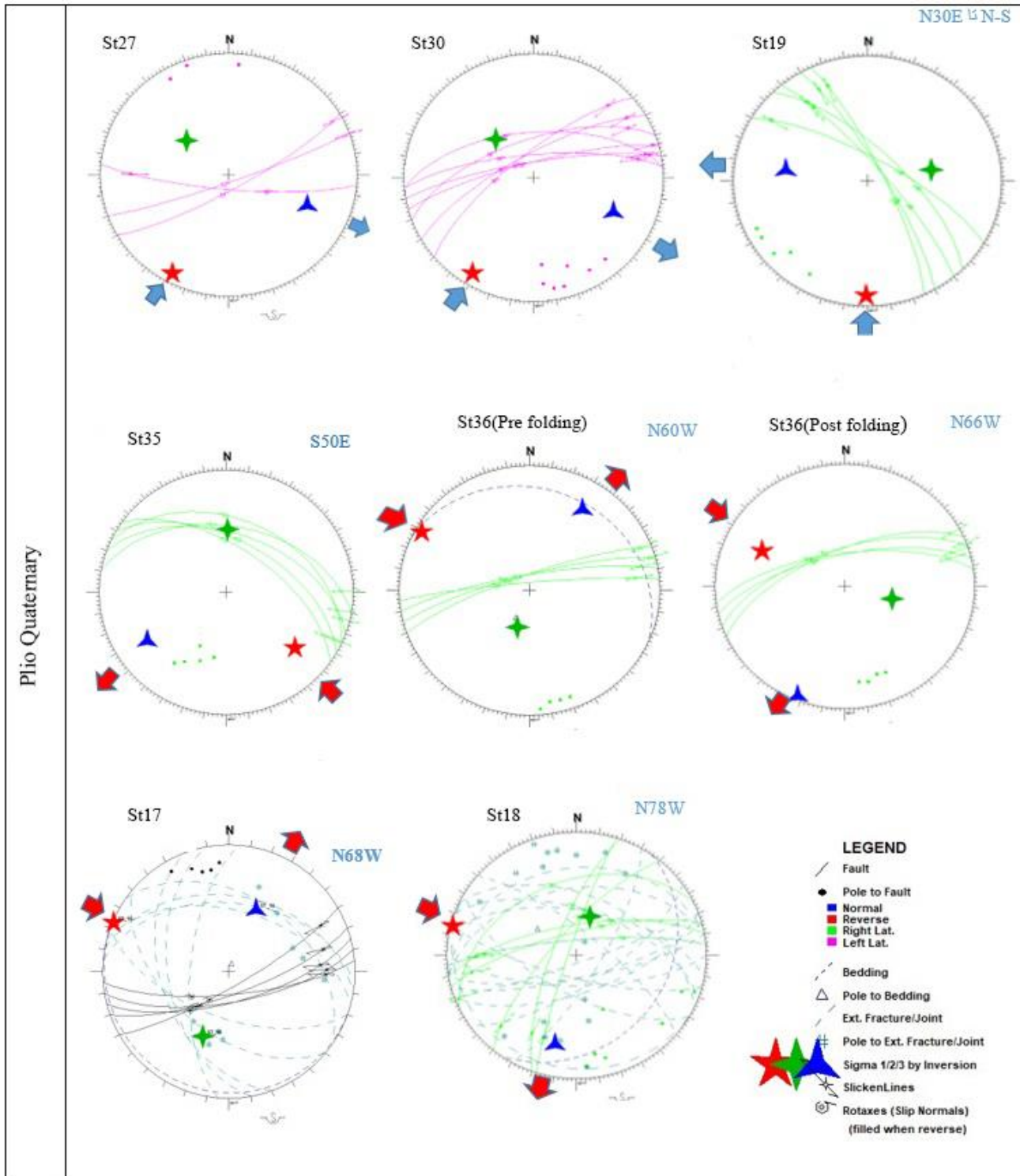
نتایج بدست آمده در این مطالعه شامل جابجایی چپ‌گرد آبراهه‌ها مربوط به حرکت فعال کنونی گسل درونه و برداشت-های ساختاری مربوط به ایستگاه‌های St19, St27 و St30 (شکل‌های ۲ و ۹) برای وارونگی جهت لغزش در امتداد DFS با این برآورد همخوانی دارند. همانطور که تجزیه و تحلیل داده‌های جنبشی گسل از ۴۰ ایستگاه در امتداد DFS نشان‌دهنده میدان حداکثر تنش اخیر با جهت میانگین N15E است (شکل ۷). بررسی سن چینه‌شناسی نشان می‌دهد که جوان ترین لایه‌هایی که تحت تاثیر تنش NW (جهت میانگین N47W) قرار گرفته‌اند، سنگ‌هایی با سن میوسن - پلیوسن هستند (St21, شکل ۷). هیچ شاهدهی از رویداد NW در لایه‌های جوان‌تر وجود ندارد.

در این پژوهش برای به‌دست آوردن جهت تنش‌های شکل‌دهنده‌ی ساختارهای منطقه، عناصر ساختاری شامل گسل‌ها، شکستگی‌ها و چین‌ها در بخش شمالی لوت (بردسکن-کاشمر) در ۴۰ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفتند (شکل‌های ۳ و ۷، جدول ۱). سیستم‌های گسلی امتداد لغز کوه سرهنگی (KSF) و کوه فغان (KFF) در جنوب گسل درونه توسعه یافته‌اند. این گسل‌ها با سازوکار راست‌گرد در ۴۰ کیلومتری با گسل چپ‌گرد فعال درونه بصورت تقریباً موازی واقع شده‌اند. سن نهشته‌های کواترنر در اطراف این گسل‌ها از پلیستوسن پسین تا هولوسن متغیر است. سن نهشته‌های گسل‌دار جوان‌تر حداقل سن گسلش راست‌گرد را در امتداد سیستم KSF-KFF تا هولوسن نشان می‌دهند (Nozaem et al., 2015) که با سناریو حال حاضر منطقه همخوانی ندارند (شکل ۷, st17, st18 و جدول ۱).

در شمال بخش مرکزی DFS گسل تکنار ماسه سنگ‌های کامبرین (سازندالون)، سنگ‌آهک کرتاسه، افیولیت ملانژ به سمت شمال و سنگ‌های تخریبی ائوسن را کنار هم قرار داده است. شواهد مستندی برای لغزش راست‌گرد گسل تکنار در زمان پالئوژن توسط Lindenberg (۱۹۸۳) ارائه شده است. در شکل (۹) گسل تکنار با مولفه‌های راست‌گرد و چپ‌گرد مشاهده می‌شود که گویای تغییرات جهت تنش در طول زمان می‌باشد. داده‌های زمین‌شناسی، تکتونیک و ژئومورفولوژیکی کنونی نشان می‌دهند که DFS از زمان ائوسن اولیه تحت یک رژیم تکتونیک ترافشارشی راست‌گرد NW-SE قرار گرفته و در میوسن - پلیوسن از راست‌گرد به چپ‌گرد حرکت کرده است. رژیم ترافشارشی راست‌گرد در امتداد حاشیه شمالی خرده قاره به دنبال چرخش خلاف عقربه‌های ساعت خرده قاره ایران مرکزی (Wensink, 1970; Soffel et al., 1996; Mattei et al., 2012) و مهاجرت آن به سمت شمال غرب در زمان پالئوژن (Schmidt and Soffel, 1984) حاکم بوده است. این فشار جانبی راست‌گرد منجر به تشکیل ساختارهای فشرده‌گی با روند NE-SW مانند چین‌خوردگی‌ها و گسل‌های راندگی به سمت شمال DFS شده است (شکل ۳). بنابراین وارونگی ترافشارشی ممکن است مکانیزمی گسترده برای ایجاد الگوهای تداخل چین‌خوردگی در مقیاس بزرگ در مناطق تغییر شکل عمده پوسته را نشان دهد (Zhemchuzhnikov et al., 2001). طبق مطالعات Shabanian و همکاران (۲۰۱۰) وضعیت تنش کنونی، در نتیجه تحلیل کینماتیک جوان‌ترین گسل‌ها، دو رژیم زمین ساختی فشاری و امتداد لغز متمایز با محور حداکثر تنش افقی میانگین منطقه‌ای  $N030 \pm (\sigma_1)$  و  $15^\circ E$  به دست آمده است و هیچ کرنش و یا تفکیک تنش یا چرخش سیستماتیک بلوک در حوزه تغییر شکل کپه‌داغ و آلاداغ بینالود رخ نداده است و در واقع مجموعه ساختاری در یک میدان تنش جدید از نظر مکانیکی سازگار و همگن شکل گرفته است. الگوهای چین‌خوردگی نیز در بخش بالایی گسل درونه دو جهت مختلف کوتاه شدن را نشان می‌دهند. فاز اول چین‌خوردگی NE-SW توسط ترافشارش راست‌گرد ایجاد شده است، در حالی که فاز دوم NW-SE به دلیل یک ترافشارش چپ‌گرد ایجاد گردیده است که پس از برخورد نهایی ورقه عربی

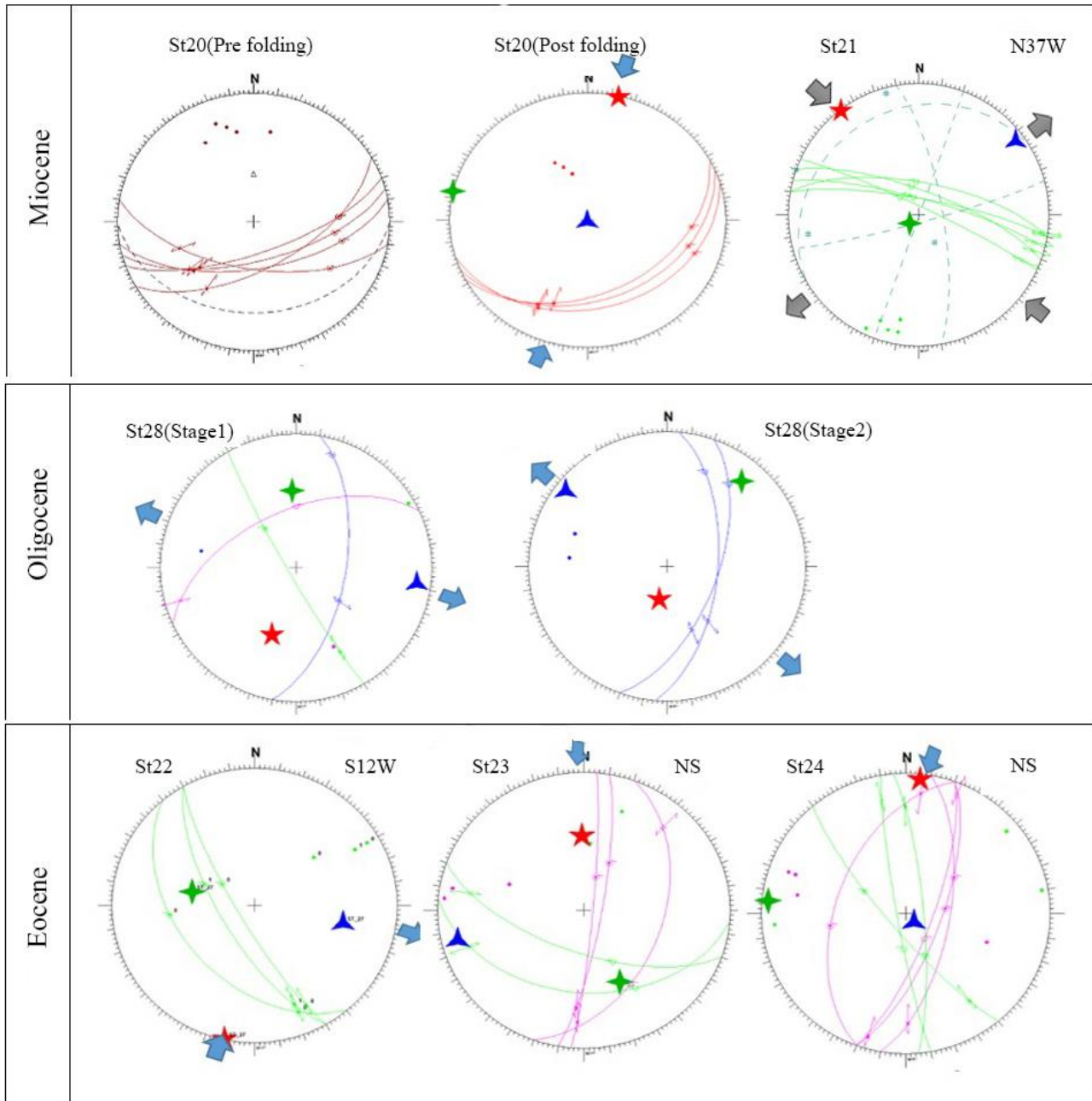


و ایران و وارونگی زمین ساختی در شمال ایران مرکزی غالب شده است.



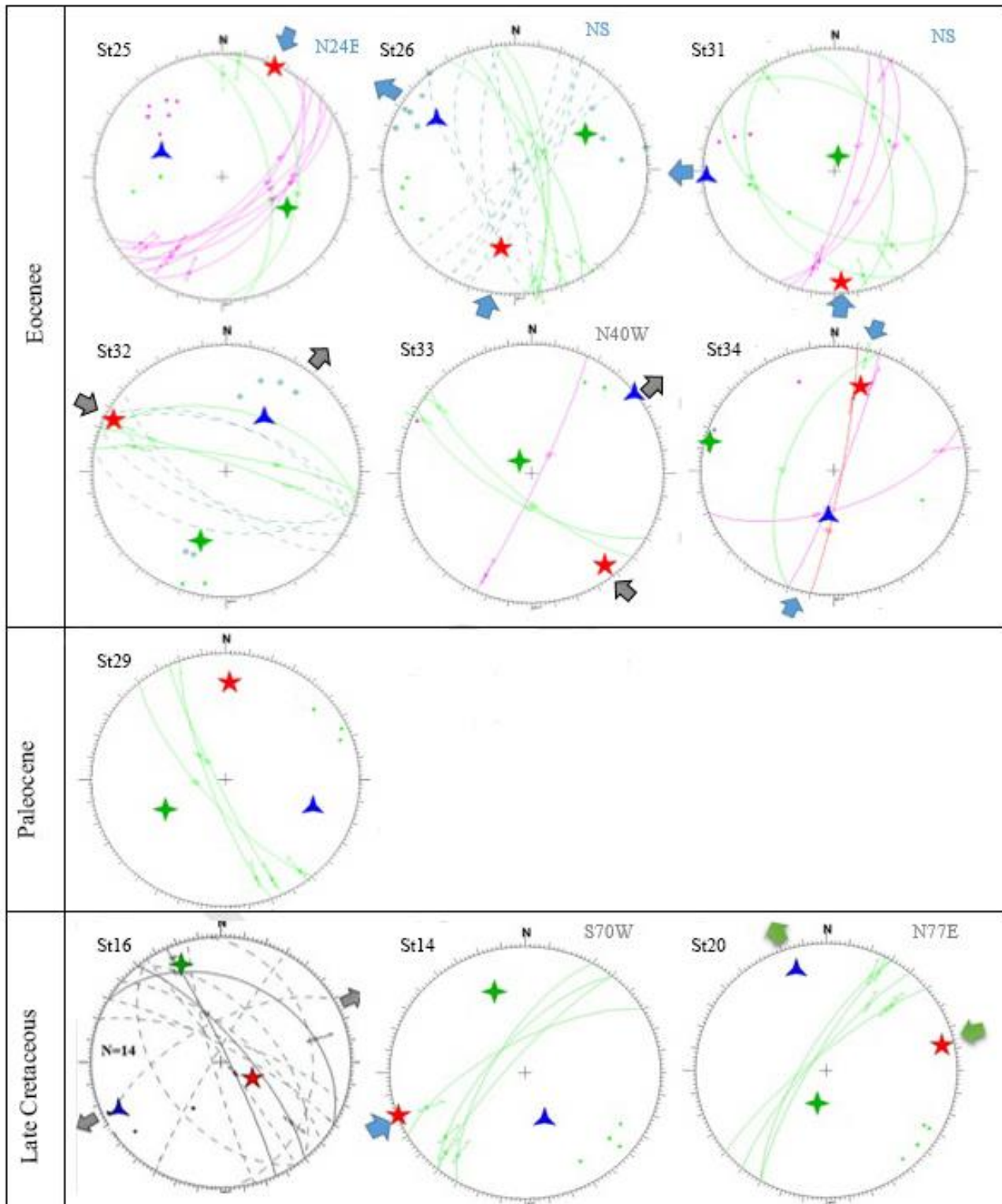
شکل ۷- جهت گیری محورهای تنش در منطقه‌ی مورد مطالعه با استفاده از روش Montecarlo Direct Solution (MDS) در نرم‌افزار Daisy

Fig.7. Orientation of stress axes in the study area using Montecarlo Direct Solution (MDS) method in Daisy software



ادامه شکل ۷

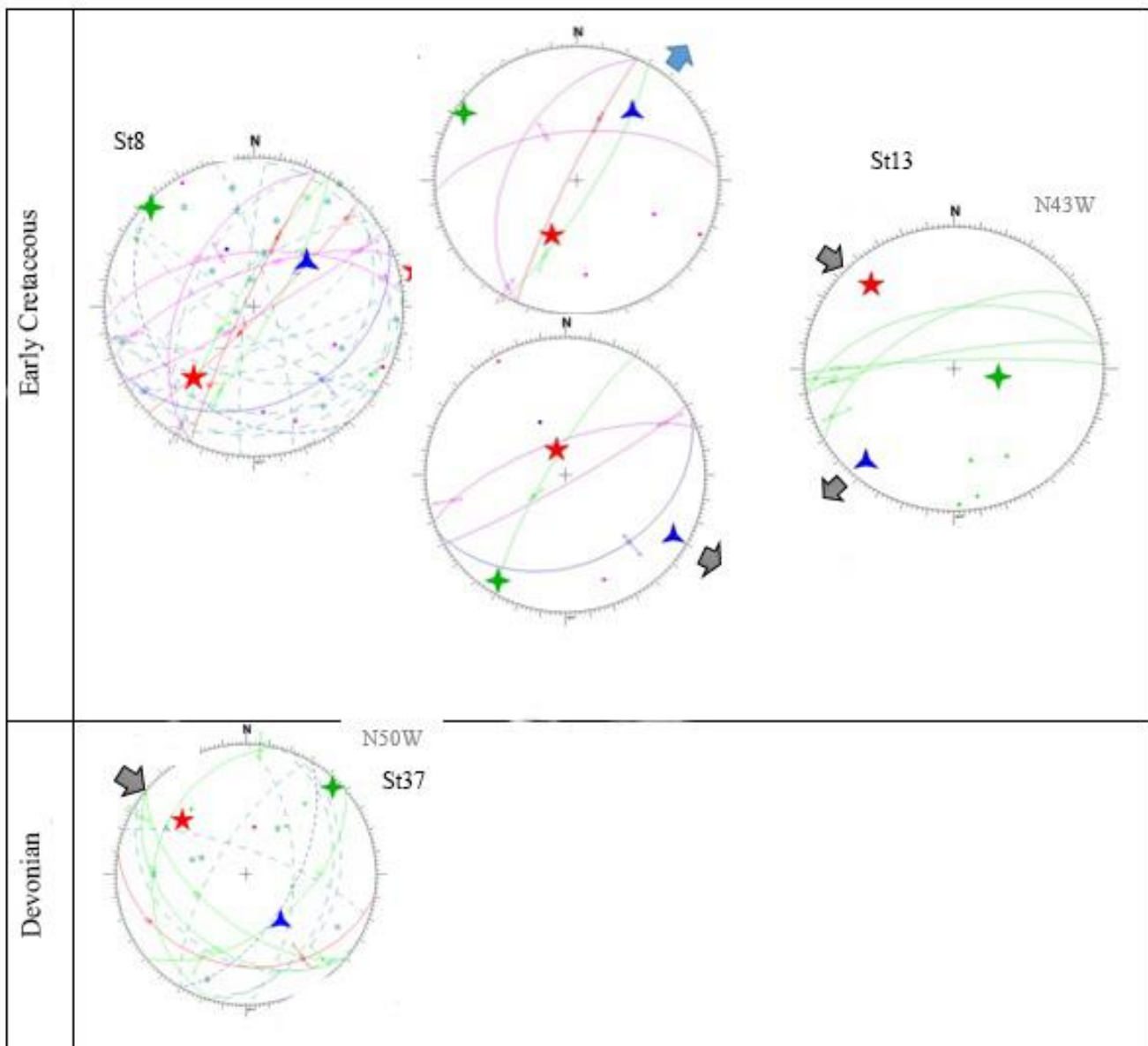
Fig. 7 Continued



ادامه شکل ۷

Fig. 7 Continued





ادامه شکل ۷

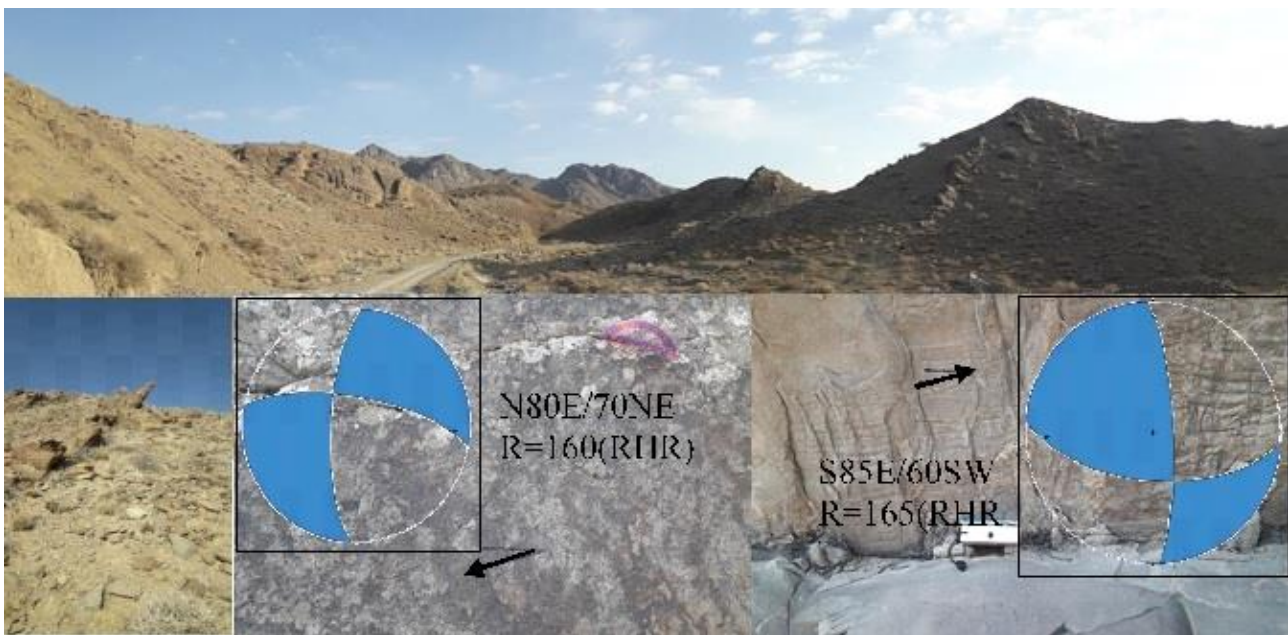
Fig. 7 Continued

(۲) برخاستگی البرز غربی-مرکزی (Axen et al., 2001; ) (۳) شروع چین خوردگی در زاگرس (Dewey et al., 1973; Beydoun et al., 1992) تا (۴) فعال سازی مجدد گسل‌های امتداد لغز (CIM) (Falcon, 1974; Hessami, 2002) و (Walker and Jackson, 2004) همراه بوده است با این حال محدوده سنی  $2 \pm 5$  میلیون سال بسیار کوتاه‌تر از سن کلی برخوردی است که در زمان میوسن اولیه (۲۳-۱۶) میلیون سال پیش رخ داده است (Hempton, 1987; Yilmaz, 1993; Robertson, )

در برخی از ایستگاه‌ها صفحات گسل اصلی دو مجموعه خش‌لغز را نشان می‌دهند (شکل ۸) که نشان‌دهنده این است که وضعیت تنش در طول زمان تغییر کرده است. از آنجا که سازماندهی مجدد عمده تغییر شکل تکتونیکی در منطقه برخورد عربستان و اوراسیا در حدود  $2 \pm 5$  میلیون سال پیش رخ داده است (Wells, 1969; Quennell, ) (al., 2004; Allen et al., 2011) و این سازماندهی مجدد با: (۱) فرونشست سریع جنوب خزر (Nadirov et al., 1997).

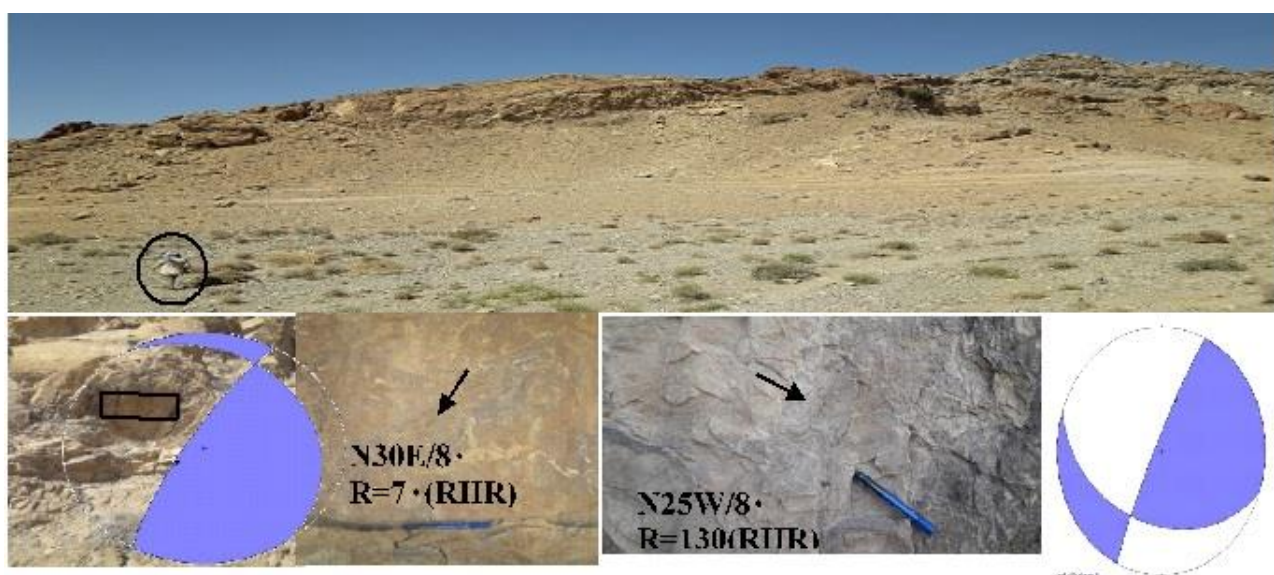
Bayer et al., 2006; Vigny et al., 2006; McQuarrie )  
 (et al., 2003) لذا جهت تنش کنونی را می توان به فرورانش  
 مکران نسبت داد که با جهت گیری ساختارهای فعلی منطقه از  
 جمله تولید گسل های امتداد لغز راست گرد با جهت NW-SE  
 و گسل های چپ گرد با جهت NE-SW و چین خوردگی با جهت  
 E-W هماهنگ است (شکل ۳ و ۲).

2000; Guest et al., 2006; Shabanian et al., 2009a,b,  
 2011) و با توجه به اینکه کوهزاد (Ballato et al., 2010;  
 مکران توسط همگرایی صفحات عربی و اوراسیا ایجاد شده است  
 (De Jong, 1982) و در حال حاضر با فرورانش دریای عمان با  
 نرخ ۲ سانتی متر در سال با جهت تقریبی شمالی-جنوبی به زیر  
 خرده قاره های ایران مرکزی، سیستان و افغان، مرتبط است



شکل ۸- تصاویر صحرایی مربوط به گسل درونه

Fig.8. Field images related to the Doruneh fault



شکل ۹- تصاویر صحرایی داده های گسلی برداشت شده مربوط به گسل تکنار  
 Fig.9. Field images of fault data collected related to Teknar fault

جدول ۱- موقعیت زمین شناسی ساختارهای شکنا و میدانهای تنش بازسازی شده (n: تعداد برداشت،  $\Phi$ : شکل بیضی تنش)

Table 1. Geological location of brittle structures and reconstructed stress fields ( $\Phi$ : Elliptical shape of stress, n: Number of data)

Station	n	Lithology	Age	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Longitude (utm)	latitude (utm)
				Strike, Dip, ( deg)	Strike, Dip, ( deg)	Strike, Dip, ( deg)			
1	5	Dolomite	Percambrian	331.19	104.62	235.18	0.48	589110	3914814
5	5	Green schist	Percambrian	198.62	313.12	49.24	0.31	585403	3913862
6	3	Tuffaceous shale	Percambrian	282.73	39.7	132.14	0.32	585691	3917621
7	3	Tuffaceous shale	Percambrian	105.43	207.12	309.43	0.72	585790	3917386
8(1)	4	Limestone	Early Cretac	203.53	302.6	37.35	0.60	585390	3922037
8(2)	4	Limestone	Early Cretac	213.55	307.2	39.34	0.45	585390	3922037
9	2	Dolomite	Percambrian	289.46	38.17	142.38	0.75	578892	3911062
10(1)	6	Granit	Percambrian	226.29	62.59	320.7	0.35	575888	3916367
10(2)	2	Granit	Percambrian	104.15	336.66	199.17	0.77	575888	3916367
11	3	Granit	Late Cretac	231.21	49.68	140.7	0.21	575522	3918040
12	3	Volcanic Rocks	Late Cretac	253.71	0.8.5	92.17	0.72	574766	3917842
13	4	Limestone	Early Cretac	317.20	100.65	221.13	0.70	592482	3925219
14	4	Volcanic Rocks	Late Cretac	250.1	340.32	158.57	0.15	592724	3926622
15	5	Volcanic Rocks	Late Cretac	77.10	195.68	343.18	0.61	593501	3931393
16	14	Volcanic Rocks	Late Cretac	117.67	338.17	244.13	0.39	590987	3936231
17	15	Conglomerate	Neogen	292.1	201.44	2.45	0.34	649850	3884951
18	4	Conglomerate	Neogen	338.27	162.62	69.1	0.20	649850	3884951
19	25	sandstone	Neogen	180.9	79.50	277.38	0.49	648585	3887074
20	3	Sandstone	Miocene	12.0	285.0	0.90	0.41	630479	3905847
21	9	Sandstone	Miocene	323.1	225.82	53.7	0.53	630489	3905855
22	3	granitoid	Middle Eocene	192.5	282.53	101.36	0.35	633252	3907678
23	13	granodiorite	Middle Eocene	358.45	154.42	255.12	0.85	633123	3914031

ادامه جدول ۱  
Table 1. Continued

24	7	granodiorite	Middle Eocene	6.4	275.5	136.83	0.15	632791	3917146
25	8	granodiorite	Middle Eocene	24.1	116.4	292.47	0.28	633123	3919103
26	14	granodiorite	Middle Eocene	189.36	62.39	303.29	0.35	633170	3908135
27	3	Sandstone	Neogen	208.8	310.54	112.34	0.50	648667	3904994
28(1)	3	andesitic lava	Paleogen	199.45	357.42	97.11	0.53	649617	3906853
28(2)	2	andesitic lava	Paleogen	193.69	40.18	307.8	0.50	649617	3906853
28(3)	8	andesitic lava	Paleogen	2.24	242.48	108.31	0.57	651473	3906164
29	7	andesitic lava	Paleogen	190.18	37.69	283.8	0.75	664149	3904245
30	7	Conglomerate	Neogen	211.10	316.55	114.32	0.42	656617	3904661
31	7	granodiorite	Middle Eocene	176.9	13.80	267.2	0.15	617757	3908979
32	9	Andesite dacite	Early Eocene	295.7	199.41	34.47	0.15	611538	3914614
33	3	Andesite dacite	Early Eocene	142.10	317.79	51.1	0.29	610283	3916873
34	6	Andesite dacite	Early Eocene	16.30	284.4	186.59	0.15	610420	3916755
35	5	Light grey marl	Pliocene	130.30	1.47	238.28	0.41	631138	3885253
36pre	4	Light grey marl	Pliocene	299.5	197.64	32.24	0.52	631538	3884441
36post	4	Light grey marl	Pliocene	294.30	105.59	202.3	0.73	631538	3884441
37	12	Dark dolomitic	Devonian	310.36	44.6	143.53	0.52	630603	3883470
39	4	Limestone	Ordovisian	128.28	33.9	286.60	0.85	613960	3884562
40	2	Shale	Ordovisian	139.15	33.44	243.41	0.38	614300	3884258

#### ۶- نتیجه گیری

در این مطالعه تجزیه و تحلیل داده‌های جنبشی گسل در امتداد سیستم گسل درونه نشان‌دهنده‌ی میدان حداکثر تنش اخیر با جهت میانگین N15E است. بررسی سن چینه‌شناسی ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که جوان‌ترین لایه‌هایی که تحت تاثیر تنش

(NW) با جهت میانگین (N47W) قرار گرفته‌اند، سنگ‌هایی با سن میوسن-پلیوسن هستند. شاخص‌های ژئومورفیکی در امتداد DFS و شواهد ژئومورفولوژیکی برجسته در بخش مرکزی، جایی که گسل از رسوبات آبرفتی کواترنر عبور می‌کند حرکت چپ‌گرد را نشان می‌دهند در حالی که آبراهه‌ها در بخش



است. با توجه به اینکه سازماندهی مجدد عمده تغییر شکل تکتونیکی در حدود  $2 \pm 5$  میلیون سال پیش رخ داده است این محدوده سنی بسیار کوتاهتر از سن کلی برخورد است، که در زمان میوسن اولیه (۲۳-۱۶) میلیون سال پیش رخ داده است. لذا جهت تنش کنونی را می‌توان به فرورانش مکران نسبت داد. به طور کلی روند وارونگی در سیستم گسل درونه بدین شکل صورت گرفته است که تنش NW باعث حرکت راست‌گرد سیستم گسلی درونه قبل از پلیوسن شده است و بعد از آن تنش کنونی باعث وارونگی تکتونیکی به صورت حرکت چپ‌گرد بر روی این پهنه گسلی شده است در ادامه در اثر تداوم فشار وارده از سمت لوت هندسه گسل تغییر کرده و موجب تغییر سازوکار در بخش‌های مختلف این سیستم گسلی گردیده است که در اثر تغییر انحنای گسل بخش غربی سازوکار چپ‌گرد و در بخش شرقی جابجایی به صورت راست‌گرد رخ داده است.

شرقی گسل به صورت راست‌گرد جابجا شده‌اند که با مطالعات Enayati و همکاران (۱۴۰۱) در رابطه با اختلاف سازوکار کنونی رویدادهای بخش‌های شرقی و غربی که نشان‌دهنده حرکت بلوک‌ها به دو صورت راست‌گرد و چپ‌گرد است تطابق دارد. تفاوت در نرخ لغزش در دو سمت لوت (Yazdanpanah et al., 2015) و افزایش تدریجی مقدار تنش اعمالی به سمت شرق لوت، نقش مهمی در خمیدگی ساختاری بخش شمالی لوت دارد به طوری که باعث تغییر روند گسل درونه در بخش‌های شرقی و غربی و ساختارهای واقع در بخش بالایی گسل شده است. همچنین چین‌خوردگی شکل گرفته در بخش بالایی بلوک لوت (جنوب کاشمر) موید خمیدگی گسل درونه در اثر فشار وارده از سمت لوت می‌باشد. در واقع تغییر هندسه در اثر خمیدگی نسبت به جهت اعمال تنش موجب تغییر سازوکار در بخش‌های مختلف این سیستم گسلی گردیده

#### مراجع

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological survey and mineral exploration of Iran. P. 586.
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long term deformation rates. *Tectonics* 23, TC2008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.
- Allen, M.B., Alsop, G.I., Zhemchuzhnikov, V.G., 2001. Dome and basin refolding and transpressive inversion along the Karatau Fault System, southern Kazakstan. *Journal of the Geological Society, London* 158, 83–95. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.1.83>.
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., Jones, S. J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184, 555–74. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04874.x>.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* 29, 559–62. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0559:EOTWCA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0559:EOTWCA%3E2.0.CO;2).
- Bagheri, S., Madhanifard, R., Zahabi, F., 2016. Kinematics of the Great Kavir fault inferred from a structural analysis of the Pees Kuh Complex, Jandaq area, Central Iran. *Geological Society of America Memoirs* 2525(6). [https://doi.org/10.1130/2016.2525\(06\)](https://doi.org/10.1130/2016.2525(06)).
- Ballato, P., UBA, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, Northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 123, 106–31. <https://doi.org/10.1130/B30091.1>.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, P., Abassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., Bellier, O., 2006. Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophys.J.Int* 165, 173–181.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11), 1764–1766. <https://doi.org/10.1139/e81-163>.
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian Plateau; A historical, social and physical approach, Oxford: Elsevier Science p. 776.
- Beydoun, Z.R., Hughes Clarke, M.W., Stoneley, R., 1992. Petroleum in the Zagros basin: a late Tertiary

- foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Paleozoic–Mesozoic passive-margin shelf. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 55, 309–39. <https://doi.org/10.1306/M55563C12>.
- Behroozi, A., Sahbaei, M., Etemadi, N., Zedeh, A.A., Ghomashi, A., Moghtader, M., 1987. Geological map of Feyz Abad, scale 1:100,000. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem, R., Vignaroli, G., Cosentino, D., Faccenna, C., 2016. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran. *Tectonics* 35, 76–102. <https://doi.org/10.1002/2015TC003869>.
- De Jong, K.A., 1982. Tectonics of the Persian Gulf, Gulf of Oman, and southern Pakistan region. In: Nairn A.E.M., Stehli F.G. (Eds), *In the Ocean Basins and Margins: The Indian Ocean*. Springer, Boston, PP. 315–351.
- Dewey, J.F., Pitman, W., Ryan, W., Bonin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3137–80. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84%3C3137:PTATEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C3137:PTATEO%3E2.0.CO;2).
- Eftekhari-Nezhad, J., Aghanabati, A., Hamzehpour, B., Baroyant, V., 1976. Geological map of Kashmar, scale 1:250,000. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Enayati, M., Javan Doloei, G., Ahmadzadeh, S., Afshar Savat, A., 2022. Investigation of the Doruneh fault system based on the focal mechanism of the earthquakes of the last two decades. *Earth and Space Physics* 10.22059/JESPHYS.2023.347529.1007452.
- Fattahi, M., Walker, R.T., Khatib, M.M., Dolati, A., Bahroudi, A., 2007. Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International* 168(2), 691–709. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03248.x>.
- Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., Abbassi, M.R., 2011. Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). *Tectonics* 30, TC6014. <https://doi.org/10.1029/2011TC002889>.
- Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A.M. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies: Geological Society, London, Special Publication*, pp. 4.199–211. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.11>.
- Fattahi, M., Walker, R.T., Khatib, M.M., Dolati, A., Bahroudi, A. 2007. Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International* 168, 691–709. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03248.x>.
- Ghaemi, F., Mussavi Herami, R., 2008. Geological map of Doruneh, 1:100,000 scale. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strikeslip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2, 35–52. <https://doi.org/10.1130/GES00019.1>.
- Hempton, M., 1987. Constraints on Arabian platemotion and extension history of the Red Sea. *Tectonics* 6, 687–705. <https://doi.org/10.1029/TC006i006p00687>.
- Hessami, K., 2002. Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt. Ph.D thesis, University of Uppsala, Uppsala.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International* 77(1), 185–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>.
- Javadi, H.R., Foroutan, M., Esrafi Ashtiani, M., Angel Urbina, J., Saidi, A., Faridi, M., 2011. Tectonics changes in NW South American Plate and their effect on themovement pattern of the Boconó Fault System during the Mérida Andes evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.008>.
- Javadi, H.R., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Ashtiani, M.E., Yassaghi, A., Kouhpeyma, M. 2013. History of faulting on the Doruneh Fault System: implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. *Geological Magazine* 150(4), 651–672. <https://doi.org/10.1017/S0016756812000751>.

- Javadi, H.R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Naeimi, A., 2015. Tectonic reversal of the western Doruneh Fault System: Implications for Central Asian tectonics. *Tectonics* 34, 2034–2051. <https://doi.org/10.1002/2015TC003931>.
- Kim, Y.S., Andrew, J.R., Sanderson, D.J., 2001. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics* 340, 173–194. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00146-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00146-9).
- Lacassin, R., Replumaz, A., Leloup, P.H., 1998. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults. *Geology* 26, 703–706. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026%3C0703:HRLASS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0703:HRLASS%3E2.3.CO;2).
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schaerer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S., Phan, T.T., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan China), tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics* 251, 3–84. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00070-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00070-4).
- Lindenberg, H.G., Jacobshagen, V., 1983. Post Paleozoic geology of the Taknar Zone and adjacent areas (NE Iran, Khorasan). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran Report No. 51.
- Maruyama, T., Lin, A., 2004. Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan and its implications for Cenozoic tectonic evolution. *Tectonophysics* 383, 45–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.02.007>.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin* 124(5-6), 943–956. <https://doi.org/10.1130/B30479.1>.
- McQuarrie, N., Stock, J., Verdel, C., Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30(20), 2036. <https://doi.org/10.1029/2003GL017992>.
- Nadirov, R.S., Bagirov, B.E., Tagiyev, M., Lerche, I., 1997. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep south Caspian Basin. *Tectonophysics* 14, 383–400. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(96\)00054-2](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(96)00054-2).
- Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432(1-4), 101–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.12.007>.
- Nozaem, R., Calzolari, G., Della, M., Vignaroli, G., Rossetti, F., Cosentino, D., Faccenna, C., 2015. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran. *Tectonics* 35(1), 76–102. <https://doi.org/10.1002/2015TC003869>.
- Quennell, A.M., 1984. The Western Arabia rift system. In: Dixon J.E., Robertson A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publication pp. 775–788. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.62>.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt E., Winchester, J.A., Piper J.D.A. (Eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society of London, Special Publication pp. 97–138. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.05>.
- Schmidt, K., Soffel, H., 1984. Mesozoic geological events in the Central-East Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 168, 173–81. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/173>.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M., Cocheme, J., 2009a. New tectonic configuration in NE Iran: active strike-slip faulting between the Kopeh-Dagh and Binalud mountains. *Tectonics* 28, TC5002, doi: 10.1029/2008TC002444, 29 pp.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., Abbassi, M., 2009b. Quaternary slip rates along the northeast boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh-Dagh Mountains, north-east Iran). *Geophysical Journal International* 178, 1055–77. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04183.x>.
- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics* 480(1–4), 280–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.022>.
- Shahrabi, M., Hosseini, K., Shabani, K., & Massomi, R., 2005. Geological map of Bardaskan, 1:100000 scale. Tehran: Geological Survey of Iran.

- Soffel, H. C., Davoudzadeh, M., ROLF, C., Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau* 85, 293–302. <https://doi.org/10.1007/BF02422235>.
- Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F., 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geological Society of London Special Publication*, 210(1), 1–14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.01>.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stöcklin, J., Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran, scale 1:250000. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Nozaem, R., Calzolari, G., Madanipour, S., Salvini, F. 2017. The post-Eocene evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): The intraplate response to the reorganisation of the Arabia-Eurasia collision zone. *Tectonics* 36, 3038–3064. <https://doi.org/10.1002/2017TC004595>.
- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Khodabakhshi, P., 2019. The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): A key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. *Geological Journal* 54(3), 1454-1479. <https://doi.org/10.1002/gj.3241>.
- Taheri, J., Shamanian, G., Shojai Kaveh, N., Rezai, M., Bahremend, M., Amirrazavi, M., Hosseini, S.Z., 1998. Geological map of Kashmar, 1:100000 scale. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Tchalenko, J., Berberian, M., Behzadi, H., 1973. Geomorphic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh Fault, Iran. *Tectonophysics* 19(4), 333–341. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90027-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90027-9)
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134–50. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2).
- Van Hinsbergen, D.J.J., Cunningham, D., Straathof, G.B., Ganerød, M., Hendriks, B.W.H., Dijkstra, A.H., 2015. Triassic to Cenozoic multi-stage intra-plate deformation focused near the Bogd Fault system, Gobi Altai, Mongolia. *Geoscience Frontiers* 6(5), 723–740. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.12.002>
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Marinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.C., Khanbari, K., Asfaw, L.M., 2006- Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111(B2). <https://doi.org/10.1029/2004JB003229>.
- Walker, R., Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *American Geophysical Union: Tectonics* 23, 1–24. <https://doi.org/10.1029/2003TC001529>.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., et al., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 119, 1359–1383. <https://doi.org/10.1002/2013JB010620>.
- Wells, A.J., 1969. The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains, and its implications. *Geological Magazine* 106, 385–94. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058787>.
- Wellman, H.W., 1965. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. *Geologische Rundschau* 18, 217-34. <https://doi.org/10.1007/BF02029650>
- Wensink, H., 1970. The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural history. *Geologie en Mijnbouw* 58, 175–85.
- Westaway, R., 1994. Present day kinematics of the Middle-East and Eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 99, 12071–90. <https://doi.org/10.1029/94JB00335>.
- Yilmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin* 105, 251–71. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105%3C0251:NEAMOT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105%3C0251:NEAMOT%3E2.3.CO;2).
- Zamani, B.G., Angelier, J., Zamani, A., 2008. State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Journal of Geodynamics* 45: 123-130. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.07.003>.



- Yazdanpanah, H., Khatib, M.M., Nazari, H., Gholami, E., 2015. Analysis of strike-slip Kinematics in extension in a shear zone with heterogeneous slip rate: case study Lut area, eastern Iran Scientific Quarterly Journal, Geosciences 97, 279-290, <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.41512>.
- Zare, M., 2000. Seismic analysis of Doruneh fault system and investigation of earthquakes in winter 1999-spring 2000 in Kashmar. Research Paper on Seismology and Earthquake Engineering 1, 32-40.