Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 217 - 242

**Research Article**

# Investigation on early collision of old micro-continent in the Bukan-Bane-Divandere Region, NW of the Sanandaj-Sirjan Zone

Maryam Heydari[1], Hojjat ollah Safari[1]*, Mehdi Behyari[2], Haji Hossein Azizi[3]

1- Geology Department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
2- Geology Department, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran
3- Professor in Petrology, Mine Department, College of Engineering, Kurdestan University, Sanandaj, Iran

**Keywords**: *Sanandaj-Sirjan Zone, Bukan-Divandarre-Baneh Region, Deformation Phases, Early Collision, Eastern Anatolian Microplate*

## 1. Introduction

The study area is located in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone, at the intersection of the Sanandaj-Sirjan zone with the Khoy-Mahabad structural zone (in the east of the Eastern Anatolian micro plate). This zone was formed by the convergence (and eventually collision) of the Central Iranian with the Arabian plate during the Late Triassic-Late Cretaceous (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Behyari et al., 2017). The study of the structures and phases of deformation in this zone have shown great complexity with age diversity, which indicates the occurrence of several phases with a pattern of ductile, brittle-ductile and brittle deformations (Hajioghlu, 2011; Haji and Safari, 2017). Initial structural studies in this area show two sets of structural trends, N130-150 and N60-70, which has created a curved pattern of structures with outcrops of different generations of igneous, metamorphic and sedimentary activities, including: (a) at least four generations of granitoid intrusions related to opening (A-type), subduction (I-type) and collision (S-type), (b) four phases of metamorphism with facies and tectonic settings, and (c) sedimentary rock sequences from Precambrian to Eocene. These tectonic phenomena cannot be explained by a simple model of the opening and extension of the Neotethys and subsequent subduction and eventually collision of the Central Iranian with the Arabian plate. It also seems that an early collision during the tectonic evolution of this part was occurred. To investigating on tectonic events, an area including the Bukan-Saqez-Baneh regions has been selected as the study region (Fig. 1) to provide a model of this early collision through structural, lithological and tectonic studies.

## 2. Material and Methods

The adopted research methodology in this research includes seven steps which are summarized as follows:

1. Collecting and preparation of available data.
2. Geological studies by field investigations and also using remote sensing techniques.
3. Determination of surface structures by using Remote sensing techniques as implying different filters on Landsat 8 TM image, using subsurface data and finally digitizing of extracted faults by using GIS functions (Fig. 2) and complementary field investigation.
4- Determination of surface structures by using Magnetic anomaly and gravimetrical Bouger maps
5- Geometrical analysis of data contains: (a) preparation of Rose diagram; (b) calculation of main fault attitudes and; (c) calculation of fold axes and axial planes
6- Kinematic analysis as calculation of different stages of P-axes in three levels Macroscopic, Mesoscopic, and Microscopic

* Corresponding author: h.safari@gmail.com
DOI: 10.22055/aag.2026.51543.2558
Received: 2026-01-01
Accepted: 2026-03-07


ISSN: 2717-0764

7- Interpretation of extracted results and finally determination of different steps of deformation

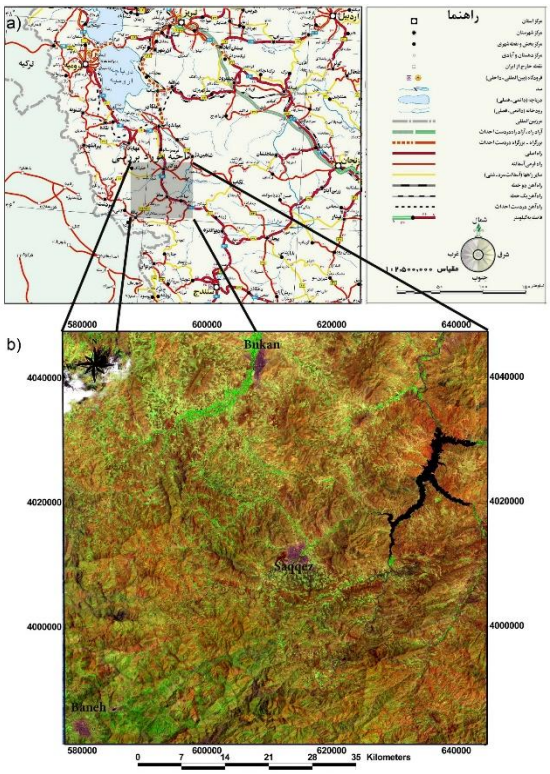



Figure 1: Geographic location and available roads, (b) Landsat 8 Satellite Image of studied region

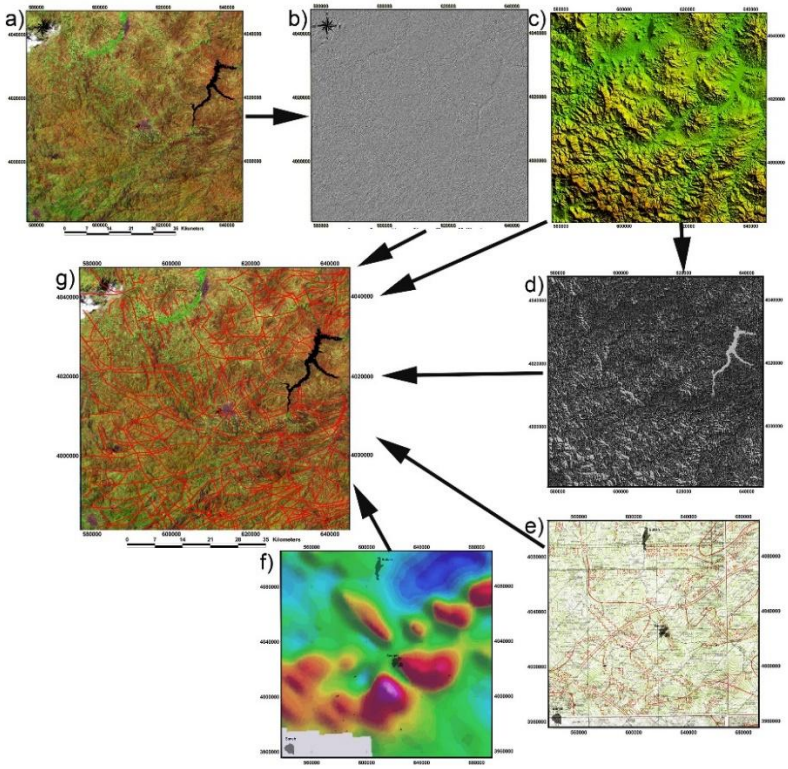



Figure 2: The procedure of extraction of Lineaments with using of different techniques and their digitization and catagorization


ISSN: 2717-0764
CC BY

## 3. Results and Discussion

The structural investigations showed that the main faults of Sheikh-Choupan-Hasan-Salaran and Temogha-Kanikabad, which are curved with trends N160-170 to N70-80, have formed an arc shape of metamorphic outcrops and collision-type relation intrusive masses with ages of 570-530 Ma ( Azizi and Whattam, 2022) for this region (Fig. 3). With considering to the ductile shear zones along these fault zones, it can be concluded that these curved fault zones are the first generation of faults in the region. In gravimetrical bouger anomaly map, the masses with positive anomalies were identified that were consistent with a curved pattern at the location of the outcrops attributed to the Precambrian (gneissic facies and igneous masses) and indicated that the Precambrian basement resulting from the Cadomian orogeny (Azizi and Whattam, 2022) was located at shallow depths or was exposed at the surface. This phenomenon is called exhumation of buried basement rocks (Zarunizadeh et al., 2025), which is the result of the exposure of the core complex of the continental crust under the effect of isostasy. With considering to the curved pattern of these outcrops, it can be concluded that these ancient rock units are related to collisional orogeny and cratonized of an ancient island arc.

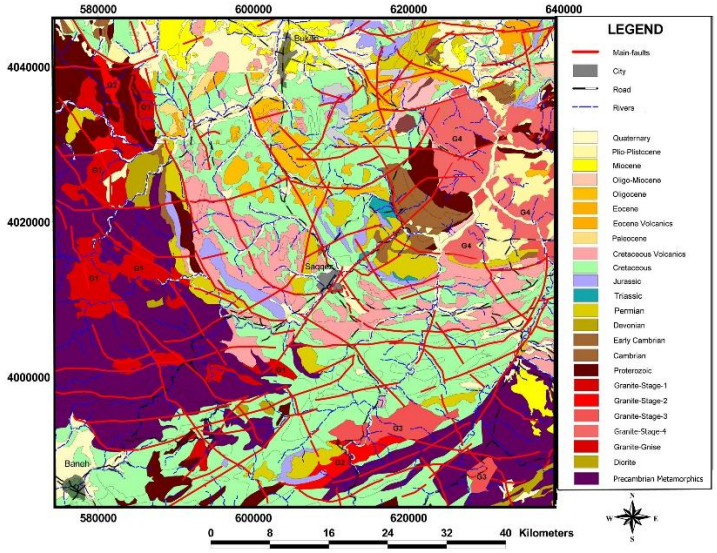



Figure 2: Geological map of studied region

Kinematic analyses of structures at three scales: macroscopic in brittle, mesoscopic and microscopic (Figures 9, 10, and 11) in ductile-semi ductile environments (including microfolds, shear zones, and formed duplexes) indicated the existence of at least four generations of compressional and deformation axes, included two phases in the ductile environment, one phase in the semi-ductile environment and one phase in the brittle environment in different parts. Haji and Safari (2017), Mojallal Aghbolagh and Haji (2017) also concluded during structural studies of the Saqqez region that this region has undergone at least four generations of ductile, semiductile, and brittle deformation. While Aliyari et al. (2012), Aliyari (2006), Tajeddin et al., (2013) and Heydari (2019) believe that this zone has undergone three generations of deformation. The results of this study show that the deformations. These studies showed that ductile deformations are only seen in the western and southern parts (the outcrop of igneous-metamorphic rocks attributed to the Precambrian). However, in the central and northeastern parts (the outcrop of igneous-sedimentary rocks attributed to the Mesozoic), mainly semi-ductile (ductile-fragile environment) and brittle phases are visible. The characteristics of the different deformation phases obtained in this study are: (a) First-stage deformations (D1) have a southwesterly P-axe trend (N190-240) and have been investigated, measured and analyzed in ductile zones (in the form of schistosity formation) in metamorphic rock outcrops attributed to the Precambrian in the western-southwestern areas of the study area. This metamorphic phase has been introduced by Azizi and Whattam (2022) as the Cadomian phase with an age of 570-530 million years ago. (b) Second-stage deformations (D2): have a northwest (N290-310)-southeast (N130-160) P-axes trend in the Precambrian and Upper Paleozoic deformations, which are related to the function of strike-slip shear zones in ductile-semi-ductile shear environments, in the form of the creation of: Ptygmatic,


ISSN: 2717-0764

Rhombohedra structures, Prophyro-blasts rotations and the creation of Pressure shadows. This generation of deformations was formed in the Late Paleozoic-Triassic. Also, the activity of the main Baghloj and Shivatou faults with N80-90 trend, caused a left-lateral displacement on older structures, which can therefore be considered as a second generation of faulting in the Late Paleozoic-Triassic time interval. (c) Third-stage generation deformations (D3) northwest (N290-310) and southeast (N130-160) P-axes trends can also be observed in the pre-Late Cretaceous-Eocene metamorphic outcrops (Heydari et al., 2005; Aliyari et al., 2005; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi & Talbot, 2006) in the high-temperature-pressure greenschist facies (along with Glaucophane schist in the Ophiolite mélanges of the Khoy region). This stage of deformation was together with subduction-related igneous masses (I-type) related to the Laramide orogeny phase. This generation of deformations can be considered as the third generation of deformations which occurred in semi-ductile to brittle condition. Also, the Saqqez and Sonnate faults with structural trend N30-45, due to cut and displaced all the old structures (first and second generations); can be considered as the third generation of faults. This generation of deformation, could be related to an early collision along an approximately north-northwest-south-southeast (NNW-SSE) trend. (d) Fourth-stage deformations (D4) have northwest-southeast and northeast-southwest P-axes trends in brittle environment.Thus, all the structures that have been created in this stage are mostly visible on Cretaceous and younger rock outcrops. It can be seemed that these structures formed during the main collision between Iranian-Arabian plates (along final-stage Alpine orogeny).

## 4. Conclusion

The investigations on tectonic evolution of the Bukan-Baneh-Divandereh show the forming of the curved state of the basement structures along ductile shear zones and outcrops of ancient metamorphic gneiss facies and collisional related igneous masses (which were coincident with buried masses); proves the effects of an old orogen resulting from arc-continent collision as the first generation of deformations. In these areas, the Precambrian basement (resulting from the Cadomian orogen) has been exposed under the effect of buried basement outcrop (Exhumation) or has been located at a shallow depth. Thus, the conditions for the completion of the basement cratonization stages have been provided. The effects of rifting in the Middle-Upper Paleozoic (on the northern edge of the Gondwana supercontinent) indicate the establishment of the main Neotethys and also a minor intracontinental rift with a NW-SSE trend in the WNW part of the study area (on the border of the Iranian-Eastern Anatolian plates). During this time period, the second generation of metamorphisms in a semi-ductile environment were accompanied by the intrusion of igneous masses related to rifting. These rifts began to open and oceanization during the Carboniferous to Triassic and provided the conditions for the separation of the northwestern Sanandaj-Sirjan area from Anatolian micro-plate from the. With onset of the Laramide orogen, the Neotethys subduction was completely closed and the eastern Anatolian micro-plate collided with the old arc (the studied area), and thus, the first early Alpine microcontinent-microcontinent collision occurred in the west of this area. Finally, with the onset of the final phases of the Alpine, the Neotethys was completely closed and the collision of the Arabian-Iranian plates took place, which caused deformations in the brittle condition and as a result, the current structural framework of this area was formed.

## 5. References

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Azizi, H., Whattam, S.A., 2022. Does neoproterozoic-early paleozoic (570–530 Ma) basement of Iran belong to the Cadomian orogeny?. Precambrian Research 368, 1-21, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106474

Behyari, M., Mohajjel, M., Sobel, E.R., Rezaeian, M., Moayyed, M., 2017. Alexander Schmidt Analysis of exhumation history in Misho Mountains, NW Iran: Insights from structural and apatite fission track data, N. Jb. Geological Paleontology Abh 283 (3), 291–308, https://doi.org/10.1127/njgpa/2017/0642


ISSN: 2717-0764

Haji, A., Safari, H., 2017. Investigation of the stages of deformation in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan structural zone. Quarterly Journal of Earth Sciences 26 (103), 183-200. (In Persian with English Abstract)

Hajioghlu, H.R., 2011. Update on the closure of the Neotethys in the Oligocene-Miocene in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Iranian Geological Quarterly 5 (18), 41-5116 (In Persian with English Abstract)

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412, https://doi.org/ 10.1016/S1367-9120(02)00035-4

Zaruinzadeh, Z., Aoudia, A., Motaghi, K., 2025, Imaging the northern Zagros collision zone by ambient noise and earthquake surface wave tomography, Tectonophysics, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.231041

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Heydari, M., Safari, H., Behyari, M., Ehteshami, M., Azizi, H., 2026. Investigation on early collision of old micro-continent in the Bukan-Bane-Divandere Region, NW of the Sanandaj-Sirjan zone. Adv. Appl. Geol. 15 (4), 217-242.
DOI: 10.22055/aag.2026.51543.2558
https://aag.scu.ac.ir/article_20594.html

©2026 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


ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

# بررسی برخورد زودهنگام ریزقاره‌ای کهن در ناحیه بوکان-بانه-دیواندره، بخش شمال‌باختری پهنه سنندج-سیرجان

**مریم حیدری**
*گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران*
**حجت اله صفری**
*گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران*
**مهدی بهیاری**
*گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران*
**حاجی حسین عزیزی**
*گروه معدن، دانشکده فنی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران*
*h.safari@gmail.com*
*تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۱۶*

**چکیده**

گستره مورد مطالعه در شمال‌باختری پهنه سنندج ـ سیرجان واقع شده است. اصلی‌ترین‌های گسل‌ها شامل دو دسته روند ساختاری N130-150 و N60-70 که با زاویه ۷۰ درجه نسبت بهم الگویی خمیده از ساختارها را ایجاد نموده‌اند. بررسی فازهای دگریختی، نشان از فازهای مختلفی با دگریختی‌های شکل‌پذیر، نیمه‌شکل‌پذیر و شکنا به همراه حداقل چهار نسل نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با باز شدن، فرورانش و برخورد و چهار فاز دگرگونی با رخساره‌ها و جایگاه‌های زمین‌ساختی به اثبات می‌رساند. بررسی سنی واحدهای سنگی نشان از رخنمون واحدهای دگرگونه با رخساره گنیسی و همچنین توده‌های نفوذی بسیار کهن (معادل نوپروتروزوئیک با سن ۵۴۰-۵۷۰ میلیون سال) مرتبط با برخورد در محل این ساختار خمیده دارد که حکایت از یک برخورد کهن (معادل فاز کوهزاد کادومین) کمان-قاره دارد که اثرات آن را می‌توان در قالب ایجاد ساختارهایی شکل‌پذیر (نسل اول دگریختی‌ها) و الگویی کمانی از رخنمون‌های فراخاسته از پی‌سنگ مشاهده نمود. وجود توده‌های گرانیتوئیدهای مرتبط با باز شدن در دونین- کربونیفر، شاهدی برای کافت‌خوردگی در باختر-شمال‌باختر ناحیه و ایجاد اقیانوسی باریک با روند تقریباً شمالی- جنوبی (نسل دوم دگریختی‌ها در محیطی شکل‌پذیر) همزمان با باز شدن نئوتتیس دارد. با هجوم فاز کوهزاد لارامید (کرتاسه پسین- پالئوسن) بسته شدن این اقیانوس، سبب برخورد زودهنگام این ناحیه با بخش خاوری ریزقاره آناتولی خاوری گردید که مصادف با نسل سوم دگریختی‌ها در محیطی شکل‌پذیر-نیمه‌شکل‌پذیر به همراه دگرگونی‌هایی با رخساره شیست سبز به همراه افیولیت‌های منطقه خوی بود. به این ترتیب، یک برخورد زودهنگام پیش از برخورد اصلی صفحات ایرانی- عربی (در فازهای پایانی آلپی) در طی فرگشت زمین‌ساختی صورت پذیرفته است.

**واژه‌های کلیدی:** *پهنه سنندج-سیرجان، ناحیه بوکان- بانه-دیواندره، فازهای دگریختی، برخورد زودهنگام، ریزقاره آناتولی خاوری،*

## ۱- مقدمه

گستره مورد مطالعه در بخش شمال‌باختری پهنه سنندج-سیرجان، در محل برخورد پهنه سنندج- سیرجان با پهنه ساختاری خوی- مهاباد (واقع در خاور ریزقاره آناتولی خاوری) قرار گرفته است. این پهنه با ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر پهنا در زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، دراثر همگرایی (و نهایتاً برخورد) خردقاره ایران مرکزی با صفحه عربی در طی زمان تریاس پسین-کرتاسه پسین تشکیل شده و در حال حاضر، بین کمربند چین خورده- رانده زاگرس و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (واقع در ایران مرکزی) قرار گرفته است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Glennie, 2000; Mohajjel et al., 2003; Behyari et al., 2017). مطالعه و بررسی ساختارها و فازهای دگریختی در این پهنه، نشان‌دهنده پیچیدگی‌های فراوان با تنوع سنی بوده که بیانگر رخداد چندین فاز با الگوی دگریختی‌های شکل‌پذیر، شکنا-شکل‌پذیر و شکنا می‌باشد (Hajioghlu, 2011; Tajeddin et al., 2013; Haji and Safari, 2017). Haji و Safari (۲۰۱۷)، Mojallal Aghbolagh (۲۰۱۵) و Mojallal Aghbolagh و همکاران (۲۰۱۸) در طی بررسی‌های ساختاری و زمین‌ساختی در بخش شمال‌باختری سنندج- سیرجان به این نتیجه رسیدند که

این پهنه دچار حداقل سه نسل دگریختی شکل‌پذیر، نیمه‌شکل-پذیر و شکنا شده است. در صورتی که Heydari (۲۰۱۹) در طی بررسی‌های ساختاری در منطقه سقز تنها دو نسل دگریختی شکل‌پذیر و نیمه‌شکل‌پذیر را شناسایی نمود. Haji و Safari (۲۰۱۷)، براساس روندهای موجود درمنطقه، ۳ روند گسلش (N10-30 , N60-70 , N130-150) را در بخش جنوب- مرکز ناحیه مورد مطالعه شناسایی نمودند. بررسی‌های اولیه ساختارها در این ناحیه نشان می‌دهد که دو دسته روند ساختاری N130-150 و N60-70 با یک زاویه حدود ۸۰ درجه نسبت به هم قرار گرفته‌اند که سبب ایجاد الگویی خمیده از ساختارها ایجاد نموده-اند که در این روند خمیده نسل‌های مختلفی از فعالیت‌های آذرین و دگرگونی و رسوبگذاری مشاهده می‌شوند که شامل: (الف) حداقل چهار نسل نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با باز شدن (A-type)، فرورانش (I-type) و برخورد (S-type)، (ب) چهار فاز دگرگونی با رخساره‌ها و جایگاه‌های زمین‌ساختی و (ج) توالی سنگ‌های رسوبی از پرکامبرین تا عهد حاضر (شامل: نهشته‌های آواری و کربناته کامبرین زیرین تا میانی، نهشته‌های گسترده‌ای از توالی پرمین، رخنمون‌های کربناته ژوراسیک، مجموعه‌ای گسترده از نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه ائوسن) را نشان می‌دهند.

این پدیده‌های زمین‌ساختی با یک الگوی ساده از باز شدن و توسعه نئوتتیس و در ادامه فرورانش و نهایتاً برخورد خردقاره ایران مرکزی (به عنوان لبه جنوب‌باختری اوراسیا) با صفحه عربی (به عنوان لبه شمال‌خاوری گندوانا) قابل توجیه نمی‌باشد. همچنین به‌نظر می‌رسد که یک برخورد زودهنگام در طی فرگشت زمین-ساختی این بخش محتمل بوده که تاریخچه زمین‌ساختی بخش شمال‌باختری پهنه سنندج- سیرجان را متمایز نموده است. برای بررسی مجموع رخدادهای زمین‌ساختی در این بخش، گستره‌ای در بردارنده مناطق بوکان- سقز- بانه (′۴۶°۰ تا ′۳۰ °۴۶ و عرض-های شمالی ′۳۶°۰ تا ′۳۰ °۳۶) به عنوان ناحیه مورد بررسی انتخاب گردیده است (شکل ۱) تا با بررسی‌های ساختاری، لیتولوژی و زمین‌ساختی، شمایی از این برخورد زودهنگام ارائه گردد.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته درشمال‌باختر پهنه سنندج-سیرجان، عمدتاً شامل توالی از سنگهای پرکامبرین تا سنوزوئیک به‌همراه با رسوبات کواترنری می‌باشند. (Babakhani et al., 2003; Aghanabati, 2004) (شکل ۲). این رخنمون‌های سنگی، ابتدا در پرکامبرین و سپس در زمان‌های تریاس (پالئوزوئیک بالایی) و کرتاسه، تحت تاثیردگرگونی پیشرونده (در محدوده رخساره شیست سبز دما-فشار متوسط) دگرگون شده‌اند. سپس، این واحدهای سنگی، تحت اثر دگرگونی پسرونده (درنتیجه پاراژنز کانی‌های دگرگونی) به رخساره‌هایی با دمای پایین‌تر تبدیل گردیده‌اند (Hutchinson, 1987).

الف- واحدهای سنگ چینه‌ای: بر طبق مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی موجود (Hariri and Farjandi, 2003)، مهمترین واحدهای سنگ چینه‌ای در این ناحیه عبارتند از: کهر (سنگ‌های دگرگونه‌ای نظیر گنایس، شیست، مرمر و آمفیبولیت به سن نئوپروتروزوئیک)، بایندر (شامل ماسه‌سنگ، شیل‌های میکادار و دولومیت دگرگون شده به سن نئوپروتروزوئیک)، سلطانیه (شامل یک واحد دولومیتی خاکستری-قهوه‌ای روشن به سن پرکامبرین- کامبرین)، باروت (تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ میکایی ارغوانی با میان‌لایه‌های دولومیت قهوه‌ای چرت دار و کوارتزیت سفید رنگ به سن پرکامبرین- کامبرین)، زاگون (توالی از شیل‌های سیلتی و ماسه‌سنگ به رنگ قرمز ارغوانی به سن کامبرین)، لالون (شامل توالی ضخیمی از ماسه‌سنگ‌های آرکوزی متوسط تا ضخیم لایه به سن کامبرین)، میلا (شامل دو بخش ضخیم‌لایه دولومیتی زیرین و آهک‌های بالایی به سن کامبرین میانی)، نهشته‌های پرمین (بخش ماسه‌سنگی قرمزرنگ معادل سازند درود در زیر و آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری هم‌ارز سازند روته)، نهشته‌های منتسب به تریاس (دولومیت‌های توده‌ای روشن)، نهشته‌های ژوراسیک (شیل وماسه‌سنگ نازک لایه سبز-خاکستری)، نهشته‌های کرتاسه (تناوب شیل‌ها و آهک‌های ضخیم‌لایه و آهک دولومیتی، مرمر و آهک‌هایی با تبلور مجدد و مجموعه رسوبی آذر-آواری)، توالی سنگی منتسب به ائوسن (شیل‌های کرم‌رنگ به‌همراه ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه و واحدهای آهکی) و توالی سنگی منتسب به الیگومیوسن (آهک‌های ضخیم-لایه).

ب- توده‌های نفوذی: مهمترین توده‌های نفوذی در ناحیه مورد بررسی، عبارتند از:

ب-۱- قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی در این ناحیه گرانیت گنایس‌های میلونیتی شده با سنی حدود ۵۶۰-۵۴۰ میلیون سال بوده (Daneshvar et al., 2019; Azizi and Wattam, 2022) در جنوب-جنوب‌باختر شهرستان سقز رخنمون دارند

(شکل ۲) و از نظر ژئوشیمیایی با تیپ S-type (و بعضاً A-type و کالک آلکالن I-type) بوده که می‌تواند نشان از برخورد در نئوپروتروزوئیک (معادل کوهزاد کادومین Cademian Orogeny) و پس از آن باشد.

ب-۲- دومین دسته نفوذی‌های آذرین، دارای سنگ‌شناسی گرانیت-مونزونیت-دیوریت (به همراه مقداری سنگ‌های گابرویی) با سنی حدود ۳۶۰-۳۳۰ میلیون سال، معادل دونین بالایی-کربونیفر زیرین (Azizi et al., 2017) در جنوب روستای حسن-سالاران (جنوب سقز) هستند که از نوع A-type بوده و می‌تواند به عنوان شاخصی برای اثبات بازشدن کافت و ایجاد حوضه رسوبی در بخش شمال‌باختری سنندج-سیرجان در نظر گرفته شود.

ب-۳- سومین دسته نفوذی‌های آذرین، شامل: آلکالی فلدسپار-سینوگرانیت-کوارتزآلکالی فلدسپار با تیپ A2-type (Sepahi and Athari, 2006; Athari et al., 2006) و یا لکوگرانیت-گرانیت با سنین ۵۰-۱۰۸ میلیون سال پیش معادل کرتاسه بالایی- پالئوسن در روستای حسن‌سالاران (جنوب سقز) با تیپ I-type (Mahmoudi et al., 2011; Abdollahi et al., 2020) هستند که می‌تواند شاخصی برای فرورانش باشد.

ب-۴- چهارمین دسته نفوذی‌های آذرین، شامل: گرانیت-گرانودیوریت- دیوریت تیپ I-type (آرین و همکاران، ۱۳۹۰) معادل کوارتز مونزونیت- مونزوگرانیت در شمال خاور سقز (منطقه قلعه‌گاه) با تیپ I-type، با سن ائوسن (Azizi and Asahara, 2013; Stern et al., 2021; Gholipour et al. 2021) می‌باشند که می‌تواند مرتبط با شکسته شدن بنیوف زون در اثر شروع برخورد (Slab break-off) باشد که معرف شروع و ادامه برخورد در بخش شمال‌باختری سنندج-سیرجان است.

ج- واحدهای آتشفشانی و آذر-آواری: قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی متاریولیت، متاولکانیک (کلریت-اپیدوت شیست) و توف‌های اسیدی دگرگون شده مربوط به پرکامبرین می‌باشند (Hariri and Farjandi, 2003). عمده‌ترین واحدهای آتشفشانی شامل گدازه‌های آندزیتی (توف، توف ماسه‌ای سبز رنگ و افق‌هایی از گدازه به‌همراه آهک آواری و کنگلومرا) به سن کرتاسه می‌باشند که در جنوب سقز قابل مشاهده هستند (اشکال ۲). جوان‌ترین بخش‌های آتشفشانی و آذر-آواری به صورت گدازه‌های آندزیتی با بافت پورفیری به رنگ سبز- قهوه‌ای می‌باشنداین واحدهای آتشفشانی جوان‌ترین فعالیت آتشفشانی غیردگرگونه بوده که جنوب-مرکز ناحیه ادامه یافته‌اند. ترکیب این واحدها آندزیت تا کوارتز کراتوفیر می‌باشند.

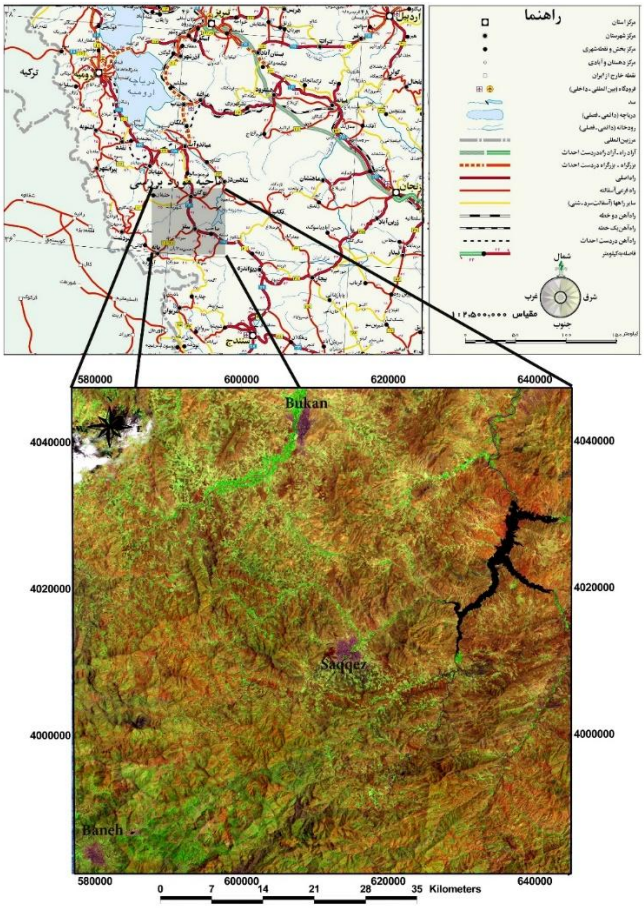
د- دگرگونی‌های ناحیه: مهمترین رخنمون‌های دگرگون‌شده در منطقه عبارتند از:

د-۱- دگرگونه‌های نئوپروتروزوئیک (پرکامبرین): مهمترین رخنمون‌های دگرگونه در این ناحیه شامل: سنگ‌های دگرگونه‌ای نظیر گرانیت-گنایس، گنایس، شیست، مرمر و آمفیبولیت (معادل سازند کهر) و همچنین ماسه‌سنگ، شیل‌های میکادار و دولومیت دگرگون شده (معادل سازند بایندر)، به سن نئوپروتروزوئیک هستند که بیشتر در بخش‌های باختر و جنوب‌باختری ناحیه مورد بررسی (شکل ۲) دیده می‌شوند و می‌توانند در طی کوهزاد کادومین (Azizi and Wattam, 2022) بوجود آمده باشند. در طی این فاز دگرگونی، توده‌های گرانیتوئیدی با جنس گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت در درجات مختلفی از رخساره شیست سبز (از گنایس تا متاریولیت) دگرگونی شده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008؛ Hariri and Farjandi, 2003).

د-۲- دگرگونه‌های پالئوزوئیک بالایی: توالی‌های سنگی پالئوزوئیک پایینی توسط این نسل از دگرگونی‌ها (Babakhani et al., 2003) با رخساره دگرگونی ضعیفتری (به صورت مرمر و کوارتزیت) مورد تاثیر قرار گرفته‌اند که در مناطقی مانند شیواتو، شیخ‌چوپان و میرگه نقشینه (باختر- شمال‌باختر سقز) دیده می‌شوند (شکل ۲). این نسل از دگرگونی‌ها که هم‌زمان با توده‌های نفوذی A-type در دونین بالایی- کربونیفر زیرین هستند را می‌توان به بازشدن حوضه (در فاز هرسی‌نین) نسبت داد.

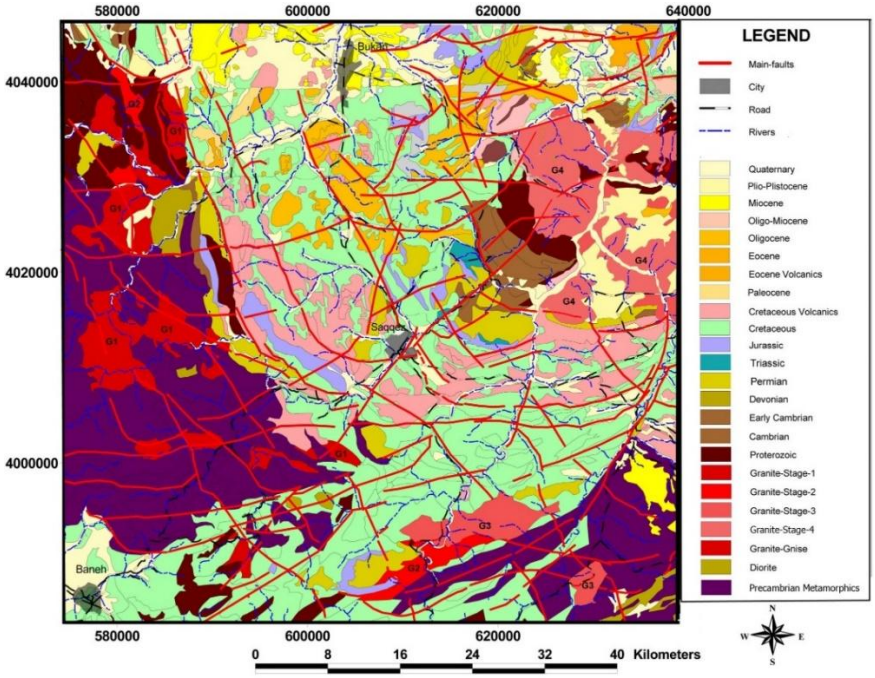
د-۳- دگرگونه‌های کرتاسه: بنظر می‌رسد که این دگرگونی‌ها مرتبط با فاز کوهزایی لارامید (کرتاسه بالایی-پالئوسن) باشند که عمدتاً در منطقه جنوب‌خاوری سقز شناسایی شده است. عملکرد این فاز دگرگونی سبب شده که برخی از توالی‌های سنگی کرتاسه- ژوراسیک (شامل شیل‌های خاکستری، شیل‌های آهکی و آهک) در رخساره شیست سبز دما- فشار بالا دگرگون شوند (Mohajjel et al. 2003; Heydari et al., 2005; Aliyari et al., 2005; Ghasemi & Talbot, 2006).

د-۴- دگرگونه‌های ائوسن-الیگوسن: این دسته از دگرگونی‌ها بیشتر از نوع دگرگونی‌های مجاورتی ناشی از نفوذ توده‌های آذرین در منطقه قلعه‌گاه قابل مشاهده هستند عملکرد این دگرگونی سبب ایجاد کلریتوئیدشیست در سازند کهر و هورنفلس در بخش شمال - مرکز شده‌اند (Arian et al., 2011).




شکل ۱: (a) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی (NCC, 1999)؛ (b) تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ ناحیه مورد مطالعه

Figure 1: Geographic location and available roads (NCC, 1999), (b) Landsat 8 Satellite Image of studied region

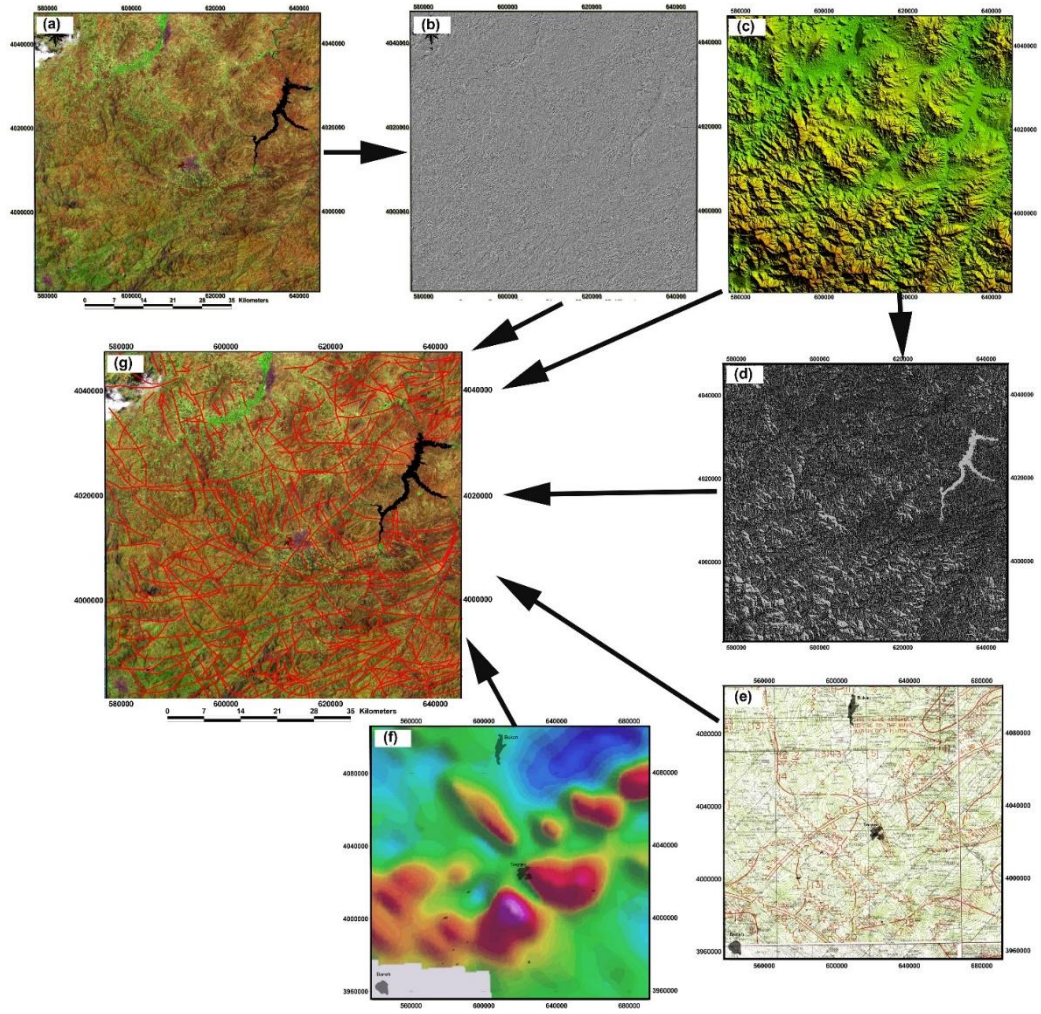



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی (تهیه شده بر اساس مشاهدات صحرایی و Hariri and Farjandi, 2003)

Figure 2: Geological map of studied region (Modified after Hariri and Farjandi, 2003)

### ۳- روش‌های بررسی

در این پژوهش، جهت تشخیص واحدهای سنگی و همچنین شناسایی و تحلیل ساختارها از تکنیک‌های متفاوتی استفاده گردیده است ، به‌گونه‌ای که ابتدا با استفاده از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ ، ترکیب رنگی کاذب RGB=741 تهیه گردیده وسپس با بهره‌گیری از باند ۸ (با دقت ۱۴ متر) و ترکیب رنگی کاذب ساخته شده (با دقت بالای طیفی)، به کمک روش امتزاج تصاویر (PC Spectral Sharpening)، تصویری با دقت طیفی و دقت مکانی بالا تهیه گردید (شکل ۳-a). با استفاده از آنالیز نیمه خودکار بصری، محدوده رخنمون‌های سنگی شناسایی شدند (شکل ۲). جهت استخراج ساختارهای خطی (خطواره‌ها) ابتدا با استفاده از فیلترهای جهت‌دار با آزیموت‌های ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ (شکل ۳-b) بر روی باند R تصویر، نسبت به بارزسازی اقدام گردید. سپس با استفاده از توابع محیط GIS، نسبت به تهیه مدل رقومی ارتفاعی (Digital Elevation Model- DEM) (شکل ۳-c) و جهت استخراج بهتر ساختارها از فیلتر اعمال جهات مختلف نور خورشید (شکل ۳-d) بر روی نقشه مدل رقومی منطقه استفاده گردید.




شکل ۳: (a) تصویر ماهواره‌ای اصلاح و بارزسازی شده، (b) اعمال فیلتر بر روی باند R تصویر، (c) مدل رقومی ارتفاعی ناحیه، (d) اعمال فیلتر جهت تابش خورشید بر روی DEM ناحیه، (e) نقشه آنومالی مغناطیسی هوایی (Yousefi and Friedberg,۱۹۷۸)(1978)، (f) نقشه گرانی‌سنجی آنومالی بوگه (Dehghani and Makris, 1984)، (g) استخراج ساختارها با استفاده از لایه‌های اطلاعاتی

Figure 3: (a) modified and enhanced satellite image, (b) operating of filter on R-band of image, (c) Digital Elevation Model (DEM) of region, (d) operating of sun-shade filter on DEM of region, (e) Aero-Magnetic anomaly map (Yousefi and Friedberg, 1978), (f) Gravimetrical Bouger anomaly map (Dehghani and Makris, 1984), and (g) extracting of structures using of data layers.

همچنین به کمک نقشه‌های زیرسطحی خطواره‌های مغناطیسی (شکل ۳-e) و گرانی‌سنجی (شکل ۳-f) موجود، ساختارها در قالب خطواره شناسایی، استخراج و رقومی گردیدند (شکل ۳-g). سپس ساختارهای شناسایی شده، براساس شواهد صحرایی مورد کنکاش قرار گرفته و برمبنای این شواهد، گسل‌های ناحیه مورد بررسی، شناسایی و به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی (براساس طول، عرض و عملکرد آنها) تقسیم گردیدند (شکل ۴). در این پژوهش، جهت بررسی وضعیت زیرسطحی ساختارهای اصلی و همچنین وضعیت تغییرات عمق پی‌سنگ ناحیه، از نقشه‌های پی‌سنگ مغناطیسی و ژئوفیزیک هوایی (داده‌های گرانی‌سنجی از آنومالی بوگه) استفاده گردید.

در تحلیل‌های هندسی شکستگی‌ها، ابتدا نمودارهای گل‌سرخی برای هر ایستگاه براساس تعداد- فرکانس تکرار (Ramsay and Huber,1987) تهیه گردید که براساس آن توزیع و جهت‌گیری شکستگی‌های غالب را در منطقه می‌توان به نمایش درآورد. برای تعیین وضعیت عمقی صفحات اصلی گسلش، ابتدا قطب صفحات شکستگی‌ها محاسبه و در ادامه، با توجه به این‌که قطب شکستگی‌های مرتبط با گسل‌ها، عمود بر روند اصلی گسلش هستند، ابتدا صفحه شامل قطب شکستگی‌ها ترسیم گردیده و سپس صفحه‌ای عمود بر آن ترسیم شد. این صفحه هم‌راستا با صفحه گسلش اصلی خواهد بود. جهت تحلیل‌های سینماتیکی (حرکتی) با توجه به محیط دگریخت‌شده شکننده (Brittle) یا شکل‌پذیر (Ductile) از سه روش استفاده گردید که عبارتند از: (الف) روش محاسبه صفحه حرکتی: برای اینکار با قرار دادن قطب گسل و بردار لغزش در شبکه اشمیت، صفحه حرکتی محاسبه شده و در ادامه، برای تعیین محورهای حرکتی، با حرکت ۴۵ درجه در جهت و خلاف جهت بردار لغزش بر روی صفحه حرکتی، موقعیت محورهای فشارش و کشش تعیین گردیدند (Marrett and Almendinger, 1990). از این روش جهت تحلیل شکستگی‌ها در محیط شکننده استفاده می‌شود. (ب) روش محاسبه بر اساس محور ریزچین‌ها: در این روش، ابتدا سطح محوری ریزچین شکل گرفته در یک محیط شکل‌پذیر، ترسیم شده و سپس فرض بر این است که عمود بر آن، هم‌راستای محور فشارشی باشد که به صورت محلی سبب تشکیل این ریزچین گردیده است. (ج) روش محاسبه بر اساس صفحات برش: در این روش اگر اثبات شود که زون برشی به صورت برش ساده بوده است، محور فشارش در زاویه ۴۵ درجه (با توجه به راست‌بر یا چپ‌بر بودن زون برش) نسبت به این زون قرار گرفته ولی اگر زون برشی برش خالص (دارای مکانیسم معکوس) باشد، محور فشارش در زاویه ۹۰ درجه نسبت به این زون قرار می‌گیرد. جهت مطالعه دقیق‌تر بافت و ریزساختارهای ایجادشده در سنگ‌ها، از بررسی‌های میکروسکوپی استفاده گردید. این تحلیل‌ها بر روی مقاطع نازک تهیه‌شده از نمونه‌های سنگی جمع‌آوری شده از واحدهای مختلف زمین‌شناسی در محدوده مطالعاتی انجام پذیرفت.

## ۴- بررسی‌های ساختاری

### ۴-۱- بررسی گسل‌های اصلی منطقه:

حداقل ۵ گسل اصلی در منطقه مورد مطالعه، شناسایی (شکل ۴) و مورد بررسی قرار گرفتند که عبارتند از:

الف- گسل شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران: این گسل با حالتی خمیده از دو بخش: شیخ‌چوپان با سازوکار معکوس با مقداری مولفه راستالغز راست‌بر و روند N160-170 به طول تقریبی ۴۵ کیلومتر و حسن‌سالاران با مکانیسم خالص‌لغز (Net-slip) معکوس به‌همراه مولفه راستالغز چپ‌بر و روند N70-80 به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر (شکل ۴) تشکیل یافته است. عرض زون گسلش در این پهنه حداقل ۲۰ کیلومتر بوده و عملکرد این گسل سبب ایجاد یک پهنه عریض خمیده در منطقه گردیده است. شایان توجه است که عمده رخنمون‌های قدیمی با سن نئوپروتروزوئیک (شامل دگرگونی‌ها و توده‌های نفوذی پرکامبرین) در این پهنه قرار گرفته‌اند (شکل ۲). با توجه به این مسئله و مشاهده زون‌های برشی کاملاً شکل‌پذیر در طول این پهنه گسلیده (شکل ۵-a) می‌توان اذعان نمود که این پهنه گسلی خمیده (کمانی شکل) اولین نسل گسلش در منطقه باشد.

ب- گسل تموغه- کانی‌کبود: این گسل نیز همانند پهنه گسلیده شیخ‌چوپان- حسن‌سالاران با حالتی خمیده از دو بخش: تموغه با مکانیسم معکوس با مقداری مولفه راستالغز راست‌بر و روند N160-170 به طولی بیش از ۵۰ کیلومتر و کانی‌کبود با مکانیسم معکوس به‌همراه مولفه راستالغز چپ‌بر (خالص‌لغز) و روند N70-80 به طول تقریبی ۴۵ کیلومتر (شکل ۴) تشکیل یافته است. عرض این زون گسلش نیز بیش از ۲۰ کیلومتر می‌باشد (شکل ۴). همراهی این پهنه گسلیده با پهنه گسلش شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران شکلی خمیده از رخنمون‌های قدیمی با سن شامل دگرگونی‌ها و توده‌های نفوذی پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک) برای این منطقه رقم زده است. همچون پهنه گسلیده شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران، با توجه به این مسئله و مشاهده زون‌های

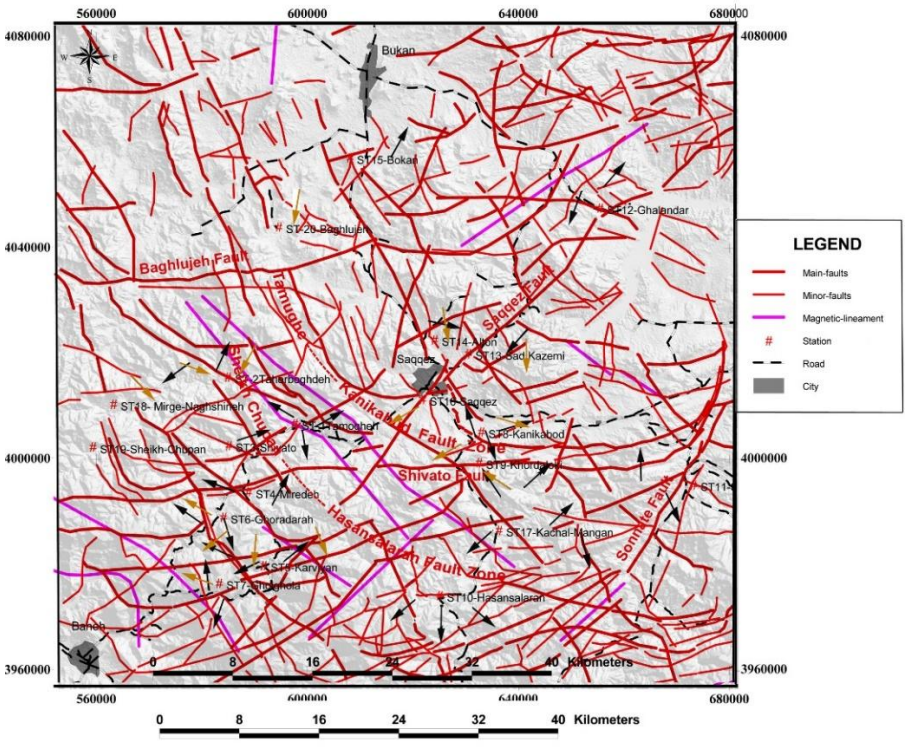
برشی کاملاً شکل‌پذیر در طول این پهنه گسلیده (اشکال ۵-b) نیز می‌توان به این نتیجه رسید که این پهنه گسلیده خمیده نیز اولین نسل گسلش در منطقه باشند.

ج- گسل بغلوجه: این گسل با امتداد تقریباً خاوری- باختری (N80-90) و درازایی حدود ۶۵ کیلومتر و سازوکار معکوس با مقداری مولفه چپ‌بر (شکل ۵-c) به صورت طولی در بخش شمال-مرکز (شمال سقز شکل ۴) قرار گرفته است. عملکرد این گسل سبب ایجادجابجایی چپ‌بر سایر ساختارها، بخصوص در بخش شیخ‌چوپان گسل شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران در شمال-مرکز منطقه شده است که بر این اساس می‌توان آن را به عنوان نسل دوم گسلش در نظر گرفت.

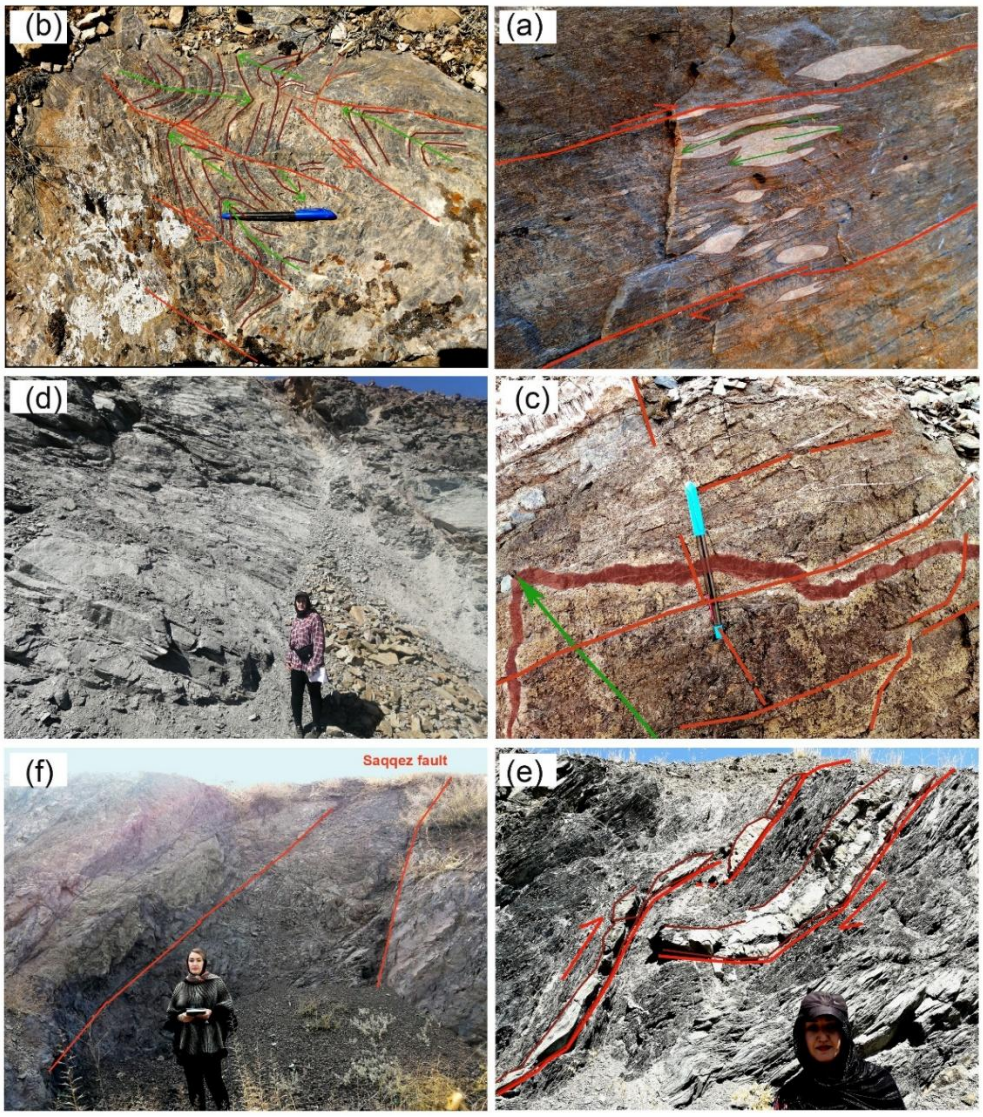
د- گسل شیواتو: این گسل با امتداد تقریباً خاوری- باختری (N85-90) و درازایی حدود ۷۰ کیلومتر و سازوکار معکوس با مقداری مولفه چپ‌بر (شکل ۵-d) به صورت طولی در بخش جنوب-مرکز (جنوب سقز، شکل ۴) قرار گرفته است. عملکرد این گسل (هم‌مانند گسل بغلوجه) سبب ایجادجابجایی چپ‌بر سایر ساختارها، بخصوص در بخش حسن‌سالاران گسل شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران در جنوب-مرکز منطقه شده است که بر این اساس می‌توان آن را به عنوان نسل دوم گسلش در نظر گرفت.

ه- گسل سنته: این گسل با امتداد N25-40 به صورت اریب منطقه مورد بررسی را قطع نموده و می‌توان به صورت خطواره‌ای مستقیم که مسیر رودخانه زرینه‌رود (در بخش باختری) را تعیین کرده را در تصویر ماهواره‌ای (شکل ۱) مشاهده نمود. این گسل با طولی حدود ۴۰ کیلومتر دارای سازوکار نرمال با مقداری مولفه راستالغز چپ‌بر (شکل ۵-e) می‌باشد. این گسل را نیز با توجه به اینکه تمامی ساختارهای قدیمی‌تر (نسل‌های اول و دوم) را قطع و جابجا نموده است (شکل ۴)؛ می‌توان به عنوان نسل سوم گسلش در نظر گرفت.

و- گسل سقز: این گسل با امتداد N35-45 به صورت اریب بخش مرکزی منطقه مورد بررسی را قطع نموده (شکل ۴) و می‌توان آن را به صورت خطواره‌ای مستقیم که مسیر رودخانه چم‌سقز را تعیین کرده، در تصویر ماهواره‌ای (شکل ۱) مشاهده نمود. این گسل با طولی حدود ۷۵ کیلومتر دارای سازوکار راستالغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال (شکل ۵-f) می‌باشد. این گسل را با توجه به اینکه تمامی ساختارهای قدیمی‌تر (نسل‌های اول و دوم) را قطع و جابجا نموده است (شکل ۴)؛ می‌توان به عنوان نسل سوم گسلش در نظر گرفت.




شکل ۴: نقشه ساختاری ناحیه مورد بررسی
Figure 4: Structural Map of studied region




شکل ۵: (a) نمایی از زون برشی شکل‌پذیر در طول پهنه گسلیده شیخ‌چوپان- حسن‌سالاران (در منطقه کرویان)، (b) نمایی از زون برشی شکل‌پذیر در طول پهنه گسلیده تموغه-کانی‌کبود (در منطقه طاهربغده)، (c) گسل بغلوجه، (d) گسل شیواتو، (e) گسل سنته، (f) گسل سقز

Figure 5: (a) a view from ductile shear zones along Sheikhchupan-Hasansalaran fault (in Kervian area), (b) a view from ductile shear zones along Tamughe-Kanikabud fault (in Taherboghde area), (c) Baghlujeh fault, (d) Shivatu fault, (e) Sonnate fault, and (f) Saqqez fault

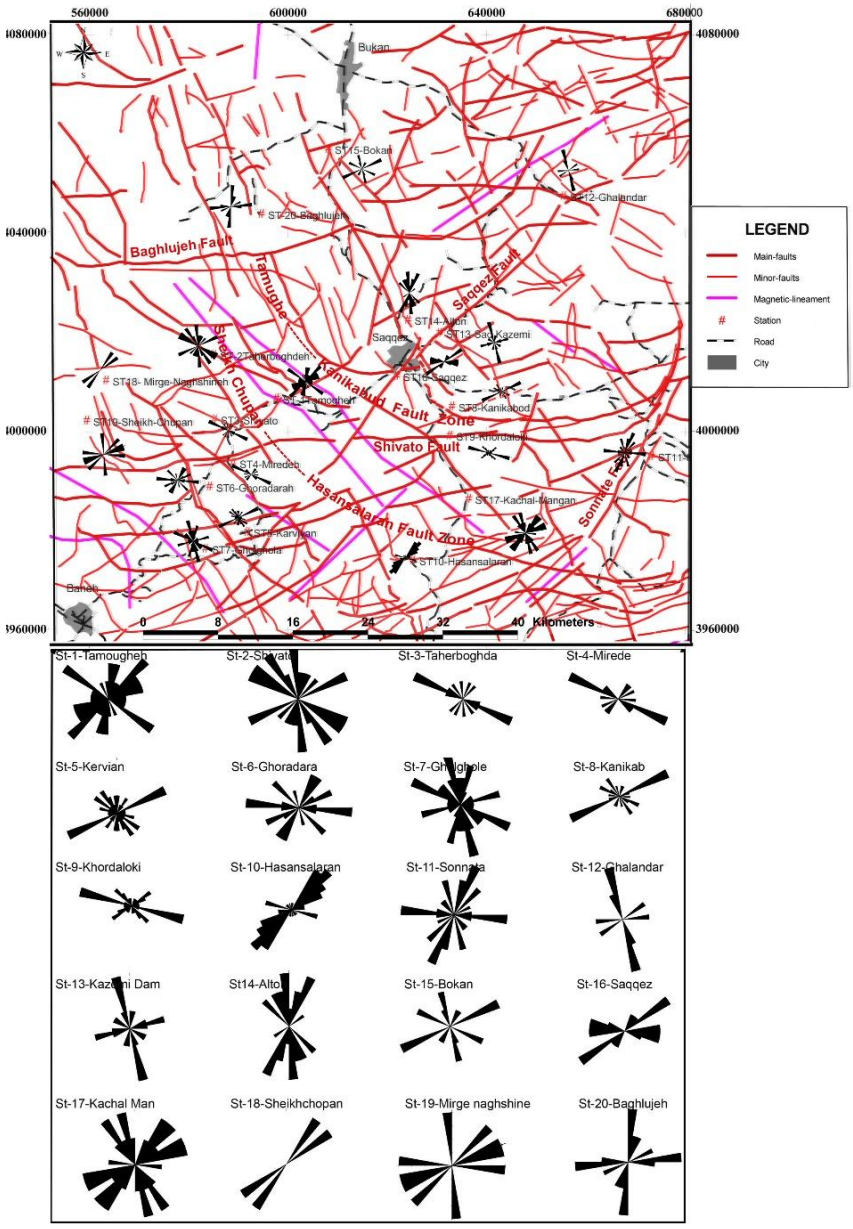
### ۴-۲- بررسی هندسی ساختارها

در این بخش به بررسی وضعیت فراوانی شکستگی‌ها با جهات غالب (نمودارهای گل‌سرخی) و محاسبه صفحات اصلی گسلش در ۲۰ ایستگاه اصلی برداشت اطلاعات پرداخته می‌شود.

الف- بررسی نمودارهای گل‌سرخی: در بررسی نمودارهای گل‌سرخی (شکل ۶ و جدول ۱) مشخص شد که وضعیت جهت غالب شکستگی‌ها (معرف زون‌های اصلی گسلش) حکایت از آن دارد که بیشترین فراوانی شکستگی‌ها مربوط به روندهای N100-120، N160-170 و N50-70 می‌باشند.

روند شکستگی‌های N100-120 می‌توانند در ارتباط با عملکرد گسل‌های بغلوجه و شیواتو باشند. در صورتی که روند شکستگی‌های N160-170 می‌توانند مرتبط با عملکرد بخش باختری گسل‌های شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران و تموغه- کانی‌کبود (که در برگیرنده رخنمون‌های دگرگونه‌های پرکامبرین بخش باختر-جنوب‌باختری) باشند. روند شکستگی‌های N50-70 بیشتر در بخش‌های جنوب‌باختر به سمت شمال‌خاور دیده شده و می‌توانند در ارتباط با عملکرد بخش خاوری گسل‌های شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران و تموغه- کانی‌کبود باشند.

ب- محاسبه صفحات اصلی گسلش: با بررسی نتایج حاصل از محاسبات صفحات اصلی گسلش (شکل ۷ و جدول ۱)، می‌توان به مشخصات عمقی گسل‌های اصلی منطقه پی‌برد؛ به گونه‌ای که مشخصات بخش باختری پهنه گسلی شیخ‌چوپان-حسن‌سالاران در ایستگاه‌های ۴، ۵، ۶، ۷، ۱۶، ۱۸ و ۱۹ با مقادیر حدود N130-150/30-45-NE محاسبه شد و مشخصات بخش خاوری آن در ایستگاههایی مانند ۱۰ و ۱۷ مقادیر حدود N60-70/ 40-50-SE بدست آمد. همچنین مشخصات برای پهنه گسلی طاهربغده-کانی‌کبود در ایستگاه‌های ۱۳، ۱۴، ۱۵و ۱۶ با ویژگی‌های ساختاری N67/45-SE برای بخش خاوری و N130-140/30-45-NE برای بخش باختری محاسبه گردید. مشخصات گسل بغلوجه N111/29-SW در ایستگاه ۲۰ بدست آمد. برای گسل سقز در ایستگاههای ۲، ۱۴ و ۱۶ مشخصات ساختاری N45-55/30-40-NW محاسبه گردید. برای گسل سنته نیز مشخصات N21/57-NW در ایستگاه ۱۱ بدست آمد.

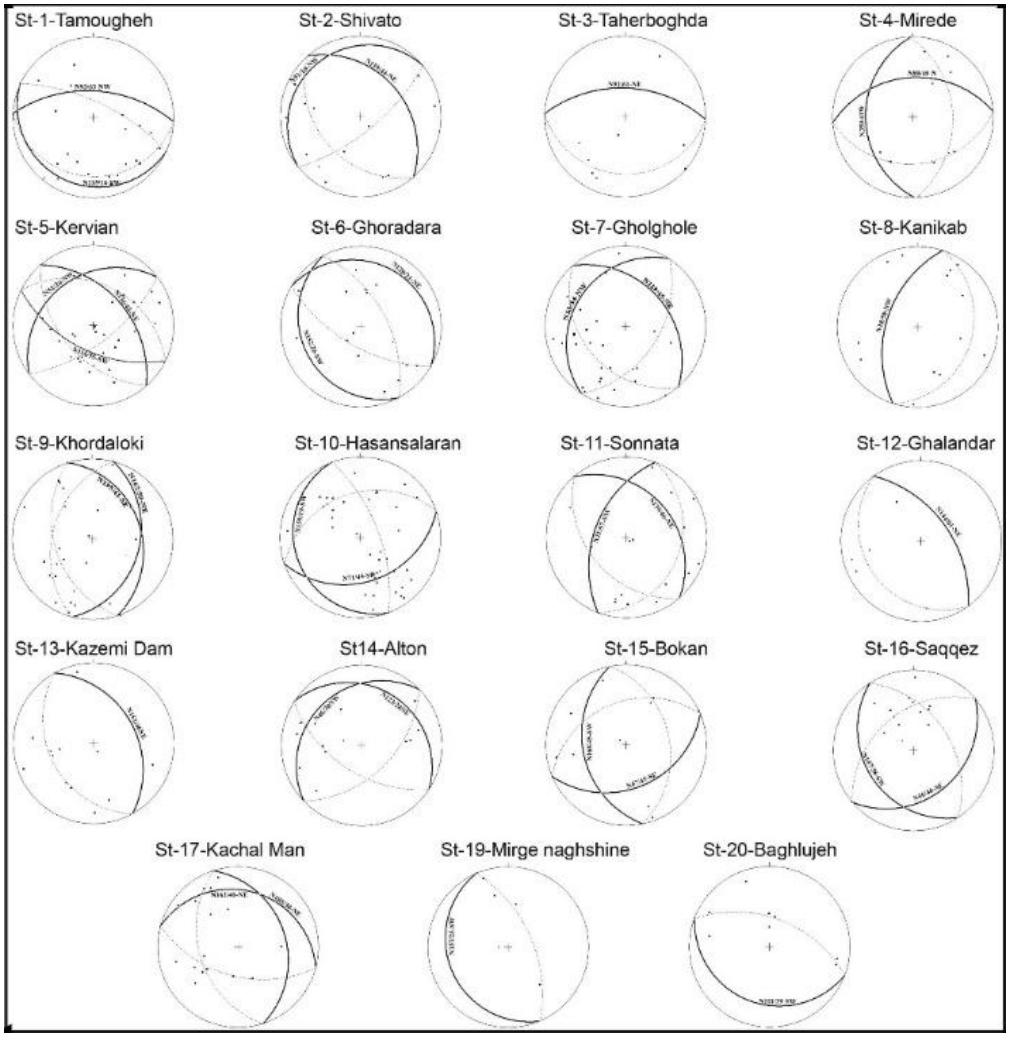



شکل ۶: محاسبه نمودارهای گل‌سرخی برای ایستگاههای مختلف ناحیه مورد بررسی
Figure 6: Calculating of Rose diagram for different stations in studied region

جدول ۱: نتایج تحلیل‌های هندسی و سینماتیکی ساختارها

Table 1: The results of Geometrical and Kinematic Analysis

| Station | Area Name | Geographical Coordinates | | Rose Diagram (Azimuths) | Calculating of Fault Planes | P-axes Azimuths in Brittle Condition |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Latitude | Longtiude | | | |
| ST-1 | Tamogheh | 36 12 19 | 46 07 21 | 40-50, 120-130 | N115/16-SW, N93/63-NW | 55, 300, 170 |
| ST-2 | Taherboghdeh | 36 14 53 | 46 02 54 | 60-70, 140-150, 110-130 | N139/44-NE, N51/16-NW | 72 |
| ST-3 | Shivato | 36 11 10 | 46 02 54 | 110-120 | N92/61-NE | 27, 233 |
| ST-4 | Miredeh | 36 08 38 | 46 04 12 | 110-120 | N89/49-NW, N179/41-NW | 27, 291 |
| ST-5 | Karviyan | 36 04 39 | 46 05 09 | 60-70 | N136/84-NE, N53/26-NW, N116/55-SW | 27, 291 |
| ST-6 | Ghoradarah | 36 07 17 | 46 02 31 | 90-100, 20-30 | N152/26-SW, N120/21-NE | 315, 163 |
| ST-7 | Gholghole | 36 03 43 | 46 02 11 | 110-120, 160-170 | N139/45-NE, N33/34-NW | 351, 188 |
| ST-8 | Kanikabod | 36 11 45 | 46 19 50 | 60-70 | N18/58-NW | 340, 73, 160 |
| ST-9 | Khordaloki | 36 10 04 | 46 19 39 | 100-110 | N15/41-SE, N162/39-NE | 322, 45 |
| ST-10 | Hasansalaran | 36 02 54 | 46 16 54 | 100-110, 30-40, 40-50 | N159/19-SW, N71/44-SE | 236, 182, 130 |
| ST-11 | Sonnate | 36 08 42 | 46 33 59 | 90-100, 20-30 | N21/57-NW, N139/40-NE | 360, 155 |
| ST-12 | Ghalandar | 36 23 48 | 46 28 01 | 150-160, 170-180 | N144/61-NE | 40, 200 |
| ST-13 | Sad Kazemi | 36 16 00 | 46 19 01 | 160-170 | N151/46-NE | 232 |
| ST-14 | Alton | 36 16 47 | 46 16 47 | 170-180 | N123/28-NE, N46/30-NW | 100 |
| ST-15 | Bukan | 36 26 42 | 46 11 15 | 60-70 | N67/45-SE, N168/45-SW | 24 |
| ST-16 | Saqqez | 36 13 33 | 46 15 56 | 50-60, 80-100 | N147/38-SW, N50/40-SE | ---------- |
| ST-17 | Kachal Mangan | 36 06 24 | 46 20 56 | 60-80, 30-50, 160-170, 140-150 | N150/30-NE, N162/40-NE | 231, 48, 166 |
| ST-18 | Mirge-Naghshineh | 36 13 29 | 45 55 14 | 50-60, 30-40 | ---------- | ---------- |
| ST-19 | Sheikh Choopan | 36 11 10 | 45 53 49 | 90-100, 60-80, 40-50, 170-180 | N157/25-SW | ---------- |
| ST-20 | Baghlujeh | 36 23 00 | 46 06 26 | 80-90,00-10 | N111/29-SW | ---------- |




شکل ۷: محاسبه صفحات اصلی گسلش در ایستگاههای مختلف ناحیه مورد بررسی

Figure 7: Calculating of main faulting planes for different stations in studied region

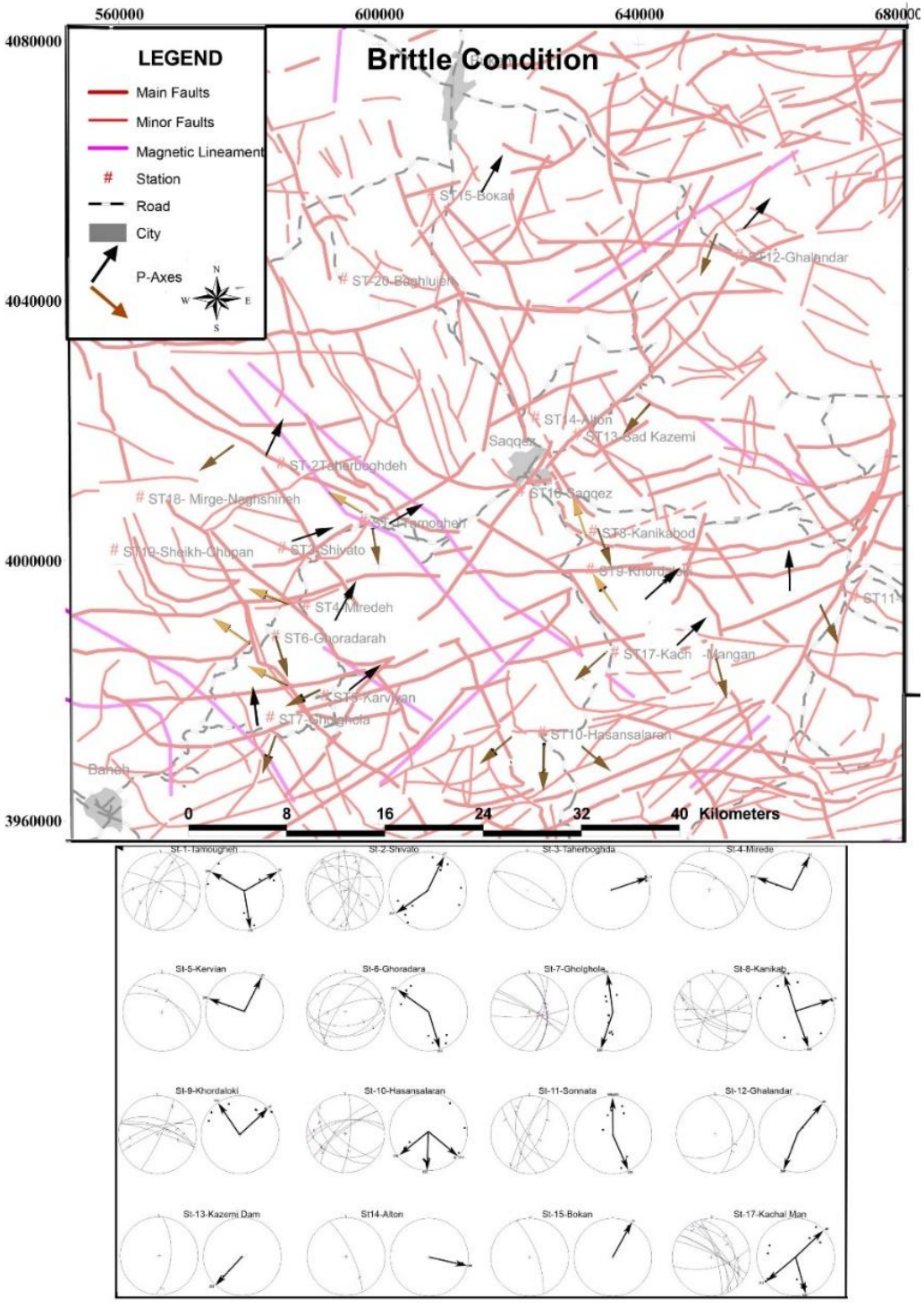
### ۴-۳- بررسی سینماتیکی ساختارها

در این بخش به بررسی نتایج حاصل از محاسبه محورهای فشارش در محیط‌های شکنا و شکل‌پذیر پرداخته شده است. بررسی این نتایج نشان می‌دهد که:

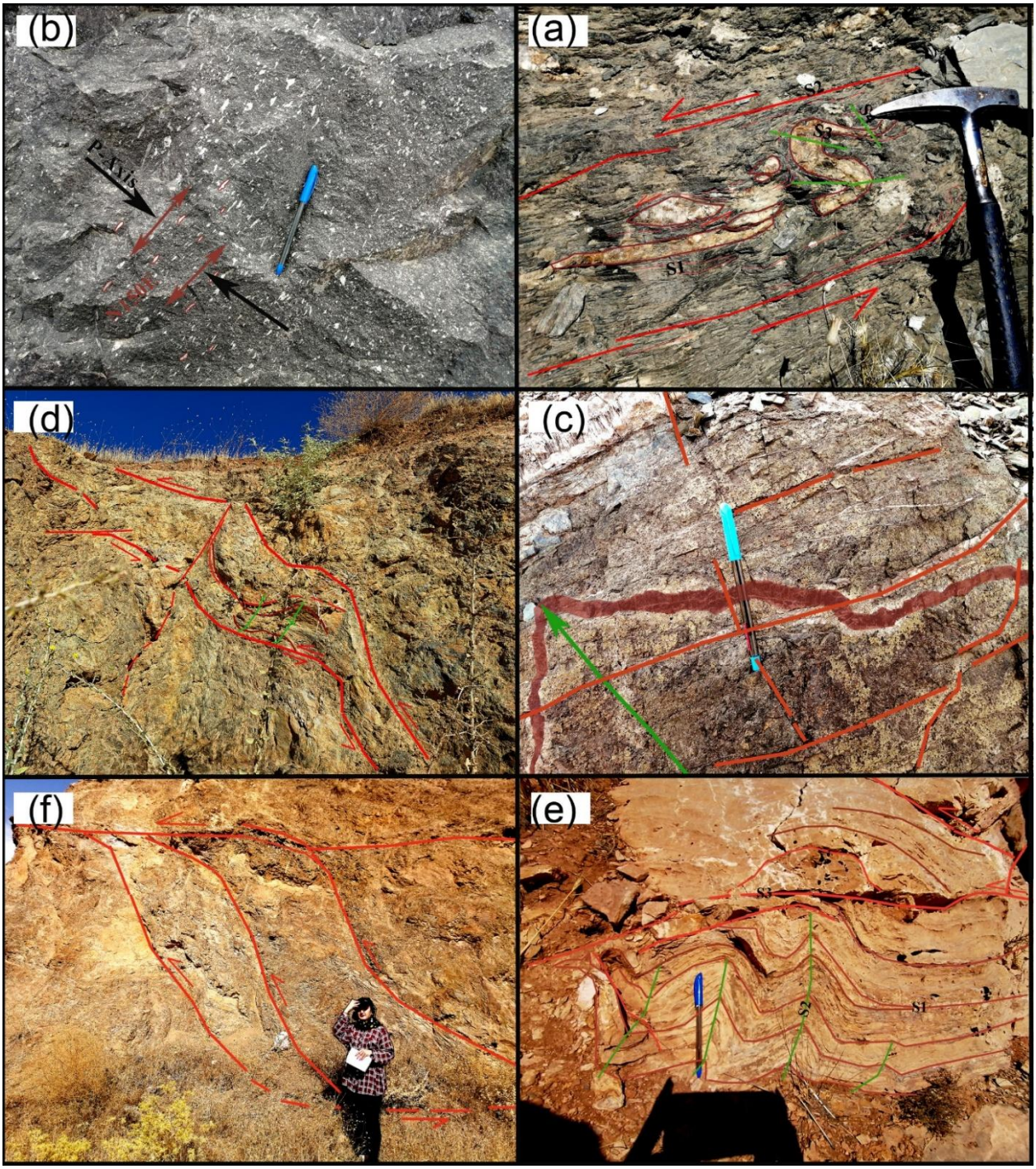
الف- محیط شکنا: براساس تحلیل سینماتیکی ساختارها در محیط شکنا (شکل ۸ و جدول ۱)، دو دسته محور فشارش اصلی با روندهای شمال‌باختر- جنوب‌خاوری (با آزیموت‌های ۱۸۰-۱۵۵ و ۳۶۰-۳۴۰) و شمال‌خاور- جنوب‌باختری (با آزیموت‌های ۷۰-۴۵ و ۲۳۵-۲۱۰) در ایستگاههای مختلف ناحیه مورد بررسی، محاسبه گردیدند (شکل ۸). همچنین تعداد محدودی محورهایی با روند تقریباً خاوری-باختری (با آزیموت‌های ۱۰۵-۹۰ و ۳۱۵-۲۹۰) نیز بدست آمدند.

ب- محیط شکل‌پذیر و نیمه‌شکل‌پذیر: در بررسی‌های صحرایی و تحلیل ساختارهای شکل‌پذیر و نیمه‌شکل‌پذیر شواهدی نظیر موارد ذیل: (الف) در منطقه کرویان زون برشی راست‌بر (شکل ۹-a)، (ب) در منطقه سقز زون شکل‌پذیر از کشیدگی لنزهای کوارتز (شکل ۹-b)، (ح) در منطقه بغلوجه خمیدگی نیمه‌شکل‌پذیر لایه‌ها در زون برشی (شکل ۹-c)، (د) در منطقه کانی‌کبود زون برشی راستالغز در محیط شکل‌پذیر (شکل ۹-d)، (ه) در منطقه طاهربغده ریزچین‌های شکل‌گرفته در محیط نیمه‌شکل‌پذیر (شکل ۹-e) و (و) در منطقه آلتون دوپلکس شکل‌گرفته در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر (شکل ۹-f) مشاهده گردیدند. براساس تحلیل سینماتیکی ساختارهایی نظیر ریزچین‌ها و زون‌های برشی در محیط‌های نیمه‌شکل‌پذیر و شکل‌پذیر (اشکال ۹ و ۱۰)، سه دسته محور فشارش اصلی با

روندهای: جنوب-جنوب‌خاوری (با آزیموتهای ۱۹۰-۱۶۰ در محیطی کاملاً شکل‌پذیر)، جنوب‌باختری (با آزیموت‌های ۲۱۰-۲۴۰ در محیط‌های نیمه‌شکل‌پذیر و شکل‌پذیر) و تقریباً رو به باختر (با آزیموت‌های ۳۱۰-۲۹۰ در محیط‌های نیمه‌شکل‌پذیر و شکل‌پذیر) محاسبه گردیدند (شکل ۱۰).

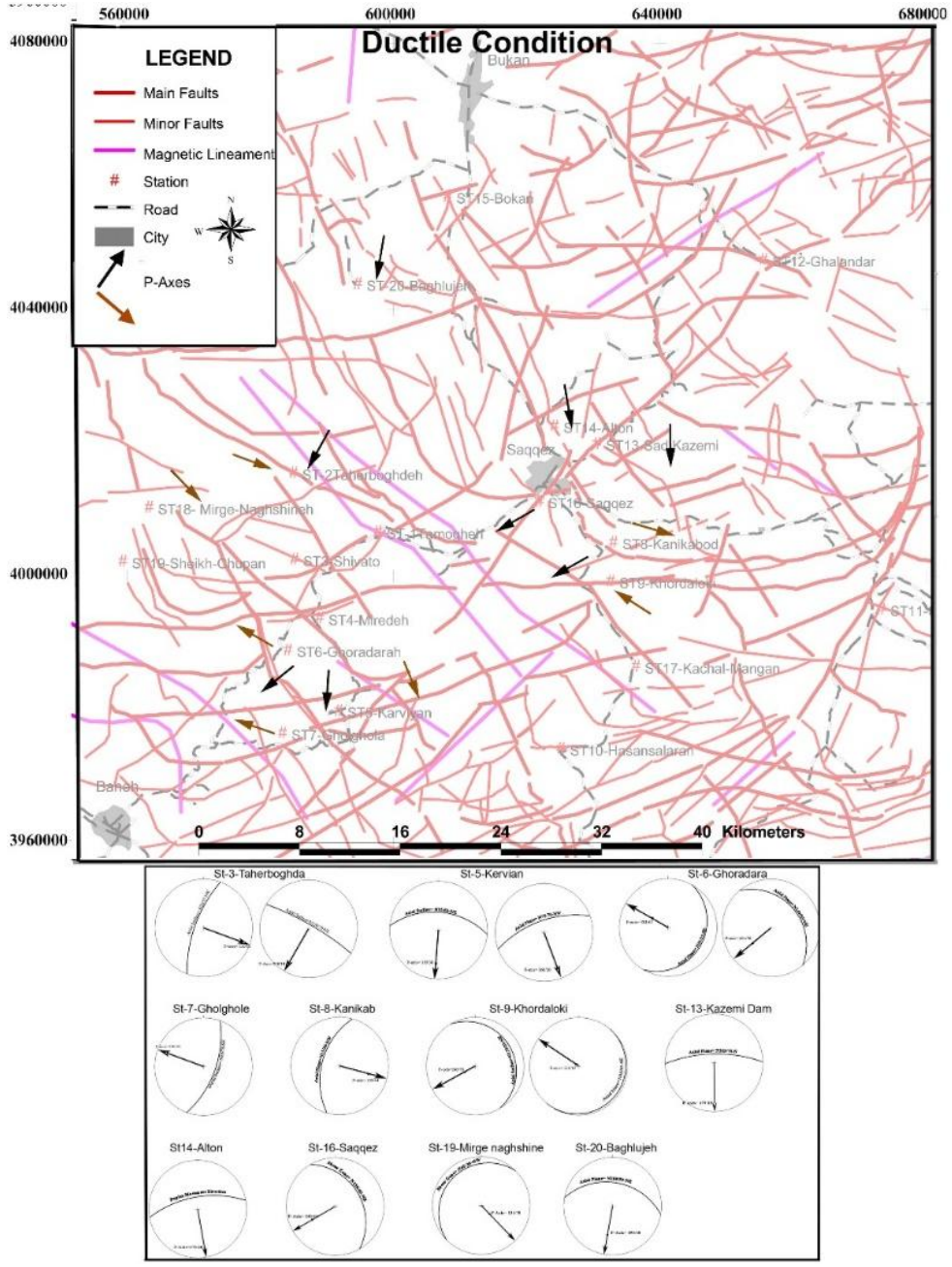



شکل ۸: محاسبه محورهای فشارش در محیط زمین‌ساختی شکنا و دسته‌بندی آنها
Figure 8: Calculating and categorizing of P-axes in brittle environment




شکل ۹: نماهایی از بررسی صحرایی و تحلیل ساختارهای شکل‌پذیر و نیمه‌شکل‌پذیر. (a) زون برشی راست‌بر در کرویان، (b) زون شکل‌پذیر از کشیدگی لنزهای کوارتز در منطقه سقز، (c) خمیدگی لایه‌ها در زون برشی نیمه‌شکل‌پذیر در بغلوجه، (d) زون برشی راستالغز در محیط شکل‌پذیر در کانی‌کبود، (e) ریزچین‌های شکل‌گرفته در محیط نیمه‌شکل‌پذیر در طاهربغده، و (f) دوپلکس شکل‌گرفته در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر در آلتون.

Figure 9: Some views of field investigation and analyzing of ductile-semiductile structures; (a) Dextral shear zone in Kervian area, (b) Quartz grain extension in a shear zone in Saqqez area, (c) layer flexuring in a shear zone in Baghlujeh area, (d) strike-slip shear zone in a ductile environment in Kanikabud area, (e) micro-folds formed in semiductile environment in Taherboghde area, and (f) Duplex formed in in semiductile environment in Alton area.




شکل ۱۰: محاسبه محورهای سینماتیکی درمحیط نیمه‌شکل‌پذیر و شکل‌پذیر و دسته‌بندی آنها

Figure 10: Calculating and categorizing of P-axes in ductile-semiductile environment

### ۴-۴- بررسی میکروسکوپی فازهای دگریختی

در این بررسی‌ها وضعیت بافت اولیه (یا ثانویه) سنگ و همچنین ریزساختارهایی نظیر زون‌های برشی و ریزچین‌ها در محیط‌های شکل‌پذیر، نیمه‌شکل‌پذیر و شکنا، جهت بررسی فازهای مختلف دگریختی‌های صورت پذیرفته شده در طی فرگشت زمین‌ساختی ناحیه مورد مطالعه قرار گرفتند (شکل ۱۱). نتایج این بررسی‌ها در ایستگاه‌های بخش‌های مختلف به شرح ذیل می‌باشند:

الف- منطقه قلقله: در اولین مقطع از این منطقه (شکل ۱۱-a)، سه نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب ایجاد ریزچین-هایی با زاویه ۸۰-۷۰ درجه نسبت به شیستوزیته‌های نسل اول در یک محیط شکل‌پذیر (D2)، فاز سوم به صورت ایجاد زون برشی راست‌بر عمود بر شیستوزیته در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر (D3) دیده می‌شوند.

در دومین مقطع از این منطقه (شکل ۱۱-b)، سه نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب ایجاد ریزچین‌هایی با زاویه ۸۰-۷۰ درجه نسبت به شیستوزیته‌های نسل اول در یک محیط شکل‌پذیر (D2)، ایجاد ریزگسل‌هایی موازی با شیستوزیته‌های نسل اول در یک محیط شکنا (D3) دیده می‌شوند.

ب- منطقه کرویان: در اولین مقطع از این منطقه (شکل ۱۱-c)، دو نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب ایجاد رومبوئدر ساختاری تحت اثر یک زون برشی با مکانیسم راستالغز راست‌بر با زاویه ۸۰-۷۰ درجه نسبت به شیستوزیته نسل اول در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر تا شکنا (D2) دیده می‌شوند.

در دومین مقطع از این منطقه (شکل ۱۱-d)، سه نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب ایجاد رومبوئدر ساختاری تحت اثر یک زون برشی با مکانیسم راستالغز راست‌بر با زاویه ۸۰-۷۰ درجه نسبت به شیستوزیته نسل اول در یک محیط نیمه-شکل‌پذیر (D2) و فاز سوم در قالب توسعه ریزشکستگی‌ها در محیط شکنا (D3) دیده می‌شوند.

ج- منطقه میرده: در مقطع تهیه شده از این منطقه (شکل ۱۱-e)، SI نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1) و فاز دوم در قالب چرخش راستگرد یک پرفیروبلاست و ایجاد سایه فشاری (Pressure Shadow) تحت اثر یک زون برشی با مکانیسم راستالغز راست‌بردر محیط نیمه‌شکل‌پذیر (D2) و فاز سوم در قالب توسعه ریزشکستگی‌ها در محیط شکنا (D3) دیده می‌شوند.

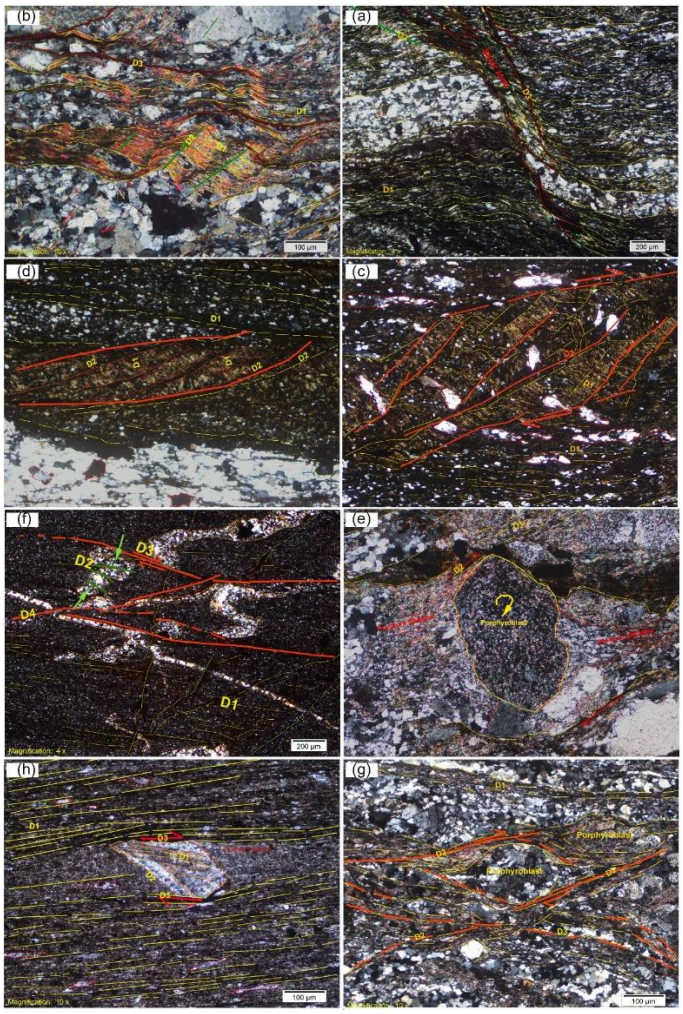
د- منطقه میرگه نقشینه: در مقطع تهیه شده از این منطقه (شکل ۱۱-f)، چهار نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب ایجاد ریزچین‌های روده‌ای (Ptygmatic Folds) در یک محیط شکل‌پذیر (D2)، فاز سوم به صورت بریده و جابجایی راست‌بر ریزچینه‌ها در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر تا شکنا (D3) و فاز چهارم ایجاد ریزگسل‌هایی با جابجایی راستالغز راست‌بر که تمامی ساختارها را در یک محیط شکنا (D4) بریده و جابجا نموده‌اند، قابل مشاهده هستند.

ه- منطقه طاهر بقده: در مقطع تهیه شده از این منطقه (شکل ۱۱-g)، سه نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، فاز دوم در قالب چرخش یک پرفیروبلاست و ایجاد یک شکل رومبوئدرال بهمراه سایه فشاری تحت اثر یک زون برشی راست‌بر با زاویه ۴۰-۳۰ درجه نسبت به شیستوزیته نسل اول در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر (D2) و فاز سوم برش چپ‌بر ساختارها در یک محیط شکنا (D3) دیده می‌شوند.

ه- منطقه بغلوجه: در مقطع تهیه شده از این منطقه (شکل ۱۱-h)، سه نسل دگریختی شامل: فاز اول به صورت ایجاد شیستوزیته در یک محیط شکل‌پذیر (D1)، ایجاد زون شکل‌پذیر (D2) در لبه پرفیروبلاست و فاز سوم در قالب ایجاد چرخش چپگرد بهمراه تشکیل سایه فشاری تحت اثر یک زون برشی چپ-بردر یک محیط نیمه شکل‌پذیر تا شکنا (D3) دیده می‌شوند.

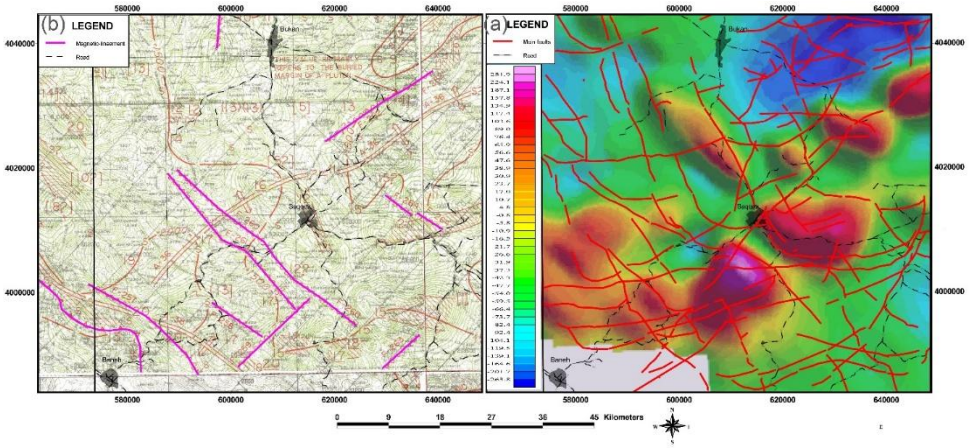
## ۵- بررسی و استخراج ساختارهای زیرسطحی

جهت آشکارسازی و بررسی ساختارهای زیرسطحی و همچنین اصلاح نقشه ساختاری (شکل ۴)، از اطلاعات موجود در نقشه‌های آنومالی مغناطیسی (شکل ۱۲-الف) و ژئوفیزیک هوایی (شکل ۱۲-ب) استفاده گردید. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهند که: (الف) در بررسی نقشه آنومالی مغناطیسی ناحیه مورد بررسی چندین خطواره مغناطیسی شناسایی گردیدند که عبارتند از: خطواره F-257 با امتداد N125 به طول حدود ۲۵ کیلومتر موازی با گسل-های اصلی سطحی در جنوب‌باختر قلقله قرار گرفته و دو خطواره (شماره‌های F-260 و F-261) موازی نیز با امتداد N130 به طول بیش از ۴۲ کیلومتر از مرکز ناحیه مورد بررسی (حدفاصل سقز-تموغه) دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد یک پهنه گسلیده پی-سنگی با عرض بیش از ۳/۵ کیلومتر باشند. این خطواره‌ها به موازات گسل‌های شیخ‌چوپان- حسن‌سالاران و تموغه- کانی‌کبود کشیده شده‌اند (شکل ۱۲-الف). همچنین دو خطواره (شماره F-259 و F-262) با امتداد N45 به طول حدود ۱۷ و ۲۳ کیلومتر موازی با گسل سقز قرار گرفته است. (ب) در بررسی نقشه ژئوفیزیک هوایی (آنومالی بوگه) توده‌هایی با آنومالی مثبت بیش از ۱۰۰-۲۸۰ میلی گال قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۱۲-ب) که بر محل رخنمون‌های منتسب به پرکامبرین در سطح رخنمون-یافته و یا در عمق کم قرار گرفته‌اند.




شکل ۱۱: نمونه‌هایی از مطالعات بافت‌ساختاری (ریزساختاری) در مناطقی نظیر: (a & b) منطقه قلقله، (c &d) منطقه کرویان، (e) منطقه میرده، (f) منطقه میرگه نقشینه، (g) منطقه طاهر بغده و (h) منطقه بغلوجه.

Figure 11: Some samples from Petro-fabrics (micro-structural) studies in different areas; (a & b) Qolqole area, (c & d) Kervian area, (e) Mirede area, (f) Mirgenaghshine area, (g) Taherboghde area, and (h) Baghlujeh area




شکل ۱۲: بررسی زیرسطحی نقشه‌های زمین‌فیزیکی: (a) نقشه آنومالی مغناطیسی هوایی (Yousefi and Friedberg, 1978)، (b) نقشه گرانی‌سنجی آنومالی بوگه (Dehghani and Makris, 1984).

Figure 12: Underground investigations by Geophysical maps; (a) Aero-Magnetic anomaly map (Yousefi and Friedberg, 1978), and (b) Gravimetrical Bouguer anomaly map (Dehghani and Makris, 1984).

**۶- بحث و بررسی**

بررسی‌های این پژوهش نشان داد که گسل‌های اصلی شیخ- چوپان- حسن‌سالاران و تموغه- کانی‌کبود که با حالتی خمیده با روندهای N160-170 تا N70-80 (شکل ۴)، شکلی کمانی از رخنمون‌های دگرگونه و توده‌های نفوذی نوع برخوردی (با سن ۵۳۰-۵۷۰ میلیون سال بر اساس Azizi and Whattam, ۲۰۲۳، ۵۴۱-۵۵۴ میلیون سال بر اساس Hasanzadeh and Wernicke, ۲۰۱۶و ۵۷۸ میلیون سال بر اساس Mahdipour Ghazi et al., ۲۰۱۵) برای این منطقه رقم زده‌اند. با توجه به مشاهده زون‌های برشی کاملاً شکل‌پذیر در طول این پهنه‌های گسلیده (اشکال ۱۰ و ۱۱) می‌توان به این نتیجه رسید که این پهنه‌های گسلیده خمیده اولین نسل گسلش در منطقه باشند. Haji و Safari (۲۰۱۷) و Mojallal Aghbolagh و همکاران (۲۰۱۸) نیز در طی بررسی‌های ساختاری، به شکل کمانی از رخنمون‌های سنگی اشاره نموده و آن را حاصل عملکرد گسل‌های تموغه و حسن‌سالاران دانستند. در بررسی نقشه ژئوفیزیک هوایی، توده‌هایی با آنومالی مثبت شناسایی گردیدند که با الگویی خمیده بر محل رخنمون‌های منتسب به پرکامبرین (دگرگونی‌های با رخساره گنیسی و توده‌های آذرین) انطباق داشته و نشاندهنده این است که پی‌سنگ پرکامبرین حاصل کوهزاد کادومین (Cadomian) (Azizi and Whattam, 2022) در عمق کم قرار گرفته یا در سطح رخنمون‌یافته‌اند. Zarunizadeh و همکاران (۲۰۲۵) نیز با بررسی ژئوفیزیک لرزه‌ای زون برخوردی در زاگرس شمالی، یک ناهنجاری با سرعت بالا در عمق ۵ تا ۲۰ کیلومتری زیر زون سنندج-سیرجان (در برگیرنده ناحیه مورد بررسی) را شناسایی و به عنوان هسته کریستالی زاگرسِ بیرون‌زده در حاشیه فوقانی ایران مرکزی تفسیر نمودند. این مسئله نشاندهنده این است که در این مناطق پی‌سنگ پرکامبرین که حاصل کوهزاد کادومین (Azizi and Whattam, 2022) می‌باشند؛ در سطح رخنمون‌یافته و یا در عمق کم قرار گرفته‌اند. به این پدیده، رخنمون پی‌سنگ مدفون (Exhumation) گفته می‌شود که حاصل رخنمون پیدا نمودن هسته پوسته قاره‌ای (Core Complex) تحت اثر ایزوستازی (Isostacy) می‌باشد. با توجه به الگوی خمیده این رخنمون‌ها (شکل ۱۲-ب)، می‌توان نتیجه گرفت که این واحدهای سنگی کهن مرتبط با کوهزاد برخوردی و کراتونی شدن یک کمان جزیره‌ای (Island Arc) قدیمی باشد.

تحلیل‌های سینماتیکی ساختارها در سه مقیاس ماکروسکوپی در محیط شکنا (شکل ۸)، مزوسکوپی و میکروسکوپی (اشکال ۹، ۱۰ و ۱۱) در محیط‌های شکل‌پذیر- نیمه‌شکل‌پذیر (شامل: بررسی ریزچین‌ها، زون‌های برشی و دوپلکس‌های شکل‌گرفته)، حکایت از وجود حداقل چهار نسل محور فشارش و دگریختی داشت. Haji و Safari (۲۰۱۷)، Mojallal Aghbolagh و Haji (۲۰۱۷) نیز در طی بررسی‌های ساختاری منطقه سقز به این نتیجه رسیدند که این ناحیه متحمل حداقل چهار نسل دگریختی شکل‌پذیر، نیمه‌شکل‌پذیر و شکنا شده است. در صورتی که Aliyari و همکاران (۲۰۰۲)، Aliyari (۲۰۰۶)، Tajeddin و همکاران (۲۰۱۳) و Heydari (۲۰۱۹) معتقدند که این پهنه دچار سه نسل دگریختی (شکل‌پذیر، نیمه‌شکل‌پذیر و شکنا) شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که دگریختی‌ها شامل دو فاز در محیط شکل‌پذیر، یک فاز در محیط نیمه‌شکل‌پذیر (شکل‌پذیر- شکنا) و یک فاز در محیط شکنا در بخش‌های مختلف گردید. این مطالعات نشان داد که در بخش‌های باختری و جنوب‌باختری (محل رخنمون سنگ‌های آذرین- دگرگونه منتسب به پرکامبرین) هر چهار فاز دگریختی دیده می‌شوند. در صورتی که در بخش‌های مرکزی و شمال‌خاوری (محل رخنمون سنگ‌های آذرین- رسوبی منتسب به مزوزوئیک) عمدتاً فازهای نیمه‌شکل‌پذیر (محیط شکل‌پذیر- شکنا) و شکنا قابل مشاهده هستند. خصوصیات نسل‌های دگریختی بدست آمده در این پژوهش عبارتند از:

الف- دگریختی‌های نسل اول (D1): محورهای سینماتیکی این نسل از دگریختی‌ها دارای روند رو به جنوب‌باختر (N190-240) بوده که در زون‌های شکل‌پذیر (در قالب ایجاد شیستوزیته) در رخنمون‌های سنگی دگرگونی منتسب به پرکامبرین در مناطق باختر- جنوب‌باختر ناحیه مورد بررسی، اندازه‌گیری و مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. از نظر حاجی (۱۳۹۶)، حاجی و صفری (۱۳۹۶)، مجلل آغبلاغ و همکاران (۱۳۹۷) این دگرگونی‌ها شامل یک فاز حرکتی- حرارتی می‌باشد که سبب دگرگونی و دگریختی شکل‌پذیر در واحدهای سنگی شامل: گنایس، گرانیت گنایس، شیست، متاریولیت و متاولکانیک‌ها شده است. این فاز دگریختی توسط عزیزی و واتام (Azizi and Whattam, 2022) به عنوان فاز کادومین (Cadomian) با سن ۵۳۰-۵۷۰ میلیون سال پیش معرفی گردیده است. اطلاعات زیرسطحی حکایت از آن دارند که این گسل‌ها عمدتاً مرزهای این توده‌های قدیمی را مشخص

نموده‌اند و به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که گسل‌هایی نظیر گسل‌های شیخ‌چوپان- حسن‌سالاران و تموغه- کانی‌کبود باید ساختارهای قدیمی باشند.

ب- دگریختی‌های نسل‌های دوم (D2): محورهای سینماتیکی نیز با روند شمال‌باختر (N290-310)- جنوب‌خاور (N130-160) در دگرگونی‌های منتسب به پرکامبرین و پالئوزوئیک بالایی دیده می‌شوند که مربوط به عملکرد زون‌های برشی راستالغز در محیط‌های برشی شکل‌پذیر- نیمه‌شکل‌پذیر، در قالب ایجاد: ریزچین‌های معمولی و یا روده‌ای ( Ptygmatic Folds) ، ایجاد رومبوئدر ساختاری، چرخش پرفیروبلاست‌ها و ایجاد سایه فشاری می‌باشند. این نسل از دگریختی‌ها در بازه زمانی احتمالی پالئوزوئیک پایانی- تریاس (شاید معادل سیمیرین پیشین) شکل گرفته‌اند و بنظر می‌رسد با توجه به خصوصیات ذاتی (Rheological) سنگ‌ها بتوان نتیجه گرفت که مربوط به نسل دوم دگریختی‌ها باشند. نسل دوم دگرگونی‌ها با رخساره آمفیبولیت شیست (دگرگونی‌های دینامیکی مرتبط با فرورانش در نئوتتیس) هستند که نهشته‌های پالئوزوییک پایینی تا پرمین بالایی را تحت‌تاثیر قرار داده‌اند ( Rashidnejad-Omran et al. 2002; Tajeddin, 2011; Babakhani et al., 2013; ) و می‌تواند هم‌زمان با این نسل دگریختی‌ها رخ داده باشند. همچنین عملکرد گسل‌های اصلی بغلوجه و شیواتو با امتداد تقریباً خاوری- باختری (N80-90) که به صورت طولی در بخش شمال-مرکز قرار گرفته‌اند؛ سبب ایجادجابجایی چپ‌بر ساختارهای قدیمی‌تر شده‌اند که بر این اساس می‌توان آن را به عنوان نسل دوم گسلش در بازه زمانی پالئوزوئیک پایانی- تریاس در نظر گرفت. عزیزی و آساهارا (Azizi and Asahara, 2013) به این نتیجه رسیدند که یک برخورد کمان-قاره در زمان ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین رخ‌داده است که اثرات این برخورد در این ناحیه به احتمال قدیمی‌تر خواهد بود. علوی(Alavi, 1994) الگوی ساختاری پهنه سنندج- سیرجان را متشکل از ساختارهای دوپلکس (Duplex) دانست که سبب راندگی واحدهای سنگی از شمال‌خاور به سوی جنوب‌باختر در کرتاسه پیشین شده است. نظیر این ورقه‌های ساختاری دوپلکس مانند نیز در منطقه آلتون در شمال سقز شناسایی و مورد تحلیل قرار گرفتند.

ج- دگریختی‌های نسل سوم (D3): محورهای سینماتیکی با روند شمال‌باختر (N290-310) و جنوب‌خاور (N130-160) نیز در رخنمون‌های دگرگونی ماقبل کرتاسه پایانی- ائوسن (Mohajjel Heydari et al., 2005; Aliyari et al., 2005; et al.,2003; Ghasemi and Talbot, 2006) در رخساره شیست سبز دما- فشار بالا (به‌همراه گلوکوفان شیست در آمیزه-های رنگی منطقه خوی) و یا توده‌های آذرین مرتبط با فرورانش (I-type) مربوط به فاز کوهزاد لارامید می‌توان مشاهده نمود. این نسل از دگریختی‌ها در محیطی نیمه‌شکل‌پذیر تا شکنا، در قالب ایجاد: زون برشی عمود بر شیستوزیته در یک محیط نیمه‌شکل-پذیر، بریده و جابجایی راست‌بر ریزچین‌ها و سایر ساختارها در یک محیط نیمه‌شکل‌پذیر تا شکنا و یا ایجاد چرخش چپگرد بهمراه تشکیل سایه فشاری دیده می‌شوند. این نسل از دگریختی‌ها را می‌توان به عنوان نسل سوم دگریختی‌ها در نظر گرفت. همچنین گسل‌های سقز و سنته با امتداد تقریبی N30-45 که به صورت اریب در ناحیه مورد بررسی قرار گرفته‌اند؛ چون تمامی ساختارهای قدیمی (نسل‌های اول و دوم) را قطع و جابجا نموده‌اند؛ می‌توان به عنوان نسل سوم گسلش در نظر گرفت. این نسل از دگریختی‌ها، با توجه به سن دگرگونی‌ها در افیولیت‌های فرارانده خوی واقع در پهنه ساختاری مهاباد-خوی ( Azizi et al., 2006) واقع در شمال‌باختری ناحیه، می‌تواند مرتبط با یک برخورد زودهنگام در امتداد تقریباً شمال‌شمال‌باختری- جنوب-جنوب‌خاوری (NNW-SSE) باشد. اثرات این برخورد در قالب فرارانش افیولیت‌ها در شمال‌باختر ناحیه مورد بررسی، دگرگونی-هایی با سن کرتاسه پسین (تا حتی ائوسن) و در نتیجه دگریختی‌هایی در محیط نیمه‌شکل‌پذیر تا شکنا در ناحیه بوکان-بانه- دیواندره دیده می‌شوند. از نظر Haji و Safari (۲۰۱۷) و Haji (۲۰۱۷) این نسل از دگرشکلی‌ها، با سن کرتاسه سبب ایجاد پهنه‌های برشی شکل‌پذیر (تا نیمه‌شکل‌پذیر) در قالب برگوارگی، میلونیتی‌شدن و حتی تغییر روند مرتبط است.

د- دگریختی‌های نسل چهارم (D4): بررسی سینماتیکی ساختارها، دو دسته محور فشارش اصلی درمحیط شکنا با روندهای شمال‌باختر-جنوب‌خاوری (با آزیموت‌های ۱۸۰-۱۵۵ و ۳۴۰-۳۶۰) و شمال‌خاور-جنوب‌باختری (با آزیموت‌های ۷۰-۴۵ و ۲۳۵-۲۱۰) نشان می‌دهند (شکل ۸). به این ترتیب، تمامی ساختارهایی که در محیط شکنا ایجاد گردیده‌اند، مربوط به این نسل از دگریختی‌ها می‌باشند که بیشتر بر روی رخنمون‌های سنگی کرتاسه و جوانتر (تا الیگومیوسن) قابل مشاهده می‌باشند. با توجه به شروع برخورد اصلی بخش شمال‌خاوری صفحه عربی

به جنوب ورقه ایران، که سبب هجوم کوهزاد پایانی آلپی گردید، این ساختارهای شکنا در ناحیه مورد بررسی شکل گرفته‌اند.

**۷- نتیجه‌گیری**

اطلاعات بدست آمده از این پژوهش در قالب فرگشت زمین-ساختی ناحیه بوکان-بانه-دیواندره واقع در بخش شمال‌باختری پهنه سنندج-سیرجان نشان می‌دهد که حالت خمیده از ساختارهای پی‌سنگی بهمراه زون‌های برشی کاملاً شکل‌پذیر و رخنمون‌های دگرگونی‌های کهن با رخساره گنایسی و توده‌های آذرین نوع برخوردی (که بر توده‌های مدفون منطبق بودند)؛ اثرات یک کوهزاد قدیمی حاصل برخورد کمان- قاره را به عنوان اولین نسل دگرریختی‌ها به اثبات می‌رساند. در این مناطق، پی‌سنگ پرکامبرین (حاصل کوهزاد کادومین) تحت اثر رخنمون پی‌سنگ مدفون (Exhumation) رخنمون‌یافته و یا در عمق کم قرار گرفته‌اند و به این ترتیب، شرایط تکمیل مراحل کراتونیزه شدن پی‌سنگ مهیا گردیده است. اثرات کافت‌خوردگی در پالئوزوئیک میانی- بالایی (در لبه شمالی ابرقاره گندوانا)، حکایت از تأسیس نئوتتیس اصلی و همچنین یک کافت‌خوردگی فرعی درون قاره‌ای با روند شمال‌شمال‌باختری- جنوب‌جنوب‌خاوری در بخش باختر-شمال‌باختری ناحیه مورد بررسی (در مرز صفحات ایران- آناتولی خاوری) می‌باشد. در این بازه زمانی، نسل دوم دگرریختی‌ها در محیطی تقریباً شکل‌پذیر با نفوذ توده‌های آذرین مرتبط با کافت-خوردگی همراه شدند. این ریف‌خوردگی‌ها (اصلی و شاخه فرعی) درطی کربونیفر تا تریاس شروع به باز شدن و اقیانوس زایی نموده و شرایط را برای جدایش قاره ایران از بخش شمال باختری گندوانا و همچنین جدایش ریزقاره آناتولی از ناحیه شمال‌باختری سنندج-سیرجان فراهم نموده است.

با هجوم کوهزاد لارامید، شاخه فرعی نئوتتیس به‌طور کامل بسته شده و ریزقاره آناتولی خاوری به کمان قدیمی (ناحیه مورد بررسی) برخورد نمود و به این ترتیب، اولین برخورد زودهنگام آلپی ریزقاره- ریزقاره (بین آناتولی خاوری و کمان کراتونیزه شده) در باختر این ناحیه رخ داده و به این ترتیب، نسل سوم دگرریختی‌ها در محیطی شکل‌پذیر- نیمه‌شکل‌پذیر بوجود آمده-اند. در نهایت با هجوم فازهای پایانی آلپی، نئوتتیس به طور کامل بسته شده و برخورد صفحات عربی- ایران صورت پذیرفته است که سبب رخداد دگرریختی‌هایی در فاز شکنا شده و در نتیجه چهارچوب ساختاری فعلی این ناحیه شکل گرفته است.

**سپاسگزاری**

این پژوهش با همکاری معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه گلستان به عنوان رساله دکتری خانم مریم حیدری تحت راهنمایی دکتر حجت‌اله صفری و مشاوره آقایان دکتر مهدی بهیاری و آقای دکتر حاجی حسین عزیزی انجام گرفته است.

**مراجع:**

Abdollahi, F., Nabatian, Q., Wei Li, J., Honarmand, M., Ebrahimi, M., 2020. Saheb batholithic granitoid, northern Kurdistan; evidence of Cretaceous-Paleogene magmatism in the Sanandaj-Sirjan zone. Quarterly Journal of Earth Sciences 12 (3), 376-35. (In Persian with English Abstract)

Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran, Publications of the Geological Survey of Iran, p. 586 (In Persian)

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Aliyari, F., Rastad, A., Mohajjel, M., Shamsa, M.J., 2005. Deformation, alteration and their role in gold mineralization in the ductile and brittle shear zones of Qolqole, southwest of Saqqez. Conference of the Geological Survey of Iran (In Persian with English Abstract)

Arian, M.A., Emamalipour, A., Mohammad Amini, A., 2011. Petrology and geochemistry of granite bodies and its halo zone of northeast of Saqqez. Quarterly Journal of Earth Sciences 19, 1-16 (In Persian with English Abstract)

Athari, S.F., Sepahi, A.A., Moezin, M., 2006. Granitoids of Hassan-Salaran of Saqqez: a collection consisting of two diverse granitoid types in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Isfahan University Research Journal 35, 77-99 (In Persian with English Abstract)

Azizi, H., Whattam, S.A., 2022. Does neoproterozoic-early paleozoic (570–530 Ma) basement of Iran belong to the Cadomian orogeny?. Precambrian Research 368, 1-21, https://doi.org/10.1016/ j.precamres.2021.106474

Azizi, H., Asahara, Y., 2013. Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision. International Geology Review 55 (12), 1523-1540, http:// doi.org/10.1080/00206814.2013.782959

Azizi, H., Kazemi, T., Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108, 56–72, http:// doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.003

Babakhani, A., Hariri, A., Farjandi, F., 2003. Geological map of Saqqez, scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.

Behyari, M., Mohajjel, M., Sobel, E.R., Rezaeian, M., Moayyed, M., 2017. Alexander Schmidt Analysis of exhumation history in Misho Mountains, NW Iran: Insights from structural and apatite fission track data, N. Jb. Geological Palaontology Abh 283 (3), 291–308, https://doi.org/10.1127/njgpa/2017/0642

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H., Asahara, Y., 2019. Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqqez, northwest Iran. Journal Geodynamic 132, 101669. https://doi.org/10.1016/j. jog.2019.101669.

Dehghani, G.A., Makris, J., 1984. Gravimetrical Bouger Anomaly map of Iran. Geological Survey of Iran, Scale: 1/1.000.000

Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Chemie der Erde-Geochem, 125687. https://doi. org/10.1016/j.chemer.2020.125687.

Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, 683–693. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003

Glennie, K.W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabian eastern plate margining: A tale of two oceanic, in Middle East model of Jurrasic / Cretaceous carbonate system. SEMP (Society of sedimentary geology), special publication 69, 9-20, https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0009

Haji, E., Safari, H., Shafiei, B., Agh Atabay, M., 2016. Studying Structural Characteristics of Saqez – Takab Region (NW of Sanandaj – Sirjan Zone) Using GiT, Zakhoy. Sulaimani Journal (Special Issue), GeoKurdistan 11, 341-362, https://doi.org/10.17656/jzs.10490

Haji, A., Safari, H., 2017. Investigation of the stages of deformation in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan structural zone. Quarterly Journal of Earth Sciences 26 (103), 183-200. (In Persian with English Abstract)

Hajioghlu, H.R., 2011. Update on the closure of the Neotethys in the Oligocene-Miocene in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Iranian Geological Quarterly 5 (18), 41-5116 (In Persian with English Abstract)

Hariri, A., Farjandi F., 2003. Geological map of Saqqez: 1:100,000, Geological Survey of Iran.

Hassanzadeh, J., Stocki, D., Horton, B.K., Axen, G.J., Stocki, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451, 71–96, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062

Hassanzadeh, J., Wernicke B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics 35, 586–621, https://doi.org/10.1002/2015TC003926

Heydari, M., 2019. Numerical modeling of shear zones with an approach to stress-strain changes in the gold-bearing Qolqole-Kassnazan shear zones. MSc thesis, Faculty of Sciences, Department of Geology, Uromia University, p. 151 (In Persian).

Heydari S.M., Rastad, A., Mohajjel M., Shamsa S.M.J., 2005. Gold mineralization in the Khouryan ductile shear zone (southwest of Saqqez-Kurdistan). Quarterly Journal of Earth Sciences 58, 18-37. 16 (In Persian with English Abstract)

Hutchinson, R.W., 1987. Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and time relationship. Economic Geology 82, 1993 – 2007, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.8.1993

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 41, 238–249. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006

Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of structural Geology 8, 973-986, https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E

Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. Turkish Journal of Earth Science 24, 513-528. https://doi.org/10.3906/yer-1404-12

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412, https://doi.org/ 10.1016/S1367-9120(02)00035-4

Mojallal Aghbolagh, M., 2015. Analysis of the deformations of the Saqqez region in the Sanandaj-Sirjan zone. MSc thesis, Golestan University, p. 116 (In Persian).

Mojallal Aghbolagh, M., Safari, H., Haji, A., 2018, Investigation of different fault phases in the Saqqez area and presentation of a geodynamic model. Quarterly Journal of Tectonics 2 (6), 39-54 (In Persian with English Abstract).

National Cartographic Center (NCC), 1999. Iranian road maps, Scale: 1/2.500.000.

Ramsay J.G., Hubber M., 1987. The techniques of modern structural geology, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press, London, p. 406.

Rashidnejad-Omran, N., Emami, M.H., Sabzehi, M., Rastad, E., Belon, H., Pique, A., 2002. Lithostratigraphie et histoire paleozoique a Paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridional), Journal of Geosciences 334, 1185-1191. https://doi.org/ 10.1016/S1631-0713(02)01861-8

Sepahi, A.A., Athari, S.F., 2006. Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from SE Saqqes area. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 183, 93–106, https://doi.org/10.1127/0077-7757/2006/0063

Stern, R.J., Moghadam, H.S., Pirouz, M., Mooney, W., 2021. The Geodynamic Evolution of Iran. Earth Planettery Scientic Letter 49, 9–36, https://doi.org/ 10.1146/annurev-earth-071620-052109

Tajeddin, H., 2011. Factors controlling gold mineralization in metamorphic rocks of the Saqqez-Sardasht region, northwest of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. PhD thesis, Tarbiat Modares University. (In Persian)

Tajeddin, H., Rastad, A., Yaqoobpour, A., Mohajjel, M., 2013. Effects of metamorphism and deformation on the Barika gold-rich massive sulfide deposit, east of Sardasht, northwest of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. Quarterly Journal of Earth Sciences 87, 33-40. (In Persian with English Abstract)

Yousefi, E., Friedberg, J.L., 1978. Aeromagnetic Map of Iran, Geological Survey of Iran, Scale: 1/250.000, Quadrangle H9.

Zaruinzadeh, Z., Aoudia, A., Motaghi, K., 2025, Imaging the northern Zagros collision zone by ambient noise and earthquake surface wave tomography. Tectonophysics, https://doi.org/10.1016/ j.tecto.2025.231041