

Research Article**Dextral transpressional deformation along the Chalderan shear zone, NW Iran**Seyed Ali Rasoulzadeh¹, Ali Solgi¹, Hassan Haji Hosseinlou^{2*}, Zahra Maleki¹

1- Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2- Department of Geology, Khoy Branch, Islamic Azad University, Khoy, Iran

Keywords: Deformation mechanism, Inclined transpressional, Evidence of movement shear zone, Shear sense indicators, Chalderan**1- Introduction**

Chalderan shear zone (CSZ) is located 270 km north of Urmia and 868 km west of Tehran. The inclined convergence shear zones are structures that show vertical shortening and parallel shear. Main models can justify the kinematic studies of inclined convergence zones (Fig.1) because they adequately explain spatial diversity observed in foliation, lineation, and fold hinge (Diaz Azpiroz and Fernandez, 2008). The study area based on the division of Iranian structure-sedimentary units is in the Central Iran zone, ophiolite sets, and Iran's ultramafic rocks (Aghanabati, 2004; Ghasemi and Talbot, 2006). This paper introduces the evidence of reverse and strike-slip shear zones on mesoscopic and microscopic scales in the Chalderan area. In this paper, we have attempted to introduce the most critical deformation mechanisms, shear zone geometry, kinematic indicators to infer shear sense, the relationship between shear tectonics, and other deformation mechanisms in the region in the proposed model CSZ.

2- Materials and methods

Samples were taken in the designated sections in field studies and structural. In microstructural studies, about 100 directional thin sections were prepared from all rocks in the study area, and for the preparation of thin directional sections, we had parallel shear with stretching lineation and perpendicular to mylonitic foliation. The reason for sampling the region's rocks is to determine the sections' metamorphic conditions, deformation phases, and shear direction. Laboratory studies have been conducted to investigate the relationship between the crystallization of some minerals and deformation, deformation mechanisms, and shear sense indicators. The stages of deformation have been separated into different units using field evidence and microscopic studies. According to the texture of the rocks and the relationship between porphyroclasts and mineral fish within the existing foliation, the relationship between stages of deformation and stages of metamorphism stages has been interpreted.

3- Results and discussion

Lithological studies in CSZ show that the degree of metamorphism of rocks (Fig. 2) in this region is in the range of greenschist facies and upper amphibolite, and the temperature is about 480-680°C. According to the information obtained from structural and microstructural studies of the study area, it is found that the resulting structures are both high and low temperatures. Thus, the most critical high-temperature structures include twinning bending in plagioclases, folding of quartz and feldspar bands, stretching and banding of feldspars, and asymmetric porphyroclastic structures in many alkaline feldspars, without

* Corresponding author: hajihosseinlou@iaukhoy.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2021.34977.2163

Received 2020-09-09

Accepted 2021-01-10

folding of country rocks (Trouw et al., 2010). The most critical low-temperature structures in this region include segmentation of feldspar porphyroclasts in mylonites of the region, dynamic segmentation of feldspar and quartz, and undulatory extinction in quartz. The results of field studies, satellite images, and geometric and kinematic analysis of the study area's structures and microstructures indicate that the predominant direction of Chalderan faults is northwest-southeast (Fig. 3). The predominant mechanism of faults has been identified in the thrust and strike-slip. Chalderan fault, part of the Galato – Siahcheshmeh - Khoy strike-slip fault, is located inside the Cretaceous ophiolite sets and has caused severe segmentation of these rock sets. The dextral indicators of this fault are mineral fish (biotite and quartz fish; Fig. 4), Z-shaped drag folds (Fig. 5), and twinning K-band folds of plagioclase, and C-S shear bands (Fig. 6) are samples taken from ophiolite sets. According to studies, the evidence of the type of movement in this shear zone is as follows:

- Evidence of reverse movement of CSZ

In CSZ, reverse faults and S-type stretching folds (Fig. 5b) are formed in reverse shear zones.

- Evidence of strike-slip movement of CSZ

Z-type stretching folds (Fig. 5a) are formed in strike-slip shear zones in this zone.

- Evidence of strike and dip-slip movement of CSZ

Shear sense indicators such as S: C shear bands (Fig. 6), fault folds (Fig. 7), feldspar minerals, segmentation quartz, various fish mineral structures (Fig. 4), and mantled porphyroclasts (Fig. 8) represent that ductile changes show the strike-slip and dip-slip together movement. In this zone, dip-slip mylonitic foliation has a higher dip, but strike-slip mylonitic foliation has a relatively lower dip. There is much kinematic evidence of shear stresses and compression function in this region, showing a shear zone with mylonitic foliation having a moderate dip to the northeast and stretching lineation to the northeast with a dextral strike-slip mechanism with a reverse component in this region (Fig. 9).

4-Conclusion

There is evidence of brittle and ductile deformations such as folds, faults, slickenlines (Figs.10, 11 and 12), Z-shaped shear folds (Fig. 5a), and kinematic indicators throughout the study area show a dextral shear; the study area has a dextral shear movement. Most regional structures have a northwest-southeast direction, such as faults, folds, joints, and thrust faults show strike-slip of most faults. The tectonics movements are of the type of convergence, and the maximum shortening is along the NNE-SSW. We proposed an inclined transpressional dextral strike-slip model (Fig. 13). The structural and microstructural studies show two groups of the main structure in this region. The first group is structures related to dextral shear movements, including asymmetric mantled porphyroclasts, C-S fabrics (Fig. 6), and mineral fish structures (Fig. 4), and the second group is related to thrust movements that occur in this area. Inclined transpressional strike-slip components create the dextral shear movements, and an inclined transpressional compression component creates dextral shear movements. The structures and microstructures indicate reverse shear and dextral strike-slip in the observed shear zone. Each indicates the occurrence of partitioning in this zone, indicating that the inclined tectonics forces to the CSZ deformation zone occurred due to transpressional tectonics between the Arabian plate and Central Iran block in northwestern Iran.

References

- Aghanabati, A., 2004. Major Sedimentary-structural Units of Iran, Geological Survey of Iran.
Diaz Azpiroz, M., Fernandez, C., 2008. Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics* 24, 3137-3180.

- Faridi, M., Burg, J.P., Nazari, H., Talebian, M., Ghorashi, M., 2017. Active faults pattern and interplay in the Azerbaijan region (NW Iran). *Geotectonics* 51(4), 428–437.
- Fossen, H., Tikoff, B., 2010. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic setting. *Journal of Structural Geology* 15, 413-422.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Jones, R.R., Tanner, P.W.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793-802.
- Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Trouw, T.R.A., Rudolph, A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. *Atlas of Mylonites and related microstructures*, Springer, pp.322.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Rasoulzadeh, S.A., Solgi, A., Haji Hosseinlou, H., Maleki, Z., 2022. Dextral transpressional deformation along the Chalderan shear zone, NW Iran. *Adv. Appl. Geol.* 12(1), 31-57.

DOI: 10.22055/AAG.2021.34977.2163

url: https://aag.scu.ac.ir/article_16445.html?lang=en

دگرشکلی ترافشارشی راستگرد در طول پهنه‌ی برشی چالدران، شمال غرب ایران

سیدعلی رسولزاده

دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

علی سلگی

دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

حسن حاجی حسینلو*

استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوی، گروه زمین شناسی، خوی، ایران

زهرا ملکی

استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۶/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۰/۱۲

*hajihosseiniou@iaukhoy.ac.ir

چکیده

پهنه برشی چالدران در ۲۷۰ کیلومتری شمال شهرستان ارومیه و ۸۶۸ کیلومتری غرب تهران قرار گرفته است. مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه می باشد. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راستگرد که شامل: پورفیروکلاستهای پوششی نامتقارن، فابریک S, C و ساختارهای بلور ماهی و دسته دوم در ارتباط با حرکات تراستی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راستگرد توسط مؤلفه امتدادلغز ترافشارشی مایل ایجاد گردیده‌اند و حرکات تراستی توسط مؤلفه فشارش ترافشارشی مایل به وجود آمده‌اند. شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و فشارشی در این منطقه دیده می‌شود که همگی آن‌ها نشان دهنده عملکرد یک پهنه‌برشی با برگوارگی میلونیته با شیب متوسط به سمت شمال شرق و خطواره کشیدگی به سمت شمال شرق با سازوکار راستالغز راستگرد با مؤلفه‌ی معکوس در این منطقه است. در منطقه مورد مطالعه، مدل امتداد لغز - فشارشی مایل راستگرد را پیشنهاد می‌شود. از این که ساختارها و ریزساختارهای نشان‌گر برش معکوس و امتدادلغز راستگرد در این زون با همدیگر مشاهده می‌شوند بیان‌گر وقوع توزیع در این پهنه برشی است. این موضوع مشخص می‌کند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگرشکلی پهنه برشی چالدران در اثر ترافشارشی بین صفحه عربی و بلوک ایران مرکزی در شمال غرب ایران رویداده است.

کلمات کلیدی: مکانیسم دگرشکلی، تکتونیک ترافشارش مایل، شواهد حرکت پهنه برشی، نشانگرهای سوی برش، چالدران

مقدمه

(۲۰۰۴) شامل برش محض و برش‌های شیب‌لغز و امتدادلغز جریان تری-کلینیک می‌باشد. مطالعات کینماتیکی پهنه‌های همگرایی مایل را می‌توان با مدل‌های جریان تری‌کلینیک اصلی توجیه کرد. زیرا آن‌ها یک توضیح کافی از تنوع مکانی مشاهده شده در برگوارگی، خطواره‌گی و لولای چین را فراهم می‌کنند (Diaz Azpiroz and Fernandez, 2008). این مدل بیشتر به طور روشن توسط Fossen و Tikoff (۲۰۱۰) بیان شد. آنها نشان داده‌اند که مدل زون‌های برشی همگرایی نوع Sandersone و Marchini (۱۹۸۴) را وقتی که زاویه α میان بردار همگرا و مرز زون کمتر از ۲۰ درجه باشد در واتنش‌های پایین تر خطواره کششی افقی است ولی در واتنش بالاتر خطواره‌های کششی عمود می‌شود. وقتی زاویه‌ی α بزرگتر از ۲۰ درجه شد خطواره‌ها عمود می‌شوند. Solar و Brown (۲۰۰۱) با مطالعات ساختاری و ریز ساختاری در نواحی همگرایی مایل

دگرشکلی ترافشارشی مورد توجه محققین زیادی قرار گرفته است. در پهنه‌های برشی همگرایی مایل مجموعه‌ای از ساختارهایی که کوتاه‌شدگی عمود و برش‌خوردگی موازی با این منطقه را نشان می‌دهند. در وضعیت همگرایی مایل، حرکت امتدادی راستگرد پهنه تغییرشکل اصلی (PDZ) بر اساس مدل Sandersone و Marchini (۱۹۸۴) حرکت مواد فقط از قسمت بالای پهنه امکان پذیر است و از اطراف امکان جابجایی مواد وجود ندارد و Jones و Tanner (۱۹۹۵) با برداشتن این شرایط مرزی یک مدل ریاضی همگرایی مایل ارائه کردند که در آن مواد از همه طرف امکان جابه‌جایی دارند. این مدل در ارائه مدل‌های گوناگون دگرشکلی غیر هم‌محور همراهی می‌کند و می‌تواند سبب ضخیم‌شدگی و یا کوتاه‌شدگی در پوسته شود (شکل (d-a)). مدل همگرایی مایل Jones و همکاران

واحدهای چینه‌شناسی پرکامبرین

سنگ‌های کمپلکس دگرگونی (pcb): این مجموعه در پایانی‌ترین بخش جنوب منطقه رخنمون دارد. این مجموعه دگرگونی به دو واحد سنگی تقسیم می‌شود نخستین واحد، سنگ‌های دگرگونی درجه بالا شامل گنیس‌های آمفیولیت‌دار، شیست‌های غنی از آمفیبول، شیست‌های گرونا-دار، کوارتزیت - آلبیت - کلریت شیست، شیست‌های آهکی و دولومیت بلورین که به‌طور محلی با گرانیت به شدت تغییرشکل یافته و پگماتیت‌های گارنت‌دار درهم آمیخته‌اند.

گرانیتوئید میلونیتی (pc): این واحد در جنوب منطقه در نزدیکی روستای بابا احمد برونزد دارد و گستره‌ای نزدیک به حدود ۲ کیلومتر مربع را در برمی‌گیرد و در داخل سنگ‌های دگرگونی (pcb) پیش از زمان دگرگون شدن آن‌ها نفوذ کرده و سپس همزمان با مجموعه‌های دگرگونی یاد شده دگرگون شده است. سنگ‌های که از آنها به عنوان گرانیتوئید نام برده می‌شود دارای طیف وسیعی از گرانیت، گرانودیوریت، آلکالی گرانیت هستند. گرانیتوئیدهای میلونیتی دارای رنگ روشن بوده و در برخی مناطق به شدت تجزیه و دگرسان شده‌اند تا جایی که به خاک‌های مرغوب کشاورزی تبدیل گشته و توپوگرافی ملایمی را به وجود آورده‌اند (Rasoulzadeh, 2015).

واحد کربناته هم ارز سازند روت (pr): سنگ نهشته‌های دونین - کربونیفر به‌گونه همشیب و ناپیوسته توسط سنگ آهک‌های پرمین پوشیده می‌شود سنگ‌های پرمین در این ناحیه گسترش چشمگیر دارند و دارای چین‌خوردگی متوسط و شیب بسیار کم هستند و در بخش شمال منطقه مرز آن با رسوبات زیرین (دونین - کربونیفر) به‌وسیله سنگ آهک تخریبی مشخص می‌شود. این سنگ آهک‌ها به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره-اند و دارای گره‌ها و نوارهای چرتی هستند که اندازه نوارهای چرتی تا یک-متر و یا بیشتر می‌رسد (Rasoulzadeh, 2015).

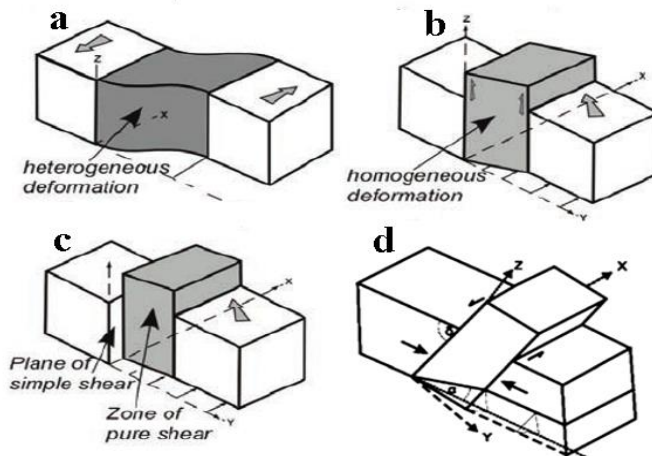
آهک‌های کرتاسه پیشین (k1): سنگ نهشته‌های کرتاسه پیشین در جنوب و جنوب غرب منطقه رخنمون دارند که از سنگ آهک متراکم به رنگ خاکستری روشن پدید آمده‌اند این سنگ آهک هیچ‌گونه لایه‌بندی نشان نمی‌دهند و بر روی مجموعه افیولیتی و دگرگونی‌های جنوب منطقه رانده شده‌اند.

ماسه سنگ و شیل با میان لایه‌های آهک (K2): این واحد شامل تناوبی از ماسه سنگ خاکستری و شیل همراه با میان لایه‌های آهک می‌باشد که عمدتاً در جنوب شرق شهرستان چالدران در غرب روستای آب-گرم، روستای شیخ سلوی سفلی و شیخ سلوی علیا و روستای ناور رخنمون دارد. ضخامت این واحد متجاوز از ۲۰۰ متر می‌باشد.

شمال کوهزاد آپالاش به شواهد انجام توزیع و وقوع همزمان حرکات امتدادی و تراستی دست یافتند. ترافشارش مایل صفحه عربی با بلوک البرز باختری - آذربایجان توسط Haji Hosseinlou و همکاران (۲۰۱۵) برای زون برشی خوی ارائه شد. آن‌ها نشان دادند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگرریختی منطقه خوی در اثر تکتونیک همگرا بین صفحه عربی و بلوک آذربایجان - البرز باختری در شمال باختر ایران روی داده است. Haji Hosseinlou (۲۰۱۹) رژیم تکتونیک راست‌گرد برای منطقه برشی قریس معرفی کردند. ایشان شواهد پهنه‌های برشی معکوس، امتدادلغز و شواهد توأم معکوس و امتدادلغز در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در ناحیه قریس معرفی شده است. همچنین تشکیل پهنه‌ی برشی قریس در پاسخ به تکتونیک همگرایی مایل راست‌گرد بوده است. همچنین در این مقاله سعی شده است مهم‌ترین مکانیسم های دگرشکلی، هندسه پهنه‌ی برشی و گسترش آن، شاخص های جنبشی برای پی بردن به سوی پهنه‌ی برش، ارتباط بین تکتونیک برشی و دیگر مکانیسم‌های دگرشکلی در منطقه و مدل پیشنهادی پهنه‌ی برشی چالدران صورت گرفت.

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد پژوهش بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمان - رسوبی ایران (Aghanabati, 2004) در زون ایران مرکزی و مجموعه های افیولیتی و سنگ‌های اولترامافیک ایران (Ghasemi and Talbot, 2006) قرار گرفته است. وجود برونزدهایی از آمیزه افیولیتی در گوشه جنوب غربی که بیشترین ادامه آن‌ها به محدوده منطقه چالدران کشیده می‌شود و وجود سنگ آهک‌های پلاژیک به سن (Coniacian-Campanian) از کرتاسه بالا، بیان‌گر وجود شاخه‌هایی از ریفت‌های نئوتتیس در این ناحیه و باز بودن این ریفت‌ها در راستای زمانی این اشکوب‌ها از کرتاسه بالا باشد. همچنین گسترش گدازه‌های بازالتی مربوط به فعالیت آتشفشان آارات و کالکوالکال بودن آنها به احتمال زیاد می‌تواند همانند آتشفشانی سهند و سبلان در ارتباط با مراحل پایانی فرورانش‌های کوهزایی آلپین باشد و از نظر تکتونوماگمایی آتشفشانی آارات را می‌توان به گروه سنگ‌های آتشفشانی مربوط به کمان آتشفشانی واقع در حاشیه فعال قاره نسبت داد. از نظر تکتونیک چنین می‌نماید که چهره کنونی منطقه مدیون حرکات کوهزایی پس از پلیوسن و حتی، به-دلیل رانده شدن سنگ‌های کربناته سازند قم بر روی واحد کنگلومرای مربوط به پلیوسن - کواترنر، نتیجه جنبش‌های کوهزایی رخ داده در سر آغاز کواترنر بوده باشد. نقشه‌های زمین شناسی از منطقه توسط Rasoulzadeh (۲۰۱۵) و مطالعات صحرائی تهیه شده است و داده های این مطالعات به شناسایی واحدهای چینه شناسی زیر منجر شده است (شکل ۲).



شکل ۱- بلوک دیگرامی از مدل‌های ترافشارشی از (Sanderson and Marchini, 1984; Jones and Tanner, 1995, Jones et al., 2004): (a) برش ساده ایده‌آل، (b) ترافشارش ایده‌آل با دگرشکلی همگن، (c) ترافشارش با توزیع برش محض و برش ساده و (d) مدل ترافشارش مایل.

Fig. 1. Block diagrams of transpression models after Sanderson and Marchini (1984), Jones and Tanner (1995), and Jones et al. (2005); (a) ideal simple shear, (b) ideal transpression with homogeneous deformation, (c) transpression with shear partitioned into pure shear within deforming block and simple shear, and (d) Inclinal transpression.

واحدهای چینه‌شناسی سنوزوئیک

سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی مربوط به این دوران از گسترش بیشتری در محدوده مورد مطالعه برخوردارند.

آهک پالتوسن تا ائوسن میانی (E_1): این واحد از آهک خاکستری

تا شیری که در غرب نوبی‌کندی، جنگ‌تپه، روستای عرب‌دیزج و بخش غربی منطقه مشاهده شده است، تشکیل می‌گردد. همچنین به صورت توده‌هایی با سنگ‌های اولترابازیک در زون آمیزه افیولیتی دیده می‌شود.

ائوسن (E): نهشته‌های ائوسن در مسیر روستای قرخ‌بلاغ به آرکوبین و

همچنین در جنوب دره روستای اینچه، در بخش زیرین با کنگلومرای آغاز می‌شوند با اندازه قطعات ریز تا قلوه و با گردشگری خوب و از خاستگاه گوناگون و در مقایسه با زمینه از دانه‌ها تشکیل شده است. این واحد کنگلومرای به صورت دانه بندی تدریجی عادی به ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود و در تناوب ماسه‌سنگ سیلتستون و گل‌سنگ و در داخل این مجموعه، لایه‌های سنگی آهکی رس‌دار وجود دارد که دارای فسیل‌های مرجان شاخی و دو کفه‌ای می‌باشد (رسول‌زاده، ۱۳۹۳).

الیگو - میوسن: نهشته‌های مربوط به الیگو - میوسن گسترش وسیعی

در منطقه دارند. این سنگ نهشته‌ها شامل سنگ آهک، مارن و کمی ماسه‌سنگ که هم ارز سازند قم (Omq_2) کنگلومرای قاعده‌ای (Omq_1) و

آهک ماستریشتین (K3): این واحد شامل آهک‌های دارای شکستگی

همراه با نودول‌های چرت است که به‌طور همشیب رسوبات کونیاسین- کامپانین را می‌پوشاند. رخنمون‌های این واحد در شمال و غرب چخورکندی، شمال و جنوب خان‌گل، شرق روستای حراملو و در روستای بدولی در دو سمت جاده قابل مشاهده می‌باشد.

سنگ‌های اولترابازیک (U): سنگ‌های اولترابازیک گسترده فراوانی

در غرب محدوده مورد مطالعه دارد. اولترابازیک‌ها در سنگ‌های دیگر در افیولیت ملانژها، مشخصه روشنی از زمان کرتاسه بالائی است.

افیولیت ملانژ (CM): این واحد سنگی که از سنگ‌های اولترابازیک،

اولترابازیک‌های سرپانتینیزه شده، گدازه‌های بازیک، گابرو، دیوریت، چرت-های رادیولردار، شیل‌های قرمز رنگ، سنگ‌آهک پلاژیک و ماسه‌سنگ پدید آمده، به صورت یک مجموعه درهم و تکتونیزه و حتی به صورت یک مخلوط تکتونیزه با مارن‌ها و سنگ آهک‌های مارنی پالتوسن در طول گسل‌های تراستی در شمال غرب و جنوب شرقی روستای قره‌کلیسا رخنمون پیدا می‌کند. همچنین این مجموعه از سنگ‌ها در غرب حراملو، شمال پیراحمدکندی، شمال بدولی، شمال غرب تا غرب روستای گجوت رخنمون دارند که بزرگترین رخنمون این واحد در شمال شرق شهرستان چالدران دیده شده‌است جایی که این واحد از رسوبات الیگومیوسن و کرتاسه بالایی توسط یک گسل اصلی (گسل بدولی) جدا می‌شود (Rasoulzadeh, 2015).

آآ، تومولوس، حفره‌دار، بمب‌های دوکی و با ساختمان‌های درونی منشوری و لایه‌بندی گدازه‌ای مشاهده می‌شود. گدازه‌های نواحی شمالی منطقه (ماکو) در ارتباط با گدازه‌های آرات و گدازه‌های مناطق جنوبی (چالدران) مشابه با گدازه‌های تندورک در ترکیه می‌باشد (Kheirkhah and Emami, 2010).

مواد و روش‌ها

در طی مطالعات صحرایی برداشت‌های ساختاری مورد نظر در برش‌های تعیین شده انجام گرفت. برای انجام مطالعات ریزساختاری از تمام سنگ‌های منطقه مورد مطالعه حدود ۱۰۰ مقطع نازک جهت دار تهیه گردید و برای تهیه مقاطع نازک جهت‌دار، برش موازی با خطوارگی کشتی و عمود بر برگوارگی میلونیتی انجام گرفت. دلیل نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه، تعیین شرایط دگرگونی در فازهای دگرشکلی و تعیین جهت برش در مقاطع می‌باشد. به منظور بررسی جنبشی منطقه مورد مطالعه، نتایج حاصل با وضعیت ساختاری هر نمونه و برداشت‌های صحرایی ترکیب شد. مطالعات آزمایشگاهی شامل بررسی ارتباط تبلور برخی از کانی‌ها با دگرشکلی، سازوکارهای دگرشکلی و شاخص‌های سوی برش بوده است. تفکیک مراحل دگرشکلی در واحدهای مختلف با بهره‌گیری از شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی انجام گرفته است و با توجه به بافت موجود در سنگ‌ها و رابطه پورفیروکلاست‌ها و بلورهای ماهی‌گون با برگوارگی‌های موجود، ارتباط بین مرحله‌های دگرشکلی با مرحله‌های دگرگونی مورد تفسیر قرار گرفته است.

بحث و یافته‌های پژوهش

بررسی گسل‌ها در محدوده‌ی چالدران: گسل‌ها را می‌توان از بارزترین ساختارهای چشم‌گیر، در مقیاس‌های مختلف در محدوده مورد پژوهش به شمار آورد. در بخش شمال‌غربی ایران و ترکیه، گسل گایلاتو - سیه‌چشمه (چالدران) - خوی (GSCK) یکی از گسل‌های اصلی است که در طی فازهای مختلف فشارشی فعالیت امتدادلغز راست‌گرد داشته است. این گسل، با طولی در حدود ۱۶۵ کیلومتر، یک گسل چند پاره است که هفت جزء منحنی شکل با گسترش در سوی NW-SE دارد. قطعات گسل همراه با نبودهایی در سطح زمین، از چندین گسل امتدادلغز راست‌گرد موازی تشکیل شده است. یکی از مهم‌ترین زمین‌لرزه‌ها در آذربایجان - غربی، زمین‌لرزه چالدران با بزرگی $M = 5.4$ در سال ۱۹۷۶/۱۱/۲۴ می‌باشد (Zamani and Masson, 2014). گسل قره‌کلیسا (راندگی قره - کلیسا) و گسل چالدران (امتدادلغز راست‌گرد) گسل‌های اصلی در منطقه هستند که جزء گسل افشانه‌ای از گسل تبریز می‌باشند. به علت وسعت منطقه نقشه گسل‌های منطقه در دو محدوده رسم شده است در محدوده

واحد مارنی و ماسه‌سنگ بالای سازند قم (Om₃) هستند که به‌گونه پیشرونده و دگرشیب بر روی واحدهای کهن‌تر جای دارد.

گدازه‌های آتشفشانی بازالتی (b): یکی از نواحی آتشفشانی داخل صفحات در ایران، فعالیت آتشفشانی بازالتی کواترنری در منطقه شمال - غربی کشور است. سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقه شمال‌غرب ایران در طول جغرافیایی ۵' ۴۴° تا ۱۰' ۴۵° طول شرقی و ۴۷' ۳۷° تا ۴۷' ۳۹° عرض شمالی در استان آذربایجان غربی در مرز ایران با جمهوری آذربایجان و ترکیه قرار گرفته‌اند که در مناطق مختلف بویژه ماکو، بازرگان، پلدشت، چالدران، سلماس و غرب ارومیه گسترش دارد (Kheirkhah and Emami, 2010). گسترش سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در منطقه ماکو از سایر مناطق بیشتر است به‌گونه‌ای که این سنگ‌ها از شرق پلدشت در ۵۵ کیلومتری شرق ماکو تا جنوب شهرستان چالدران مشاهده می‌شود. Nabavi (۱۹۷۶) در تقسیم‌بندی محدوده‌های زمین‌ساختی - رسوبی ایران، بخش عمده‌ی آذربایجان را در زون البرز آذربایجان قرار می‌دهد که بخشی از کمربند چین‌خورده آلپ - هیمالیا است. بزرگ‌ترین مراکز آتشفشانی منطقه، استراتوولکان آرات است که از دوقله بزرگ و کوچک (نزدیک مرز ایران و ترکیه) تشکیل شده است. آرات در حوضه کشتی چپ‌گرد و در امتداد پهنه کشتی، میان دو گسل پلکانی امتدادلغز Iğdir و Dogubeyazit-Gubulak قرار گرفته است. دو مرکز آرات بزرگ و کوچک با گسل از هم جدا شده و سبب ایجاد حوزه‌ای فراکشتی شده‌اند که رسیدن ماگما را به سطح آسان کرده است (Dewey et al., 1986). روانه‌های گدازه‌های آندزیتی - بازالتی از محل کراترهای آرات کوچک، مسیری بیش از ۱۰۰ کیلومتر را پیموده و به سوی جنوب خاور و خاور تا منطقه ماکو در شمال غرب ایران جریان یافته‌اند. چنین جریان‌هایی از دره‌های گسلی (دره ماکو) عبور کرده و بر روی آبرفت‌های جوان کواترنری گسترش یافته‌اند. در ۵۰ کیلومتری جنوب آرات، آتشفشان مرکزی به‌نام تندورک (Tendürek) وجود دارد که نزدیک مرز ایران (در منطقه چالدران) با گسترش حدود ۶۰ کیلومتر مربع دارای دو مخروط آتشفشانی است این آتشفشان در پهنه گسلی امتدادلغز راست‌گرد Balik Golu با راستای شمال - جنوب قرار گرفته است. روانه‌هایی از گدازه‌های انجماد یافته پاهوو و آآ در سرتاسر منطقه دیده می‌شوند. با تخلیه بازالت‌ها، در ادامه با خروج گدازه‌های تراکیتی گرانرو از این مراکز، مخروط‌هایی با دیواره‌های پرشیب و نیز تراکی بازالتهای منشوری (به ویژه در منطقه چالدران) گسترش یافته است (Kheirkhah and Emami, 2010). این گدازه‌ها از نظر ترکیب شیمیایی در محدوده‌ی سری سنگ‌های کالک - آلکانل از نوع بازالت، آندزیت بازالت قرار می‌گیرد. که از نظر کانی شناسی دارای الیوین، پیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز (آنورتیت تا لابرادوریت) هستند. گدازه‌های بازالتی کواترنری منطقه با ساخت‌های سطحی پاهوو،

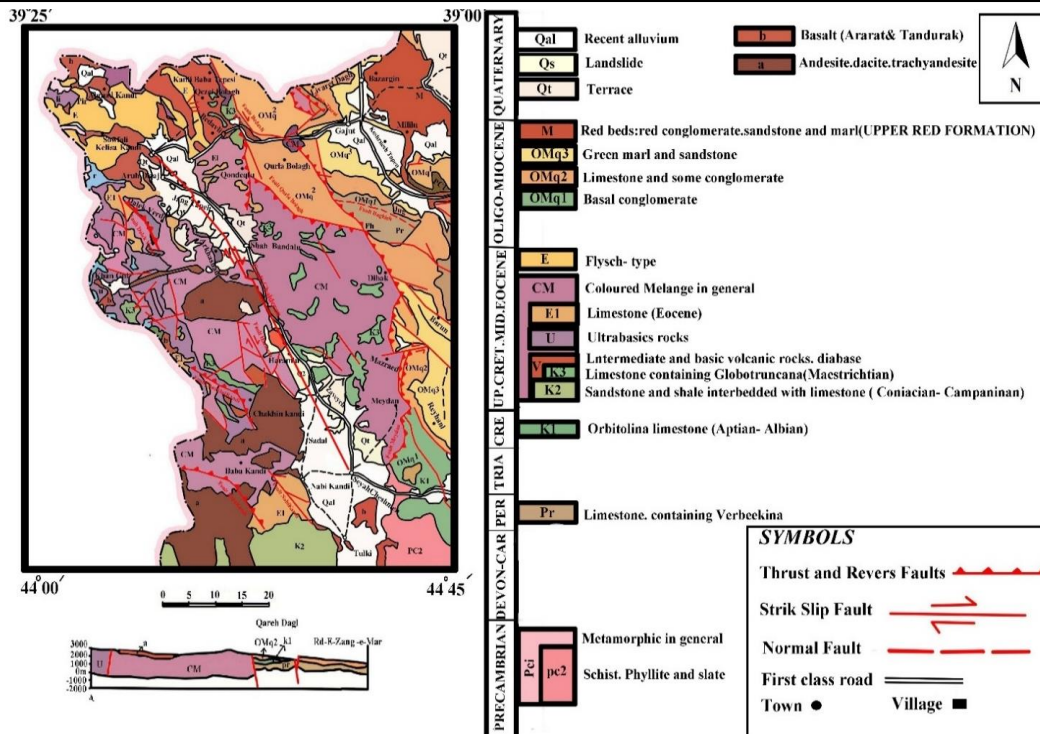
شیاری و همچنین خطواره‌های ناشی از کشیدگی کانی‌ها شکل می‌گیرد. در ادامه شرح مختصری در مورد مهم‌ترین گسل‌های اصلی منطقه که باعث دگرشکلی در محدوده‌ی مورد مطالعه شده‌اند داده می‌شود. همچنین جهت بررسی تنش‌های اصلی حاکم بر منطقه و نقش آن‌ها در دگرشکلی محدوده علاوه بر سایر روش‌های بررسی ساختاری در این بخش به تحلیل آماری گسل‌های رانده، عادی و امتدادلغز پرداخته شده‌است که نتایج حاصل به صورت نمودار گل‌سرخ، تصاویر استریوگرافی هم مساحت نمایش داده شده‌است.

گسل‌های اصلی محدوده مورد مطالعه

گسل گیلاتو- سیه چشمه (چالدران) - خوی (GSCK)

در پاسخ به همگرایی صفحات عربی - اوراسیا، ترفشارشی در شمال باختر زاگرس، باختر البرز و شمال غرب ایران دیده می‌شود. این پدیده سبب به وجود آمدن گسل‌های وارونی چون راندگی زاگرس، گسل منجیل و گسل اسپیتک شده است. از سوی دیگر گسل‌های قائم امتدادلغزی چون چالدران- خوی و گسل‌های گیلاتو - سیه چشمه - خوی در اثر حرکت تراگذاری به وجود آمده‌اند. بیشترین نرخ همگرایی میان صفحات عربی - اوراسیا در جنوب قفقاز و شمال غرب ایران در راستای مجموعه گسل‌های فعال راست گرد شمال غرب - جنوب شرق دیده می‌شود و در بخش‌های غربی‌تر راندگی در پوسته رخ داده است. در بخش شمال غربی ایران و ترکیه گسل گیلاتو - سیه چشمه - خوی یکی از گسل‌های اصلی به‌شمار می‌رود که طی فازهای مختلف فشارشی فعالیت امتدادلغز راست-گرد داشته است (Berberian, 1997). سامانه بزرگ گسل‌های امتدادلغز پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای عربی- اوراسیا دربردارنده گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد فعالی است (Selçuk et al., 2016). این گسل با طول ۲۰۰ کیلومتر با مکانیسم راستالغز راست‌گرد، در بخش میانی این سامانه قرار می‌گیرد. سامانه گسلی یاد شده درون مرز ایران و از شمال شرق به سوی شمال غرب دست کم از چهار پاره گسلی با نام‌های بدلان، سیه چشمه (چالدران)، کمرکسن و شادلو با پیشینه لرزه خیزی مشخص تشکیل شده است. این گسل از دریاچه گیلاتو (بالیخ گولی) ترکیه در شمال غرب تا دشت خوی با راستای کلی $N145^{\circ}$ ادامه می‌یابد. و در راستای خود غالباً مجموعه افیولیتی نئوتیس و مجموعه‌های آتشفشانی کمریند آندزیت -لاتیت نئوژن و پهنه بازالتی نئوژن کواترنری را قطع می‌کند (Allen et al., 2011) (شکل ۵).

چالدران و محدوده قره کلیسا. نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه (شکل- های ۳ و ۴) با استفاده از شواهد روی زمین و تصاویر ماهواره‌ای (Google Earth, 2019)، عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یک صد هزارم و دویست و پنجاهم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مطالعات صحرائی ترسیم شده است. گسل‌های اصلی محدوده مورد مطالعه عمدتاً از نوع رانده و امتدادلغز راست‌گرد با راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند نظیر گسل چالدران با عملکرد راستالغز راست‌گرد و راستای شمال غرب - جنوب شرق یا گسل‌های بدولی، ریحانلو، قورولابلاغ، میدان و اینکه که همگی دارای عملکرد معکوس و راستای شمال غرب - جنوب شرق دارند. گسل راندگی قره کلیسا و گسل اینکه و امام‌کندی در غرب منطقه و گسل یایچی در شمال منطقه، از دیگر گسل‌ها می‌توان گسل سوسوند و سوکار را هم نام برد. با توجه به این نقشه می‌توان دریافت که تمرکز گسل خوردگی در شمال شرقی (NNE) و جنوب غرب منطقه بیش‌تر از نیمه شمالی و شمال غرب است زیرا مطالعات مغناطیس-سنجی انجام شده از منطقه نشان می‌دهد که به علت وجود نهشته‌های رسوبی در نیمه غربی منطقه گسل‌ها در این نیمه در حالت مخفی هستند یا به اصطلاح کور هستند. شیب اکثر گسل‌های راندگی در منطقه مورد مطالعه با راستای گسل تبریز هم‌خوانی دارد و گسل‌های دیگری که تقریباً با راستای شمال شرق - جنوب غرب در منطقه مشاهده می‌شوند، جزء گسل‌های راستالغز راست‌گرد می‌باشند و این گسل‌ها شامل گسل تازه‌کند، گسل شوط و گسل قره‌جلو می‌باشند. گسل‌های راستالغز F_{11} ، F_{12} و F_{13} گسل‌های معکوس را قطع کرده‌اند. بنابراین این گسل‌ها از گسل‌های راندگی جوان‌تر هستند. در منطقه‌ی مورد پژوهش گسل‌های عادی، گسل-های عادی دومینو، عادی قاشقی شکل هم به طور محلی دیده می‌شوند. در نیمه‌ی جنوب غربی منطقه مجموعه افیولیتی چالدران قرار دارد، که بیشتر سنگ‌های دگرگونی منطقه توسط گسل چالدران، قره کلیسا و اینکه دگرشکل شده و خاصیت فابریک میلونیتی را پیدا کرده‌اند. در جدول ۱ مشخصات و مکانیسم گسل‌های برداشتی نشان داده می‌شود، مشخصات و مکانیسم گسل‌ها عبارتند از طول گسل‌ها بر حسب کیلومتر، امتداد گسل‌ها و شیب گسل‌ها و نوع گسل خوردگی و سازندهای که جابه‌جا کرده است. معمولاً خطواره‌های سایشی با گسل خوردگی شکننده همراه هستند و اغلب از بلورهای رشته‌ای که از یک طرف سطح گسل تا طرف دیگر آن کشیده می‌شوند، تشکیل شده‌اند. این خطواره‌ها غالباً در سطوح گسلی و همچنین در چین‌های خمشی - لغزشی دیده می‌شوند. لغزش لایه‌ها بر روی یکدیگر باعث ایجاد صفحات لغزش می‌گردد. بر روی این صفحات، خطوط لغزشی و



شکل ۲- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه.
Fig. 2. Geological map of the study area.

تحت تأثیر توپوگرافی دچار انحنا می‌شود. جهت شیب گسل قره‌کلیسا به طرف شمال شرق بوده (40° NE) و علی‌رغم تغییر راستا می‌توان آزمونت صفحه گسل را به طور میانگین $N315^{\circ}$ در نظر گرفت. اصولاً راندگی‌های موجود در این منطقه که به صورت فلسی عمل نموده‌اند سبب رانده شدن واحدهای رسوبی سنوزوئیک زیرین بر روی واحدهای دگرگونی شده است. میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی و الترابازیک در این منطقه ناشی گسل راندگی قره‌کلیسا می‌باشد. در این منطقه، بر اثر عمل کرد راندگی اینچه و قره-کلیسا ساختار دوپلکس در منطقه ایجاد شده است (شکل ۵). میانگین موقعیت هندسی (شیب - امتداد) گسل قره‌کلیسا $N45^{\circ}W, 44^{\circ}NE$ است. خط-واره‌های سایشی و شیارخوردگی نیز در منطقه قره‌کلیسا مشاهده شده‌اند. در سطوح برش گسلی قره‌کلیسا خط‌خش‌های با موقعیت میانگین $N18^{\circ}W/20^{\circ}NE$ ، $N30^{\circ}W/25^{\circ}NE$ ، $N25^{\circ}W/15^{\circ}NE$ ، $N45^{\circ}W/20^{\circ}NE$ ، $N32^{\circ}W/20^{\circ}NE$ ، $N20^{\circ}W/20^{\circ}NE$ ، $N31^{\circ}W/20^{\circ}NE$ (میل- روند) دیده می‌شود که جهت لغزش شیب‌لغز معکوس با مؤلف راست‌الغز راست‌گرد را نشان می‌دهد (شکل ۸).

گسل بدولی

گسل بدولی در شمال غرب محدوده مورد مطالعه واقع شده‌است که از انتهای گسل رانده ریحانلو شروع شده پس از عبور از روستای بدولی از مرز

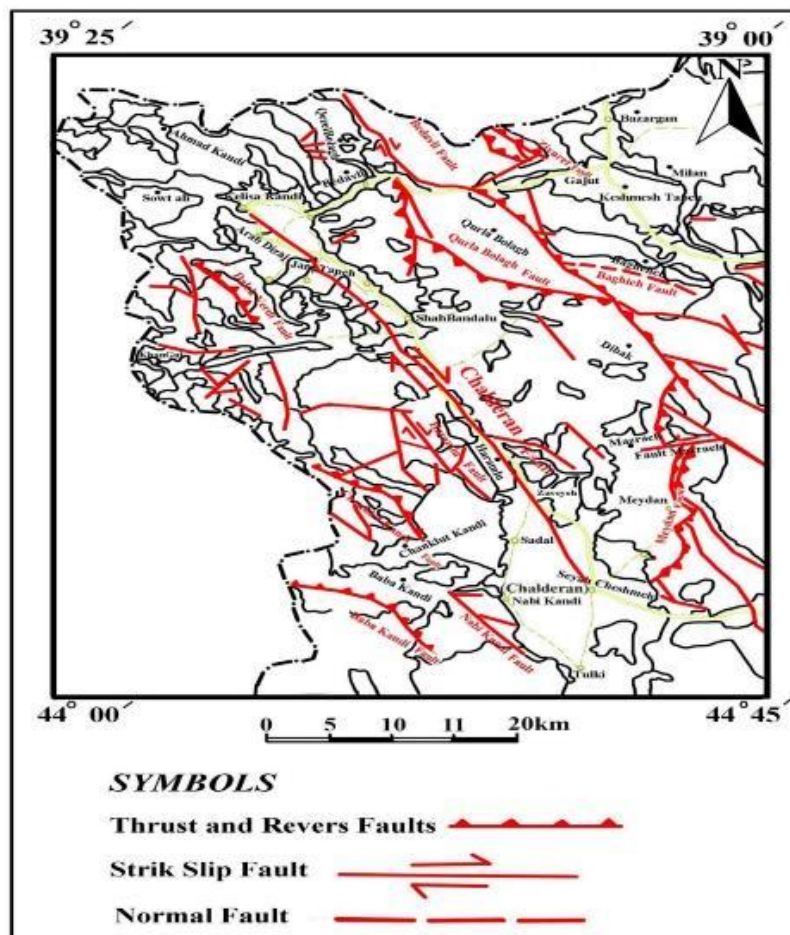
گسل شمال تبریز یکی از مهم‌ترین گسل‌های مؤثر در شمال غرب ایران و یکی از ساختارهای خطی مهم ایران به شمار می‌رود شاخه‌های متعددی از این گسل منشعب شده است که در محدوده مورد مطالعه گسل گیلانو - سیه‌چشمه (چالدران) - خوی از شاخه‌های گسل تبریز به شمار می‌رود یک گسل چند پاره است که هفت جزء منحنی شکل با گسترش در سوی شمال غرب- جنوب شرق دارد. قطعات گسل همراه با نبوده‌هایی در سطح زمین، از چندین گسل امتدادلغز راست‌گرد موازی تشکیل شده است. این گسل در شهرستان خوی از گسل تبریز منشعب شده و از پس از عبور از خوی و چالدران در بخش شمال آواجیق از مرز ایران و ترکیه خارج شده و در ترکیه با چندین افشانه‌ی نرمال به پایان رسیده است (Esmaili et al., 2019). براساس مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی که توسط Rousatei و همکاران (۲۰۱۷) صورت گرفته است زمین‌لرزه‌های چالدران به بزرگای $M = 5.7$ و $M = 4.8$ که به ترتیب در سال‌های ۱۹۷۶ و ۱۹۶۸ به وقوع پیوسته است دارای مکانیسم امتدادلغز راست‌گرد بوده و احتمالاً در ارتباط با گسل سیه‌چشمه - خوی می‌باشند (Roustaei et al., 2017).

گسل راندگی قره‌کلیسا

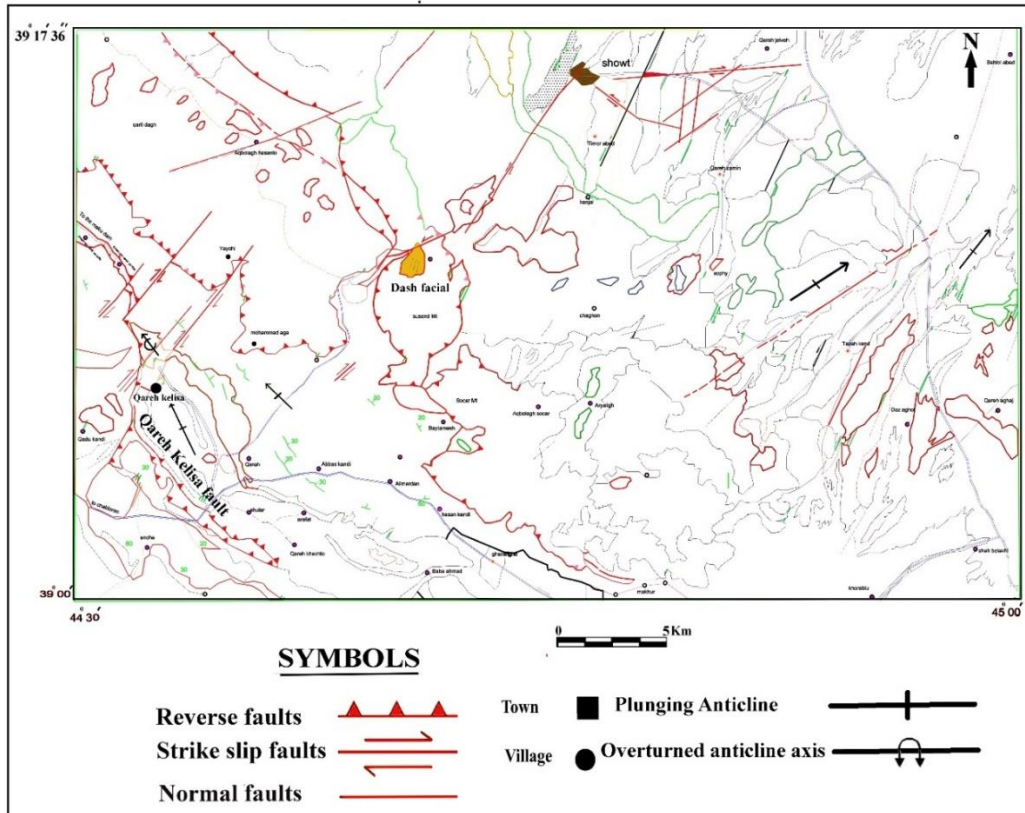
این گسل از ارتفاعات قره‌کلیسا (کلیسای طاطاووس) می‌گذرد. اصولاً شیب صفحه این گسل‌ها نسبتاً ملایم بوده به طوری که راستای این گسل

و $N08^{\circ}W/14^{\circ}NE$ ، $N118^{\circ}W/12^{\circ}NE$ ، $N14^{\circ}W/15^{\circ}$ و $N03^{\circ}W/18^{\circ}NE$ می‌باشند. راستای کلی این گسل NW-SE بوده و دارای امتداد $N69^{\circ}W$ می‌باشد. شیب سطح گسل در حدود 37° به سمت شمال شرق ($N69^{\circ}W/37^{\circ}NE$) است. در منطقه بدولی آواجیق علاوه بر گسل اصلی بدولی که عملکرد معکوس دارد، در مطالعات صحرایی گسل-خوردگی نرمال هم شناسایی شده که منجر به ایجاد دره گسلی شده است در طول این دره بازالت‌های منشأ گرفته از مخروط آتشفشانی آرات جای گرفته و ساخت‌های منشوری را ایجاد کرده است در شکل ۸ خش لغزش‌ها روی سطوح برشی گسل بدولی با زاویه ریک و جهت حرکت نشان دهنده گسل نرمال با مؤلفه راستالغز راست‌گرد است میل و روند خطوط لغزشی $N08^{\circ}E/14^{\circ}NE$ می‌باشد و تمرکز خش لغزش‌ها بر روی صفحه گسلی بدولی (میل - روند) $N10^{\circ}W/14^{\circ}$ می‌باشد. شکل ۹ تصویر ماهواره‌ای دره گسلی بدولی را نشان می‌دهد.

ایران و ترکیه خارج شده است. مکانیسم آن رانده و شیب صفحه گسلی آن به سوی شرق - جنوب شرق است که در راستای آن نهشته‌های کرتاسه بالایی (آمیزه رنگین) از رسوب‌های الیگو-میوسن (سازند قم) تفکیک می‌شود. نمایش گسل بدولی بر روی مقطع عرضی مشاهده می‌شود (شکل ۶). طول آن از شرق ماکو تا شمال خوی نزدیک به ۱۱۰ کیلومتر است. که طول این گسل در محدوده مورد مطالعه ۳۴ کیلومتر می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه گسل بدولی یک گسل رانده است که با عملکرد معکوس خود باعث رانده شدن آهک‌های معادل سازند روته و آهک و مارن‌های سازند قم شده است. خش لغزش‌های برداشت شده از محل دره گسلی در بدولی نشان می‌دهد گسل یاد شده شیب لغز نرمال با مؤلفه راستالغز راست‌گرد می‌باشد در شکل ۷ نمونه ای از خش لغزش‌های برداشت شده از سطح گسل در منطقه بدولی را نشان می‌دهد. که این خطواره‌های لغزشی روی صفحه گسل بدولی دارای میانگین موقعیت فضایی $NE, N14^{\circ}W/10^{\circ}NE$

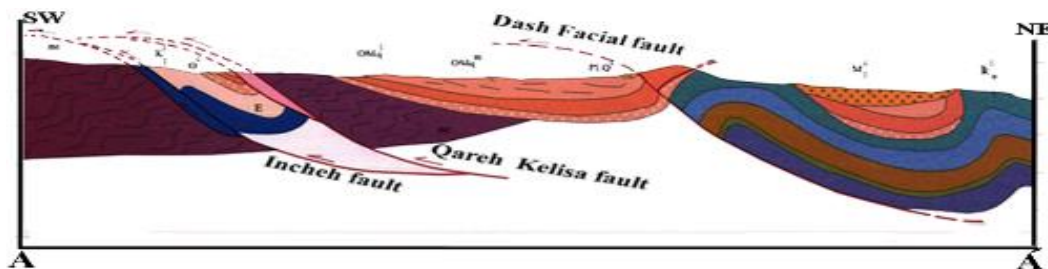


شکل ۳- نقشه گسل‌های محدوده چالدران.
Fig. 3. Faults map of the Chalderan area.



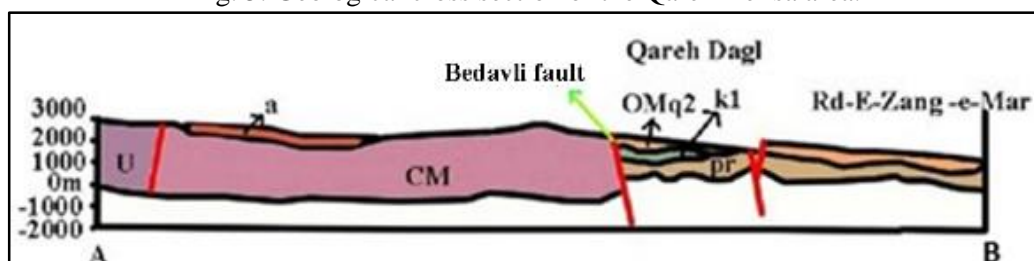
شکل ۴- نقشه گسل‌های محدوده قره‌کلیسای چالدران.

Fig. 4. Faults map of the Qareh Kelisa (Chalderan) area.



شکل ۵- مقطع زمین شناسی منطقه قره‌کلیسا.

Fig. 5. Geological cross section of the Qareh Kelisa area.



شکل ۶- نیم‌رخ از مقطع زمین شناسی منطقه بدولی.

Fig. 6. Geological cross section of the Bodovli area.

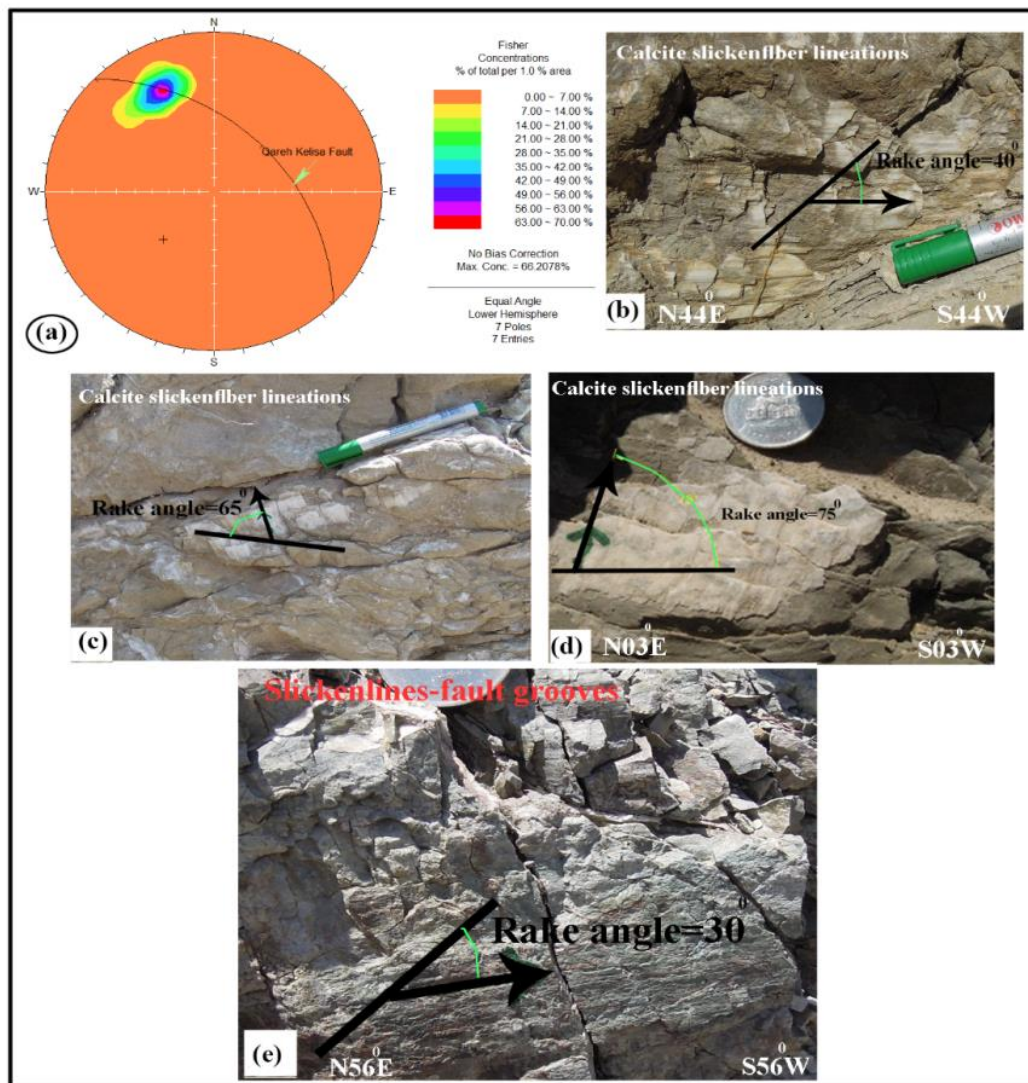
گسل ریحانلو

یکی دیگر از گسل‌های اصلی محدوده مورد مطالعه گسل ریحانلو است. در منطقه مورد مطالعه گسل ریحانلو دارای طولی در حدود ۳۰ کیلومتر، امتداد $N37^{\circ}W$ و جهت و مقدار شیب $SE 20^{\circ}$ می‌باشد. این گسل یک گسل شیب‌لغز معکوس است که باعث رانده شدن آهک‌های اریبتولین‌دار به سن کرتاسه (K1) بر روی واحدهای مارن و کربناته سازند قم شده‌است. جابه‌جایی گسل ریحانلو توسط گسل راست‌الغز چپ‌گرد مزرعه

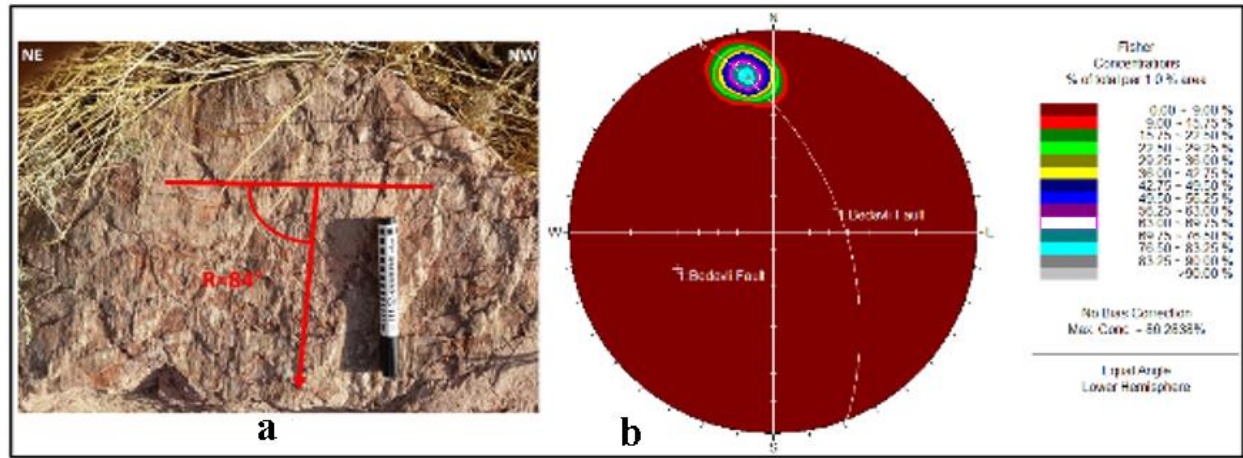
و بالا آمدگی سنگ آهک‌های کرتاسه در اثر رانندگی با شیب مخالف توسط گسل‌های رانده ریحانلو شده است (شکل ۱۰).

گسل اینچه

گسل اینچه در جنوب‌غربی محدوده مورد مطالعه قرار دارد که با امتداد $N40^{\circ}W$ و جهت شیب $NE 40^{\circ}$ در راستای گسل ریحانلو واقع شد. طول تقریبی گسل در محدوده مورد مطالعه ۱۷٫۷ کیلومتر می‌باشد. گسل اینچه باعث رانده شدن سنگ‌های دگرگونی به سن پرکامبرین بر روی آهک‌های سنوزوئیک شده است (شکل ۱۱).



شکل ۷- (a) تصویر استریوگرافیکی از میل و روند خش لغزش‌ها بر روی سطح گسل قره‌کلیسا و (b-e) خش لغزش‌ها روی سطوح برشی گسل قره‌کلیسا.
Fig. 7. (a) Stereographic projection of slickenlines plunge and trend on Qareh Kelisa fault surface and (b-e) slickenlines on Qareh Kelisa fault shear surfaces.



شکل ۸- (a) خش لغزش‌ها روی سطوح برشی گسل بدولی و (b) تصویر استریوگرافیکی از میل و روند خش لغزش‌ها بر روی سطح گسل بدولی.
 Fig. 8. (a) Slickenlines on Bodovli fault shear surfaces and (b) stereographic projection of slickenlines plunge and trend on Bodovli fault surface.



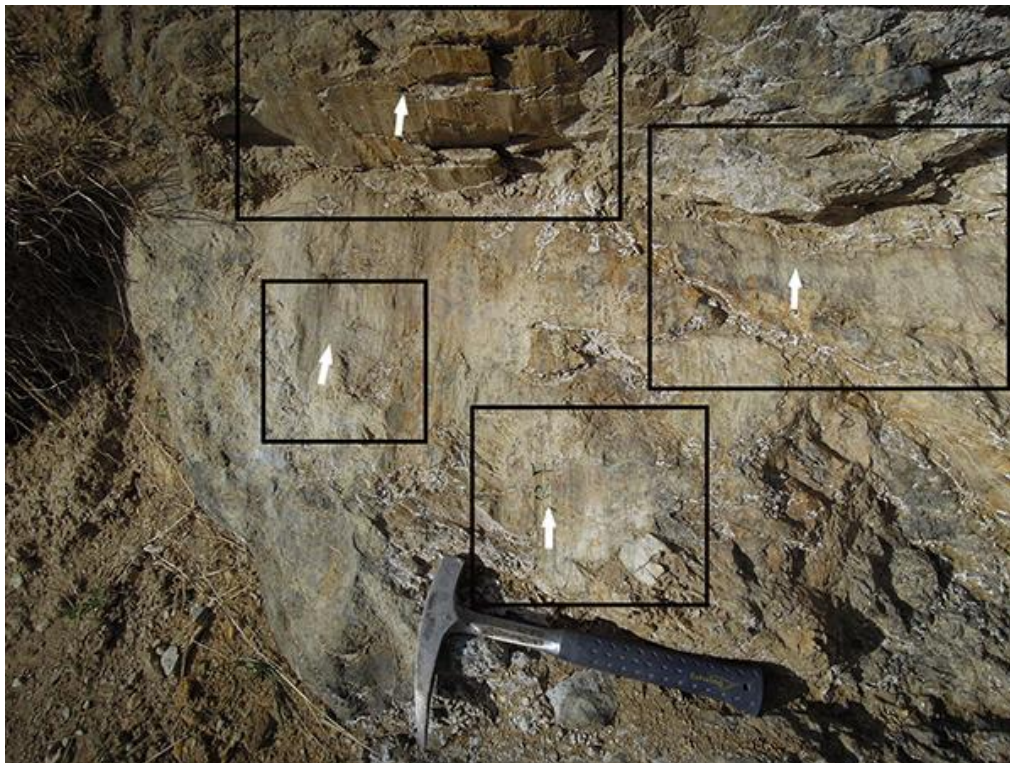
شکل ۹- تصویر ماهواره‌ای دره گسلی بدولی که دارای راستای شمال غربی-جنوب شرقی است و گسل‌های نرمال همسوی واقع در آهک‌های بالایی دره بدولی (F_1 , F_2) مشاهده می‌شود.

Fig. 9. Satellite image of Bodovli fault valley which has a northwest-southeast direction and parallel normal faults located in the upper limestones of Bodovli valley (F_1 , F_2).



شکل ۱۰- گسل معکوس ریحانلو که موجب رانده شدن سنگ آهک و مارن‌های سازند قم بر روی سنگ‌های افیولیتی شده‌است.

Fig. 10. Reihanloo reverse fault, which has caused limestone and marls thrusting of Qom Formation on ophiolite rocks.



شکل ۱۱- خش لغزش‌ها روی سطوح برشی گسل اینچه.

Fig. 11. Slickenlines on Encheh fault shear surfaces.

گسل راندگی داش فیشل

این گسل‌ها از ارتفاعات کوه‌های سوسوند و سوکار و داش فیشل می‌گذرد که سرتاسر منطقه قره کلیسا را با راستاهای شمال غرب - جنوب شرق در بر می‌گیرد. به علت شیب ملایم صفحه‌ی این گسل‌ها، امتداد آن‌ها در نقاط مختلف، متغیر است. امتداد آن‌ها را می‌توان $N300^{\circ}$ در نظر گرفت. شیب صفحه آن کم‌تر از 20° درجه به سمت شمال شرق است طول تقریبی این گسل در منطقه $34/10$ کیلومتر می‌باشد. زمین لغزش داش فیشل که باعث ایجاد دو سطح لغزش در منطقه شده است، ناشی از گسل‌های راندگی سوسوند، سوکار و داش فیشل در منطقه می‌باشد (شکل ۱۲).

پورفیروکلاست‌های پوششی (Mantel porphyroclastic)

پورفیروکلاست‌های پوششی از دیگر ساختارهای مشاهده شده در منطقه مورد پژوهش هستند. این ساختار از مهم‌ترین نشانگرهای سوی برش در منطقه هستند. طبق تعریف Passchier و Trouw (۲۰۰۵) پورفیروکلاست‌ها پوششی از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه ریز از بلور هم‌جنس تشکیل شده‌اند. پورفیروکلاست‌های پوششی موجود در روستای اینچه و قره کلیسا از نوع δ و σ می‌باشند. در این منطقه پورفیروکلاست‌های پوششی معمولاً از جنس فلدسپات پتاسیم هستند که در یک ماتریس کوارتز - فلدسپار - میکا تشکیل شده‌اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به صورت دنباله دگرشکل شده باشند که در دو طرف پورفیروکلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت ادامه دارند. به نظر می‌رسد که بال‌ها کشیده شده‌اند در حالی که بخش مرکزی آن به صورت هسته ثابت و مقاوم از حاشیه شروع به تبلور و چروکیدگی کرده و تغییر اندازه می‌دهد. شکل این بال‌ها می‌تواند برای تعیین نوع برش مورد استفاده قرار گیرد که حاوی اطلاعاتی از رئولوژی زمینه و اصطکاک بین زمینه پورفیروکلاست می‌باشد (شکل ۱۳).

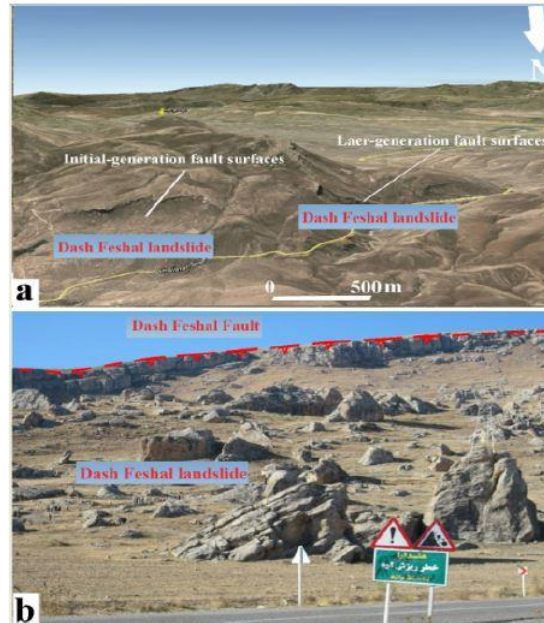
بلورهای ماهی‌گون (Mineral Fish)

بلورهای ماهی‌گون معمول‌ترین نشان‌گر سوی برش شکل‌پذیر در این منطقه مورد مطالعه در مقیاس میکروسکوپی هستند. طبق تعریف Ten Grotenhuis و همکاران (۲۰۰۳) بلورهای ماهی‌گون پورفیروکلاست منفرد لوزی و عدسی شکل کشیده هستند که در میلونیت‌ها معمول می‌باشند. در مقاطع نازک مطالعه شده از منطقه مورد مطالعه، میکاها شکل ماهی از خود نشان می‌دهند. بر اساس ریخت‌شناسی در این پهنه برشی، بلورهای ماهی‌گون را به دو شکل تقسیم‌بندی شده‌اند که شامل: (۱) سیگموئیدال، (۲) به شکل متوازی‌الاضلاع هستند. در انواع بلورهای ماهی-

گون، زاویه بین محور طویل بلورهای ماهی‌گون با صفحه برش شکل‌پذیر در این پهنه حدود 40° - 0° می‌باشد. در میکاشیست‌های میلونیتی در منطقه روستای قوری‌ناو سفلی در جنوب شرق چالدران، بلور میکا ماهی به شکل کشیده و موازی با برگوارگی مشاهده می‌شود. بلورهای درشت در زمینه ریز میلونیت دیده می‌شود (شکل ۱۴a). میکاماهی در شیست میلونیتی در این منطقه طبق تقسیم‌بندی Passchier و Trouw (۲۰۰۵) در گروه ۳ قرار می‌گیرد. در این حالت پله‌شدگی در میکا و بال-هایشان گسترش پیدا می‌کنند. میکاماهی به شکل سیگموئیدال در منطقه روستای آرکون در جنوب شرق چالدران در داخل شیست میلونیتی بیشتر گسترش دارند (شکل ۱۴b)، به نظر می‌رسد این میکاها در گروه ۵ طبق تقسیم‌بندی Ten Grotenhuis و همکاران (۲۰۰۳) از چرخش به عقب از موقعیت اولیه خود که تقریباً موازی برگوارگی بوده و به حالت مایل نسبتاً پایدار جدید رسیده‌اند به وجود آمده‌اند. میکاماهی‌ها به شکل سیگموئیدال در داخل شیست میلونیتی تشکیل شده است این میکاها در گروه ۱ و ۲ طبق تقسیم‌بندی Ten Grotenhuis و همکاران (۲۰۰۳) قرار دارد (شکل ۱۴c و d).

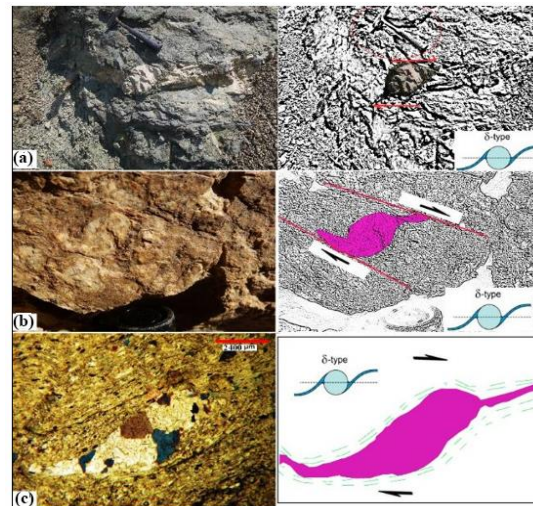
چین‌های هم شیب و چین‌های غلافی در منطقه مورد مطالعه

از دیگر ساختارهای منطقه مورد مطالعه، وجود چین‌های هم‌شیب می‌باشند. دگرشکل شدید در کل مجموعه دگرگونی این منطقه باعث تشکیل این چین‌ها در پهنه‌های برشی شده است (شکل C-15). برای تعیین موقعیت صفحه‌ی محوری چین‌ها بر روی شبکه استریونت مقدار و جهت شیب و همچنین امتداد یال چین‌های متقارن منطقه اندازه‌گیری شده و وارد نرم افزار SpheriStattm 2.2 شد، تصویر استریوگرافی هم‌مساحت قطب یال‌ها ترسیم گردید، به این ترتیب صفحه محوری که در بردارنده نیمساز زاویه بین دو ناحیه تمرکز قطب‌ها و محور π می‌باشد به دست آمد (شکل ۱۵d). وجود چین‌های غلافی در این منطقه نشان می‌دهد که بخش بزرگی از منطقه در پهنه برشی (به عرض ۲ کیلومتر) قرار دارد (شکل ۱۶). چین‌های غلافی عبارتند از چین‌های غیراستوانه‌ای که در پهنه‌های برشی و به خصوص در سنگ‌های میلونیتی در طول یک دگربرختی برشی واحد گسترش می‌یابند (Haji Hosseinlou et al., 2015). چنین چین‌هایی می‌توانند در هر زمانی از گسترش دگرشکلی پیشرونده غیر هم‌محور ساخته شوند این نوع چین‌ها در دیوریت میلونیتی در روستای کران بالا قابل مشاهده است. چین‌های غلافی منطقه در طول پهنه‌ی برشی شمال غرب - جنوب شرق در جهت راست‌گرد تشکیل شده‌اند شیب زون برشی در این منطقه زیاد است.



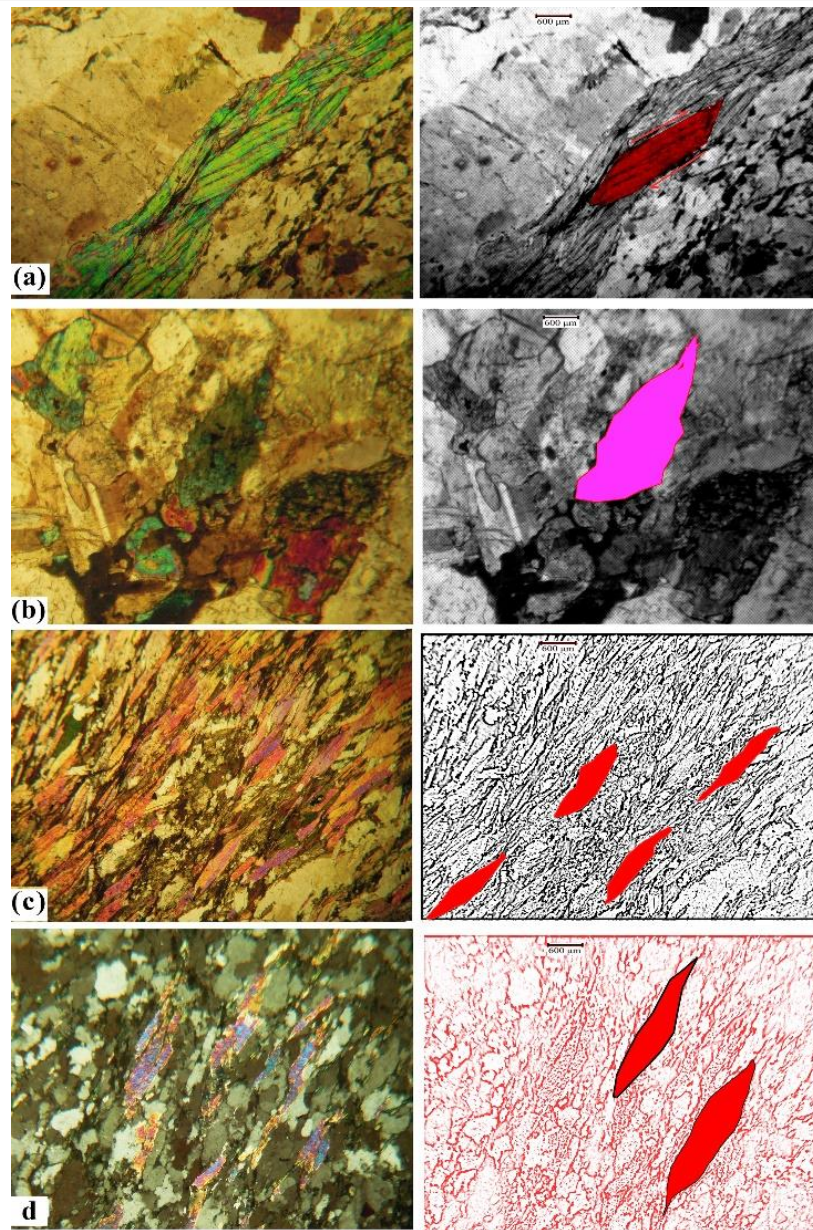
شکل ۱۲- ایجاد زمین لغزش داش فیشل ناشی از گسل داش فیشل می باشد؛ (a) دو سطح لغزش، زمین لغزش داش فیشل ناشی از گسل های راندگی سوسوند، سوکار و داش فیشل در منطقه می باشد و (b) زمین لغزش داش فیشل در منطقه مورد مطالعه، جهت دید عکس $N170^{\circ}$.

Fig. 4. Landslide of Dash Feshal is due to Dash Feshal fault; (a) two slide surfaces, landslide of Dash Feshal is due to Susunad, Sukar and Dash Feshal thrust faults in the study area and (b) Landslide of Dash Feshal in the study area, Photo view $N170^{\circ}$.



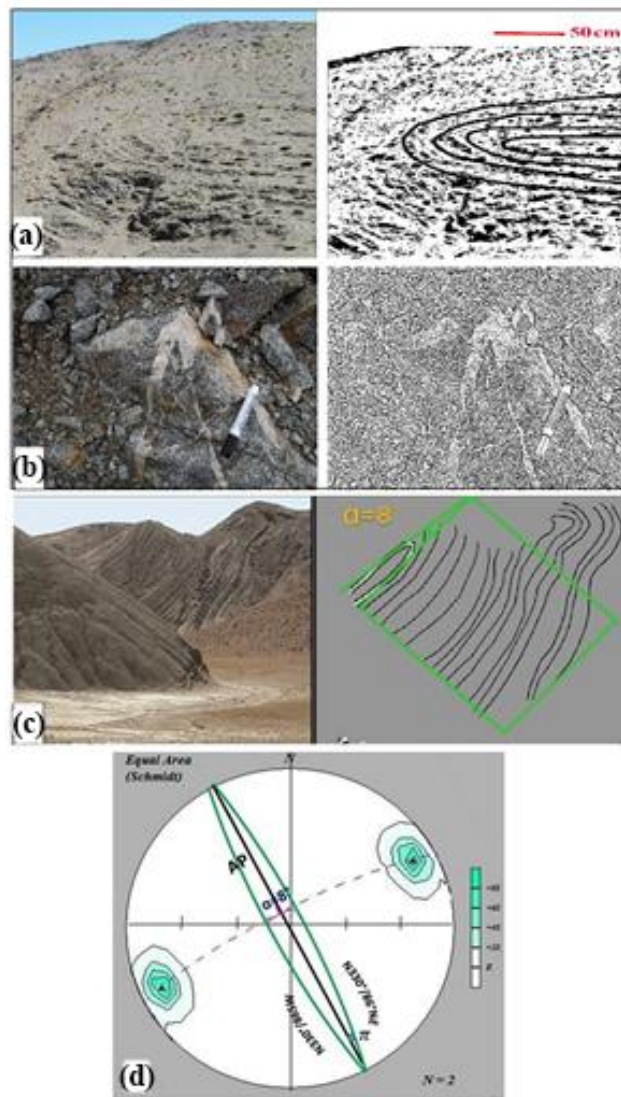
شکل ۱۳- (a) شیست میلونیتی با پورفیروکلاست پوششی از نوع δ از فلدسپار پتاسیم دار در منطقه قوری ناو علیا در جنوب شرق چالدران، جهت دید عکس $N038^{\circ}$ ، (b) گرانیتوئید میلونیتی با پورفیروکلاست های پوششی نوع δ از فلدسپار پتاسیم دار در جنوب شرق منطقه قوری ناو سفلی، جهت دید عکس $N070^{\circ}$ و (c) میلونیت کوارتز-فلدسپار-میکا با پورفیروکلاست های پوششی نوع δ از نوع فلدسپار پتاسیم دار در جنوب شرق منطقه قوری ناو سفلی، نورپلاریزه (PPL). برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی است. نوع برش در همه تصاویر راست گرد است.

Fig. 13. (a) Mylonitic schist with a δ type mantled porphyroclast of K-feldspar from Sofla Gori Naw area in south east Chalderan, photo view $N038^{\circ}$, (b) mylonitic granitoid with a δ type mantled porphyroclast of k-feldspar in south east Sofla Gori Naw area, photo view $N070^{\circ}$, (c) mylonitic mica-quartz- feldspar with a δ type mantled porphyroclast of k-feldspar in south east Sofla Gori Naw area, PPL. Section parallel to the stretching lineation and normal to the foliation. Shear sense in all photographs is dextral.



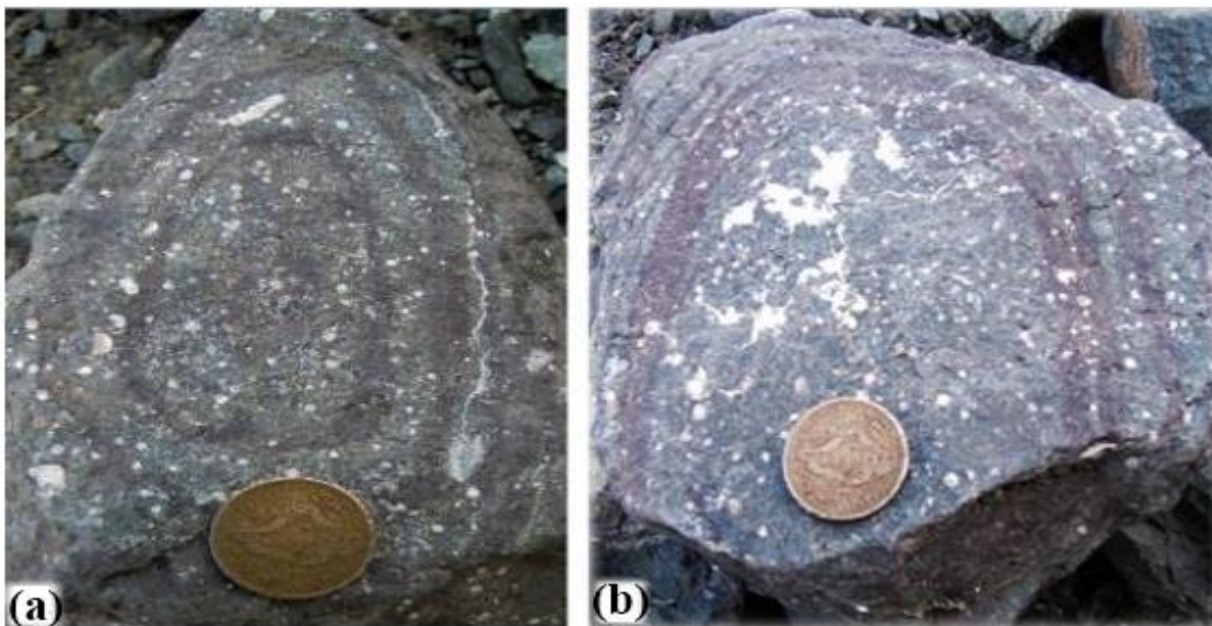
شکل ۱۴- تصویر میکروسکوپی انواعی از بلورهای ماهی گون؛ (a) میکا ماهی با پورفیروکلاست تجدید تبلور یافته میکا به شکل متوازی الاضلاع لوزی شکل با برگوارگی میلونیتی، منطقه قوری نوسفلی، (b) شیست میلونیتی با بلور میکاماهی به شکل سیگموئیدال، منطقه آرکوبین، جنوب شرق چالدران، (c) شیست میلونیتی با بلور میکاماهی به شکل سیگموئیدال، منطقه آبگرم و (d) شیست میلونیتی با میکا موسکوویت ماهی به شکل سیگموئیدال، منطقه اینجه سفلی، جنوب شرق چالدران. نوع حرکت برشی در همه تصاویر راست گرد است. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی، نورپلاریزه (PPL).

Fig. 14. Photomicrographs of different types of mica fish; (a) mica fish with rhomboidal shaped recrystallized mica porphyroclast with mylonitic foliation, Sofla Gori Naw area, (b) mylonitic schist with sigmoidal shaped mica fish from Arkovin area, south east Chalderan, (c) mylonitic schist with sigmoidal shaped mica fish from Abghram area, and (d) mylonitic schist with sigmoidal shaped muscovite mica fish from Sofla Encheh area, south east Chalderan. Section parallel to the stretching lineation and normal to the foliation. Shear sense in all photographs is dextral, PPL.



شکل ۱۵- (a) چین همشیب خوابیده در منطقه آبگرم - شیخ سلوی بالا، جهت دید عکس $N055^{\circ}$ ، (b) چین همشیب در سنگ‌های گابرو میلونیتی منطقه کران بالا، جنوب شرق چالدران، جهت دید عکس $N353^{\circ}$ ، (c) چین همشیب میل دار در شیل‌های مارنی، منطقه ریحانلوی سفلی، در شمال شرق چالدران، امتداد سطح محوری $N330^{\circ}$ می‌باشد و (d) تصویر استریوگرافی تمرکز قطب یال‌های چین متقارن و تعیین موقعیت سطح محوری چین با استفاده از نیمساز زاویه بین دو نقطه تمرکز قطب‌ها و نمودار π . AP: سطح محوری چین که قائم است. زاویه بین یالی (a) برابر با 8° درجه است.

Fig. 15. (a) Recumbent isoclinal fold in the Abgharm – Shekh Soloy Bala area, photo view $N055^{\circ}$, (b) isoclinal fold in in mylonitic gabbro rocks in the Keran Bala area, south east Chalderan. Photo view $N353^{\circ}$, (c) plunging isoclinal fold in marl shales, Reihanloo sofla area, in north east Chalderan. The axial surface strike is $N330^{\circ}$, (d) stereographic projection of the polar plot of limbs of symmetrical folds and determination of the position of the axial surface of the fold using a bisector of the angle between the two focal points of the poles and π diagram. AP: The axial surface of the fold that is perpendicular. Interlimb angle (a) of 8° is.



شکل ۱۶- (a-b): چین‌های غلافی در منطقه کران پایین، جنوب چالدران، جهت دید عکس N049°.
 Fig. 16. (a-b) Sheath fold in Keran Paien area, south Chalderan, photo view N049°.

و نسبتاً مستقیم و ادامه‌دار می‌باشد. بر عکس نوع 'C'، فابریک C/S میلوئیت‌هایی که برگوارگی در آن‌ها ضعیف بوده و درصد کمی میکا دارند گسترش می‌یابد. این فابریک بیشتر در پهنه‌های برشی با درجه متوسط معمول بوده و به خصوص در گرانیتهای تغییرشکل یافته دیده می‌شود. در حالی که فابریک نوارهای برشی نوع C در اطراف پورفیروکلاست‌های فلدسپار دور می‌زنند. نوارهای برشی نوع C در محل‌هایی با وجود تنش تقسیم شونده بالا هسته‌بندی شده و در کنار پورفیروکلاست‌های فلدسپار تولید و گسترش یافته و به هم متصل می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005).

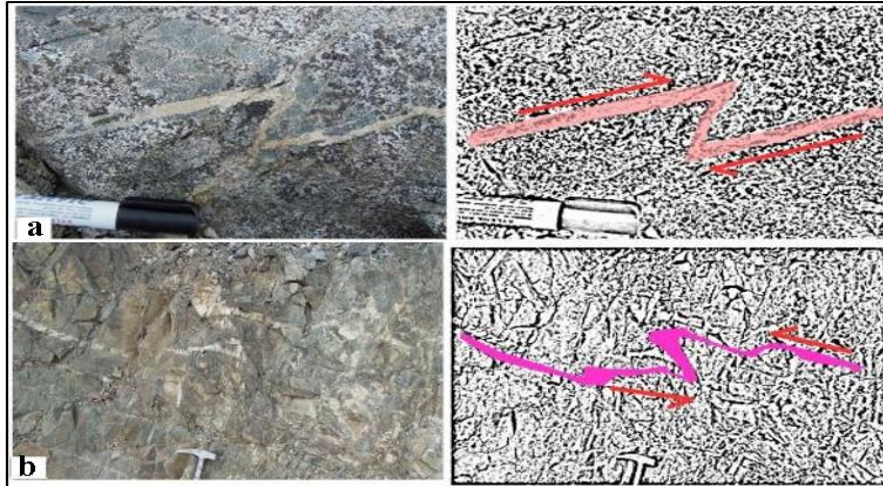
این ساختارها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در گرانیتهای میلوئیتی، شیست‌ها و متابازیت‌ها، گابرو میلوئیتی در پاره‌ای از مناطق نظیر منطقه کران بالا، کران پایین، شیخ‌سلوی بالا، قوری ناو سفلی و قوری ناو علیا، مشاهده می‌گردد. در گابرو میلوئیت‌های خضولو و باباحمد نوارهای برشی نوع C با فاصله خیلی کمی از هم قرار دارند. فاصله این نوارها با شدت واتنش بالا از یکدیگر ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر بوده است. نوارهای برشی نوع C دارای امتداد $N245^{\circ} - N235^{\circ}$ هستند. در سطح برگواره میلوئیتی این سنگ‌ها، پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار فلدسپات و بلورهای ماهی‌گون جهت برش به سمت شمال شرق را نشان می‌دهند که حرکت راست‌گرد در منطقه مورد پژوهش تأیید می‌کند (شکل a-18-c).

چین‌های کشیدگی برشی نامتقارن از نوع S و Z شکل

این چین‌ها در روی رخنمون‌های متاولکانیک سبز منطقه کران بالا و پایین تشکیل شده‌اند. برگوارگی نسل دوم چین خوردگی (S2) به صورت ریزچین‌های Z، S و M شکل می‌باشند که چین‌های S شکل در یال سمت چپ، چین‌های Z شکل در یال سمت راست و چین‌های M شکل در محل لولای چین‌های نسل اول قابل ملاحظه است، ایجاد این چین‌ها را به مرحله دگرریختی D_2 می‌توان نسبت داد. در پهنه برشی چالدران، چین‌های برشی S شکل در زون‌های برشی معکوس و چین‌های برشی Z شکل در پهنه‌های برشی امتدادلغز تشکیل شده‌اند. چین‌های برشی S شکل و Z شکل در محل لولای چین و خطواره‌هایی با زاویه نسبت به خط لولای چین‌ها نشان دهنده حرکات خمشی-لغزشی (Flexural Slip) در آن‌ها است (شکل a17 و b).

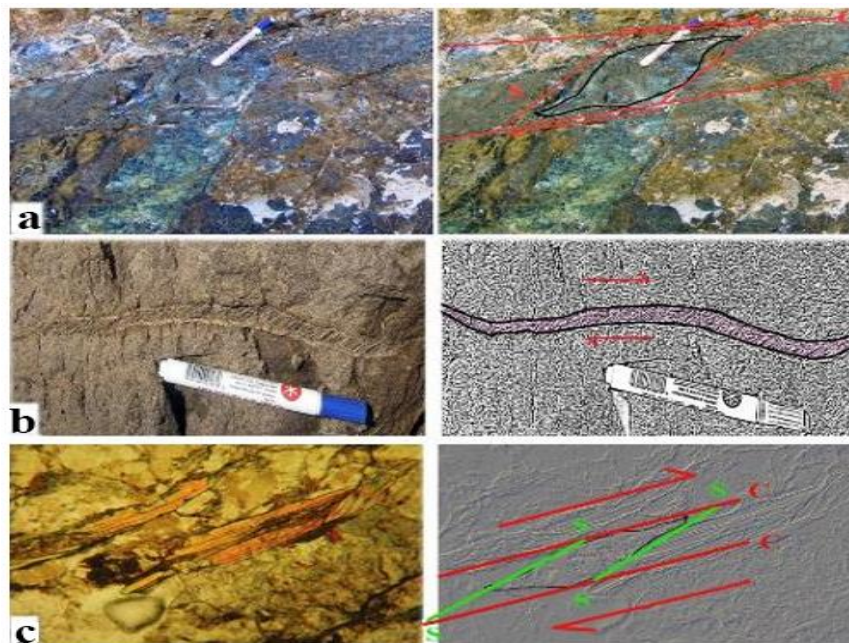
ساختارهای باند برشی S-C

این ساختارها در پهنه برشی چالدران به خوبی هم در نمونه‌های دستی و هم مقاطع نازک جهت‌دار مشاهده می‌شوند. صفحات C در امتداد خطواره کششی و صفحات S با زاویه کوچک‌تر از 45° نسبت به آن‌ها مشاهده می‌شوند. در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر سه نوع برگوارگی معمول است برگوارگی مایل، باندهای برشی نوع C و باندهای برشی نوع 'C'. نوارهای برشی نوع C در فابریک C/S موازی کناره‌های پهنه برشی است



شکل ۱۷- (a) چین خوردگی کشیدگی از نوع Z شکل در شمال کران پایین، جنوب شرق چالدران، سوی برش راست گرد، جهت دید عکس $N256^{\circ}$ و (b) چین خوردگی کشیدگی از نوع S شکل در شمال شرق روستای کران بالا، جنوب شرق چالدران، سوی برش چپ گرد، جهت دید عکس $N345^{\circ}$.

Fig. 17. (a) Z-shaped drag folding in north of Keran Paien, south east Chalderan, dextral shear sense, photo view $N256^{\circ}$ and (b) S-shaped drag folding in north east of Keran Bala, south east Chalderan, leftral shear sense, photo view $N345^{\circ}$.



شکل ۱۸- (a) کلیواژ باند برشی C-S در گابرومیلونیت منطقه خزلو، جنوب شرق چالدران، جهت دید عکس $N219^{\circ}$ ، (b) کلیواژ باند برشی C-S در شیست میلونیتی منطقه آواجیق، شمال غرب چالدران، جهت دید عکس $N248^{\circ}$ و (c) کلیواژ باند برشی C-S در میکاشیست میلونیتی منطقه آرکوبین، جنوب غربی چالدران، جهت میدان دید عکس 0.5 میلی متر است، برش موازی خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی، نوع برش راست گرد می باشد، نورپلاریزه (PPL).

Fig. 18. (a) S-C shear band cleavage in mylonitic gabbro from Khezlou area, south east Chalderan, photo view $N219^{\circ}$, (b) S-C shear band cleavage in mylonitic schist from Avajigh area, north west Chalderan, photo view $N248^{\circ}$, (c) S-C shear band cleavage in mylonitic micaschist from Arkovin area, north west Chalderan, Shear sense is dextral, width of view 0.5 mm, PPL.

ساختارهای بودین شده در محدوده‌ی مورد مطالعه

در صورت قرارگیری لایه مقاوم در میان لایه‌هایی با مقاومت کم تر و تأثیر نیروی تکتونیکی بر این مجموعه لایه‌هایی که مقاومت کمتری دارند چین خورده و قطعه‌قطعه می‌شوند و لایه‌های مقاوم کشیدگی حاصل می‌کنند، نتیجه این عمل به وجود آمدن ساخت بودیناژ است. از بودیناژهای موجود در منطقه مورد مطالعه می‌توان بر اساس تقسیم‌بندی (Goscombe et al, 2004) به بودین‌های کشیده گردن دار (شکل‌های ۱۹ و ۲۰)، بودیناژ گسیخته (شکل ۲۱) و بودیناژهای نامتقارن چین خورده (شکل ۲۲) اشاره کرد. بودیناژهای نامتقارن می‌توانند برای تعیین نوع برش مورد استفاده قرار گیرند در حالی که انواع متقارن این کاربرد را ندارند. بودین‌های کشیده گردن دار از نوع بودین‌های بدون لغزش می‌باشد و در این نوع بودین‌ها لغزشی در سطح داخلی بودین صورت نگرفته است و از لحاظ هندسه بلوک بودین نیز در رده بودین‌های متقارن قرار می‌گیرد. وجود بودین‌های تراست خورده و برهم سوار شده را می‌توان به وسیله دگرشکلی‌های با برش ساده و محض توجیه نمود. وجود بودین‌های تراست-خورده نشان‌گر عمل‌کرد متوالی یک مرحله فشارشی است (شکل ۲۳).

کشیدگی در سنگ منجر به تشکیل بودین‌ها و فشار بعدی در آن منجر به تراست خوردگی بودین‌های اولیه و لغزش آن‌ها بر روی یکدیگر می‌شود. با آن که این ساختار می‌تواند حاصل از تغییر سیستم اصلی تنش باشد. در عین حال می‌تواند نتیجه یک دگرشکلی پیش‌رونده برشی ساده نیز باشد در این منطقه، بودین‌های تراست خورده در دیاگرام فیلین در قسمت واتنش انقباضی (بیضی‌های کشیده $1 < K < \infty$) قرار می‌گیرد. در پیش-روی یک دگرشکلی با برش ساده بسیاری از ساختارهایی که قبلاً در حال کشش بوده‌اند در مراحل نهایی تحت تأثیر فشارش قرار می‌گیرند (Haji Hosseini, 2019). راستای عمود بر محور بودیناژها نشان‌گر راستای عمل‌کرد تنش کششی بوده، در مورد بودیناژ چین خورده حکایت از عمل-کرد تنش فشارشی پس از رویداد کششی همان جهت دارند. تنش فشارشی در راستای عمود بر محور چین‌ها در نظر گرفته می‌شوند. با توجه به امتداد رگه‌های گرانیتوئیدی چین خورده و بودین شده می‌توان الگوی تقارن منوکلینیک برای منطقه مورد مطالعه ارائه داد. پس ایجاد این ساختارها در ارتباط با حرکات برشی ساده نامحور به وقوع پیوسته در این منطقه می‌باشد.



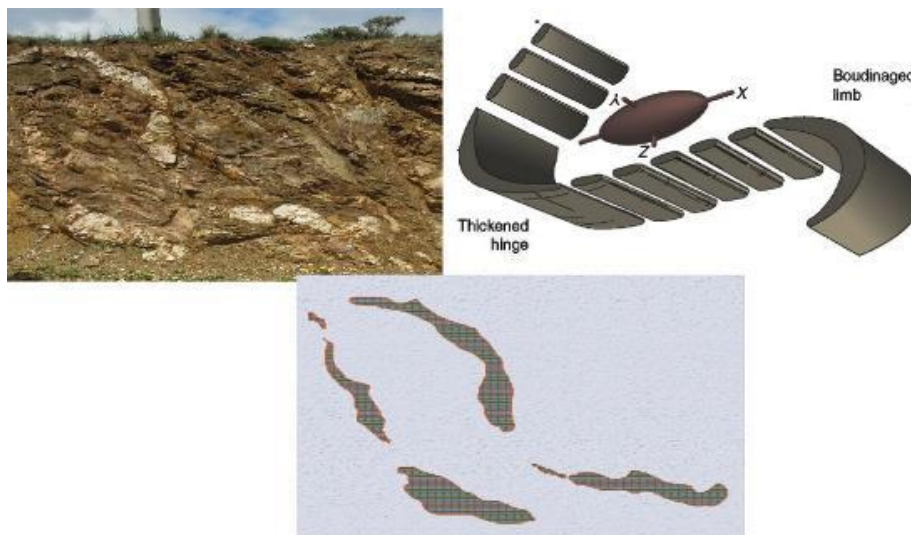
شکل ۱۹- بودین کشیده رگه کوارتز-فلدسپار، منطقه سدبابا احمد، جنوب شرق قره‌کلیسا، سوی برش راست‌گرد می‌باشد، جهت دید عکس $N285^{\circ}$
 Fig.19. Drawn boudinage of quartz-feldspar vein, Baba Ahmad dam area, south east Qara Kelisa. Shear sense is dextral, photo view $N285^{\circ}$.



شکل ۲۰- بودین کشیده و چین خورده، منطقه سدبابا احمد، جنوب شرق قره‌کلیسا، جهت دید عکس $N122^{\circ}$ می‌باشد.
 Fig. 20. Drawn and folding boudinage, Baba Ahmad dam area, south east Qara Kelisa, Photo view $N122^{\circ}$.



شکل ۲۱- رگه گرانیتوئید بودین شده و گسل خورده (بودین گسیخته)، منطقه سد بابا احمد، جنوب شرق قره کلیسا، جهت دید عکس $N134^{\circ}$.
 Fig. 21. Boudinaged granitoid vein and faulting (torn boudinage), Baba Ahmad dam area, south east Qara Kelisa, photo view $N134^{\circ}$.



شکل ۲۲- رگه گرانیتوئیدی بودین شده و تراست خورده (شکل مار مانند)، منطقه سد بابا احمد، جنوب شرق قره کلیسا، جهت دید عکس $N303^{\circ}$ می باشد.
 Fig. 22. Boudinaged granitoid vein and thrusting (Snake-shaped), Baba Ahmad dam area, south east Qara Kelisa, photo view $N303^{\circ}$.

تصویر استریوگرافیکی از محور چین F2 و برگوارگی S2 را نشان می دهد. با توجه به تصویر استریوگرافیکی رسم شده شیب و امتداد صفحه محوری $150^{\circ}/60^{\circ}SW$ ، روند و میل محور چین (F2) $350^{\circ}/20^{\circ}$ می باشد.

چین خوردگی های مرتبط با گسل

چین های همراه با گسل خوردگی ها نقش مهمی در شناسایی جهت جابه جایی و سازوکار گسل های معکوس در منطقه دارند. در فرادیاوره و فرودیاوره برخی از گسل های معکوس منطقه، چین خوردگی های نامتقارن در مقیاس کوچک و بزرگ مشاهده می شوند. از نظر جنبشی، تکامل این چین ها مرتبط با جنبش گسل های معکوس است. با رخداد گسل خوردگی معکوس در عمق، لایه های سطحی در نتیجه جنبش بالآمده و چین خوردگی ملایم و نسبتاً نامتقارنی را ایجاد کرده است. چین خوردگی مرتبط

برگوارگی و خطوارگی نسل دوم

این برگوارگی (S2) در اثر دگرریختی پیشرونده و میلونیتی شدن برگوارگی نسل اول به وجود آمده است. ماهیت این برگوارگی که در منطقه برگوارگی چیره را تشکیل می دهد، بیشتر از نوع برگوارگی میلونیتی و در بخش هایی از نوع برگوارگی سطح محوری است. این برگوارگی نیز گاهی به موازات لایه بندی دیده می شود که در طی دگرریختی های بعدی، چین خورده و برگوارگی نسل سوم را در منطقه ایجاد کرده است. باند برش نوع S-C در جریان تشکیل این برگوارگی بوجود آمده است. این برگوارگی از کانی های آمفیبول، میکا، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۲۳). خطوارگی درازشدگی (L2) از جنس کانی های میکا، کلسیت و آمفیبول است که در بیشتر نقاط موازی خطوارگی کانی می باشد. شکل ۲۴

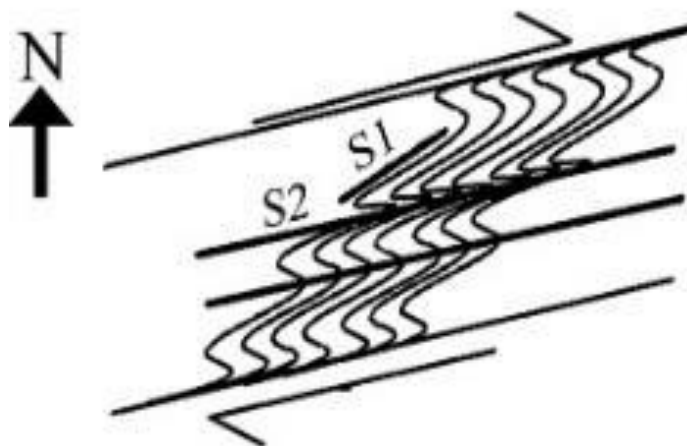
فلدسپات در میلونیت‌های منطقه (Trouw et al., 2010)، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد. نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها و ریزساختارهای محدوده مورد مطالعه نشان‌گر آن است که راستای غالب گسل‌های محدوده چالدران شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. سازوکار غالب گسل‌های منطقه راندگی و راستالغز تشخیص داده شده است. به‌طور کلی گسل‌های رانده چیرگی بیشتری دارند. گسل‌های نرمال نیز به‌صورت محدود و محلی در منطقه وجود دارند. گسل‌های رانده ریحانلو-بدولی و گسل راستالغز راستگرد با مؤلفه معکوس چالدران به‌عنوان مهم‌ترین و بزرگترین سیستم گسلی منطقه محسوب می‌شوند.

این دو سیستم گسلی افشانه‌ای از گسل شمال تبریز و هم‌راستا با آن بوده و باعث دگربختی‌های فراوانی در منطقه شده‌اند. بیشتر ساختارهای موجود در منطقه مرتبط با این گسل‌ها می‌باشد. گسل ریحانلو با عملکرد معکوس خود باعث چین‌خوردگی واحدهای سنگی الیگومیوسن سازند قم شده است که حاصل آن تاقدیس ریحانلو، میدان و بابالو است. سطح محوری این چین‌خوردگی‌ها به موازات راستای گسل‌های ریحانلو و بدولی (شمال- غرب- جنوب شرق) می‌باشد. گسل چالدران که بخشی از گسل راستالغز گایلاتو- سیه‌چشمه-خوی است در داخل مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه واقع و باعث خردشدگی شدید این مجموعه‌های سنگی شده است. از نشان‌گرهای راستگرد بودن این گسل بلورهای ماهی‌گون (بیوتیت و کوارتزماهی)، ریزچین‌های Z شکل، چین‌خوردگی کینک‌باند ماکل پلاژیوکلازها و باند برشی C-S می‌باشد که از نمونه‌های برداشت شده از مجموعه‌های افیولیتی به‌دست آمده است.

با گسل یکی از سازوکارهایی است که معمولاً از آن‌ها برای توصیف، تشریح و تجزیه و تحلیل هندسی چین‌های کمربندهای چین‌خورده -رانده استفاده می‌شود. این نوع چین‌خوردگی به صورت مدل‌های هندسی متنوعی تقسیم‌بندی شده‌اند (Thorbjornsen and Dunne, 1997). معمولاً چین‌های مرتبط با گسل وقتی ایجاد می‌شوند که حرکت یک راندگی با ترکیب رمپ-فلت، ساختارهای چین‌خورده‌ای را در قطعه فرادیواره راندگی به وجود بیاورد. مدل هندسی که برای چین‌های مرتبط با گسل در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است مدل هندسی چین گسترش گسلی است که نمونه‌های آن را می‌توان در آهک‌های سازند قم در منطقه گجوت مشاهده کرد (شکل ۲۵a). چین‌خوردگی فرادیواره آهک‌های منطقه حراملو که نتیجه راندگی در فرادیواره گسل‌های راندگی حراملو می‌باشد (شکل ۲۵b).

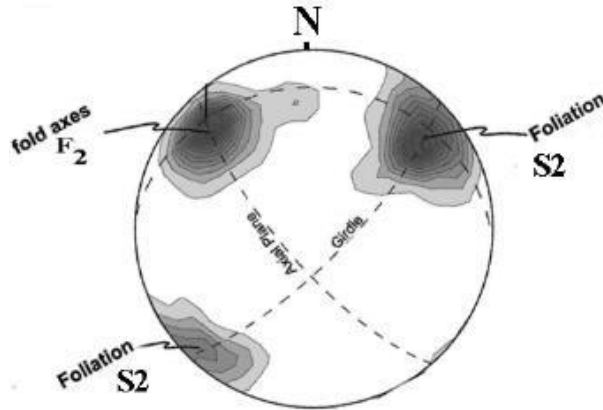
بحث

بررسی‌های سنگ‌شناسی در پهنه برشی چالدران نشان می‌دهد که درجه دگرگونی سنگ‌های این منطقه در حد رخساره شیب‌سبز و آمفیبولیت فوقانی و دما در حدود ۶۸۰-۴۸۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. با توجه به اطلاعات حاصله از مطالعات ساختاری و ریزساختاری منطقه مورد پژوهش مشخص می‌گردد که ساختارهای حاصله هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین می‌باشند. به طوری که از مهم‌ترین ساختارهای دمای بالا می‌توان به خمش ماکل در پلاژیوکلازها، چین‌خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پورفیروکلاستی نامتقارن δ در بسیاری از آکالی فلدسپارها و بدون چین-خوردگی سنگ‌های درون‌گیر اشاره کرد. از مهم‌ترین ساختارهای دمای پایین در این منطقه می‌توان پورفیروکلاست‌های قطعه-قطعه شده

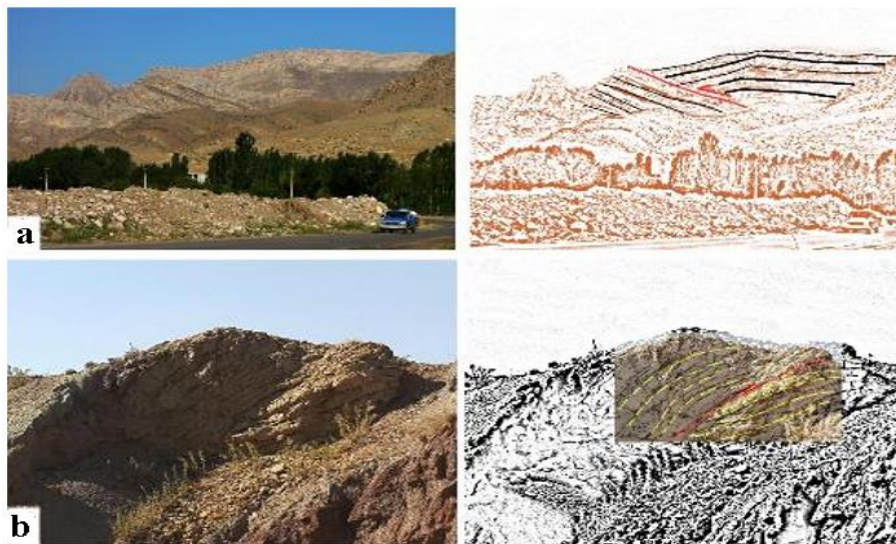


شکل ۲۳- شکل شماتیک از برگواگی‌های S1، S2 در منطقه مورد مطالعه.

Fig. 23. Schematic of S1, S2 foliations in the study area.



شکل ۲۴- تصویر استریوگرافیکی از محور چین F2 و برگوارگی S2.

 Fig. 24. Stereographic projection of F₁ fold axis and S₂ foliation.


شکل ۲۵- (a) گسل معکوس و چین خوردگی گسترش گسلی در آهک‌های سازند قم، منطقه گجوت. جهت دید عکس N272° و (b) چین خوردگی لایه‌های آهکی در فرادیواره، منطقه حراملو. جهت دید عکس N346°.

Fig. 25. (a) Reverse fault and fault propagation folding in the Qom formation limestones, Gajot area, photo view N272° and (b) Folding of the limestone layers in the hanging wall, Haramlo area, photo view N346°.

نشانگرهای سمت و سوی برش نظیر باندهای برشی S و C، چین‌های گسلی، بلورهای فلدسپات و کوارتز، قطعه قطعه شده، انواع ساختارهای ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های پوششی بیان‌گر آن است که تغییرات شکل‌پذیر حرکت توأم امتدادلغز و شیب‌لغز را نشان می‌دهند. در این پهنه، برگوارگی‌های میلونیتی شیب‌لغز دارای شیب زیادتری هستند ولی برگوارگی‌های میلونیتی امتدادلغز دارای شیب به نسبت کم‌تری می‌باشند. شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و فشارشی در این منطقه دیده می‌شود که همه‌ی آن‌ها نشان دهنده عملکرد یک پهنه‌برشی با برگوارگی میلونیتی با شیب متوسط به سمت شمال شرق و خطوارگی

با توجه به مطالعات انجام داده شواهد نوع حرکت در این پهنه برشی عبارت است از:

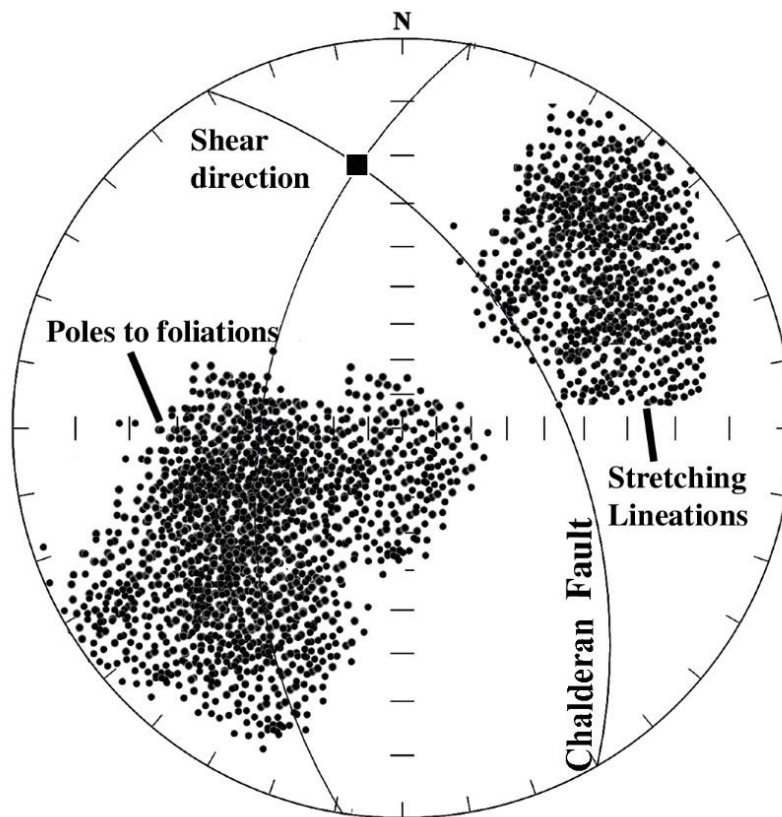
- شواهد حرکت معکوس پهنه برشی چالدران در پهنه برشی چالدران گسل‌های معکوس و چین‌های کشیدگی از نوع S (شکل b17) در زون‌های برشی معکوس تشکیل داده‌اند.
- شواهد حرکت امتدادلغز پهنه برشی چالدران:
- در این پهنه چین‌های کشیدگی از نوع Z (شکل a17) در پهنه‌های برشی امتدادلغز تشکیل داده‌اند.
- شواهد حرکت توأم امتدادلغز و شیب‌لغز پهنه برشی چالدران:

دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه می باشد. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست گرد که شامل: پورفیروکلاست-های پوششی نامتقارن، فابریک C و S و ساختارهای بلور ماهی و دسته دوم در ارتباط با حرکات تراستی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راست گرد توسط مؤلفه امتدادلغز ترفشارشی مایل ایجاد گردیده اند و حرکات تراستی توسط مؤلفه فشارش ترفشارشی مایل به وجود آمده اند (شکل ۲۷). از این که ساختارها و ریزساختارهای نشانگر برش معکوس و امتدادلغز راست گرد در این پهنه برشی با همدیگر مشاهده می شوند بیانگر وقوع توزیع در این پهنه است. این موضوع مشخص می کند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگرشکلی پهنه برشی چالدران در اثر تکتونیک ترفشارش بین صفحه عربی و بلوک ایران مرکزی در شمال غرب ایران رویداده است.

کشیدگی به سمت شمال شرق با سازوکار راستالغز راست گرد با مؤلفه معکوس در این منطقه است (شکل ۲۶).

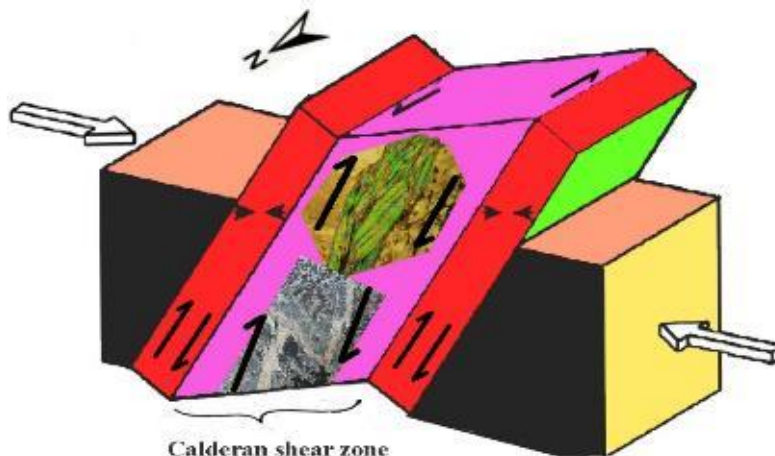
نتیجه گیری

شواهد دگرشکلی شکل پذیر و شکنای متعددی نظیر: چین ها، گسل ها، رشته های خش گسلی و چین های برشی از نوع Z شکل و نشان گرهای جنبشی در سراسر منطقه مورد مطالعه سوی برش راست گرد را نشان می دهند و مبین آن است که منطقه مورد مطالعه حرکت برشی راست گرد دارد. اکثر ساختارهای منطقه راستای شمال غرب- جنوب شرق دارند مانند گسل ها، چین ها، درزه ها و همچنین گسل های رانده، راستالغز بودن غالب گسل ها نشان می دهد حرکات تکتونیکی از نوع همگرایی و حداکثر کوتاه شدگی در امتداد شمال شمال شرق- جنوب جنوب غرب می باشد. در منطقه مورد مطالعه، مدل امتدادلغز - فشارشی مایل راست گرد پیشنهاد شده است. منطقه چالدران بخشی از زون ایران مرکزی و رون افیولیتی است، مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان



شکل ۲۶- جهت یافتگی برگوارگی و خطوارگی کشیدگی در منطقه مورد مطالعه.

Fig. 26. Orientation of the foliation and of the stretching lineation in the study area.



شکل ۲۷- مدل سه بعدی پیشنهادی برای واتنش تری کلنیک در پهنه برشی چالدران. دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه وجود دارد. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست گرد و دسته دوم در ارتباط با حرکات راندگی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راست گرد توسط مؤلفه امتدادلغز ترافشارشی مایل ایجاد گردیده‌اند بنابراین می‌توان این ناحیه را با مدل ترافشارش مایل راست گرد توجیه نمود.

Fig. 27. Three-dimensional model proposed for the triclinic strain of the Chalderan shear zone. There are two groups of the main structure in this region. The first group is structures related to dextral shear movements and the second group is related to thrust movements that occur in this area. The dextral shear movements are created by inclined strike slip component. So this area can be justified by inclined dextral transpressional model.

منابع

- Aghanabati, A., 1998. Major Sedimentary-structural Units of Iran, Geological Survey of Iran.
- Allen, M.B., Mark, D.F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H., Saville, C., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International* 185(3), 1175–1188.
- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, S., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233–311.
- Berberian, M., 2001. Contribution to archeological data to studies of earthquake history in Iranian plateau. *Journal of Structural Geology* 23, 563-584.
- Diaz Azpiroz, M., Fernandez, C., 2008. Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics* 24, 3137-3180.
- Esmaili, C., Khatib M.M., Nazari, H., Burg, J.P., Gholami, E., 2019. Deep-seated gravitational slope deformation in the Siahcheshmeh pull-apart basin: along the Gailatu-Siahcheshmeh-Khoy fault. *Quantitative Geomorphological Research* 8(1), 1-15.
- Faridi, M., Burg, J.P., Nazari, H., Talebian, M., Ghorashi, M., 2017. Active faults pattern and interplay in the Azerbaijan region (NW Iran). *Geotectonics* 51(4), 428–437.
- Fossen, H., Tikoff, B., 2010. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic setting. *Journal of Structural Geology* 15, 413-422.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Goscombe, B., Passchier, C.W., Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.
- Haji Hosseinlou, H., 2016. Petrofabric. Islamic Azad University Khoy Branch, pp 334.

- Haji Hosseinlou, H., 2019. Deformational phases introducing in the Gheris shear zone, northwestern Khoy. *Tectonics Journal* 3(10), 68-80.
- Haji Hosseinlou, H., Solgi, A., Mohajjel, M., Pourkermani, M., 2015. Deformation partitioning in respons inclined transpression collision of Arabian plate with west Alborz-to azarbayjan block, the Khoy shear zone. *Scientific Quarterly Journal, Geoscience* 24, 181-196.
- Jones, R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, 1531-1548.
- Jones, R.R, Tanner, P.W.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793-802.
- Kheirkhah, M., Emami, M.H., 2010. The Origin and Evolution of Quaternary Basaltic Magmas in NW Azerbaijan (Burlan to Gonbad) using Sr- Nd Studies. *Scientific Quarterly Journal, Geoscience* 19, 113-118.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.
- Rasoulzadeh, S.A., 2015. Tectonic analysis of the Qareh kelisa area, chalderan. M.Sc thesis, University of Islamic Azad University Khoy Branch, Khoy.
- Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Selçuk, A.S., Erturaç, M.K., Nomade, S., 2016. Geology of the Çaldıran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behaviour. *Tectonophysics* 680, 155–173.
- Solar, G.S., Brown, M., 2001. Deformation partitioning during transpression in respons to early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology* 23, 1043-1065.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372, 1-21.
- Thorbjornsen, K.L., Dunne, W.M., 1997. Origin of thrust-related fold: Geometrics Kinematics tests. *Journal of Structural Geology* 19, 030-319.
- Trouw, T.R.A., Rudolph, A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*, Springer, pp.322.
- Zamani, B., Masson, F., 2014. Recent tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions. *Tectonophysics* 611, 61–82.



©2022 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.