

Research Article

Analysis of deformation stages in Paleo-Tethyan remnant between the Khazar and North Alborz faults, using Geo-information Techniques

Hojjat Ollah Safari^{1*}, Omm-e-Kolsum Mokarian¹, Mjid Shahpasandzadeh²

1- Geology Department, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

2- Geology Department, Graduate University of Advanced Technology, Kerman University, Kerman, Iran

Keywords: *Khazar fault, North Alborz fault, Movement stages, Paleo-Tethyan remnant, Pop-up structure*

1-Introduction

Tietz (1887) and Stahl (1911) first mentioned the metamorphic rocks in the South of Gorgan, and Gansser (1951) determined that the Gorgan schist contains amphibolite, Hornblende Gneiss, Chlorite schist, Metadiabase, and Quartz veins of Devonian age. Stocklin (1974) believed these rocks were of Jurassic age and named the Gorgan Spor Zone in the northern limb of the Alborz Mountains. Berberian and King (1981) concluded that the metamorphic facies of these metamorphic rocks are low grade as Barrovian greenschists (Sericitic to chlorite schists). These rocks, located in the northern limb of the Alborz Mountains, are bounded by the Khazar fault to the north and the North Alborz fault to the south. Many researchers (Stocklin, 1974; Hubber, 1957; Berberian and King, 1981; Jenny, 1977; Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Djamour et al., 2010; Safari et al., 2013) believed that these rock outcrops (middle Paleozoic in age) were metamorphosed in Cimmerian Orogeny and subsequently, moved southward to recent locations by low-angle thrust faults in a ductile to semi-ductile condition. Along the Laramide orogeny, which formed the Proto-type Alborz Mountains, these metamorphic rocks were thrust northward by the Khazar faults. In this research, we aim to investigate the geometrical and kinematic analysis (as deformation analysis) and determine the different stages of movement in the South of Gorgan using Remote sensing techniques, GIS capabilities, and field surveying.

2-Material and methods

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

1. Preparation of collected available data.
2. Surface geological studies using remote sensing techniques such as enhancing Landsat 8 TM image and complementary field investigations.
3. Determination of outcropped structures using remote sensing techniques, such as directional filters on Landsat 8 TM image, and finally, digitizing extracted faults using GIS functions (Fig. 1).
4. Field surveying of determined structures and collecting structural data
- 5- Geometrical analysis of data contains: (a) preparation of Rose diagram (as the study of fracture population); (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
- 7- Preparation of Bulk structural map from different parts of the studied area (Fig. 2)
- 8- Preparation of three structural cross sections for Eastern, Central, and Western parts (Fig. 3)
- 9- Investigation of subsurface data such as Aerial Geophysics and Magnetic Lineament map
- 10- Interpretation of extracted results and, finally, determination of different steps of deformation

* Corresponding author: h.safari@gmail.com

DOI: 10.22055/aag.2025.48261.2482

Received: 2024-11-03

Accepted: 2025-03-03

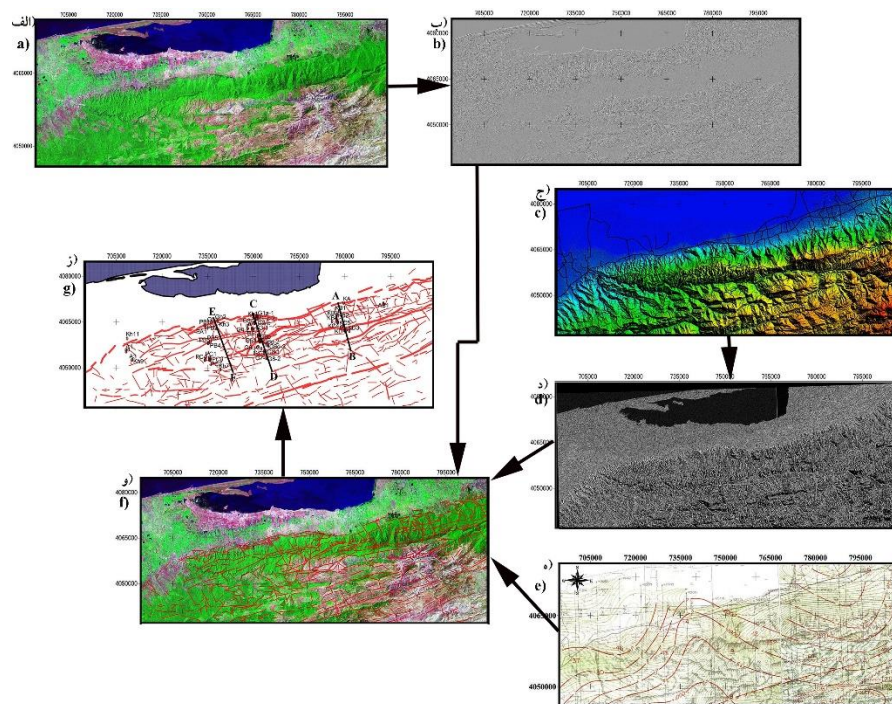


Figure 1: The procedure of extraction of Lineaments with using of different techniques and their digitization and categorization

3-Results and discussions

Four main faults were determined by using semi-automate Remote sensing techniques and complementary field surveying, containing Khazar, North Alborz (Derazno and Radkan) and Balazarandin thrust faults as bi-vergent thrust movements (Fig. 2). The geometrical analysis showed that: (a) the fault population was correlatable with main fault strikes; (b) the subsurface fault attitudes were calculated as Khazar fault: N70-90/45-60S, Derazno fault: N70-90/ 45S, Radkan fault: N75-90/ 45N and Balazarandin fault: N70-90/ 45N; (c) the calculation of axial surfaces of folds was shown the correlatability of them with fault surface in deep. The calculation of kinematic axes revealed three stages of movement, corresponding to the Cimmerian, Laramide, and late Alpine Orogenies. The first-stage movement is southward, only in Paleo-Tethyan remnants in ductile to semi-ductile conditions along low-angle thrust faults. The second stage, with a northward direction, took place in the studied area along main thrust faults in the upper Cretaceous; some back-thrusts were formed, which caused the establishment of a Pop-up structure and crumpling in the Alborz Mountains. This phenomenon is shown in the three structural cross-sections that were prepared. The last movement stage occurred along the Khazar fault in Quaternary time, with a Northeastward direction in a brittle condition.

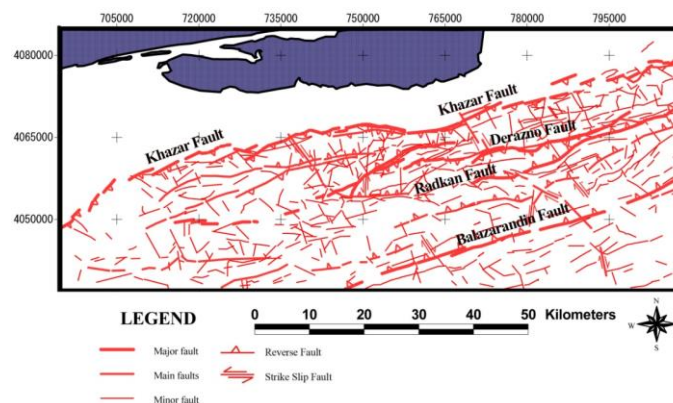


Figure 2: The prepared Structural map of the studied area based on Remote sensing processing and Field surveys

The investigation of available subsurface data, particularly the aerial geophysical map, reveals that a thickening has occurred in the central part of the studied area, which is attributed to the uplift of the basement resulting from the activity of the main reverse faults. This phenomenon is evident in the three structural cross-sections prepared (Fig. 3). Additionally, the intrusion of a dioritic body (probably of Devonian age) is indicated by subsurface studies. The control of the magnetic lineament map shows that the basement was raised to sea level along the North Alborz (Derazno and Radkan) fault.

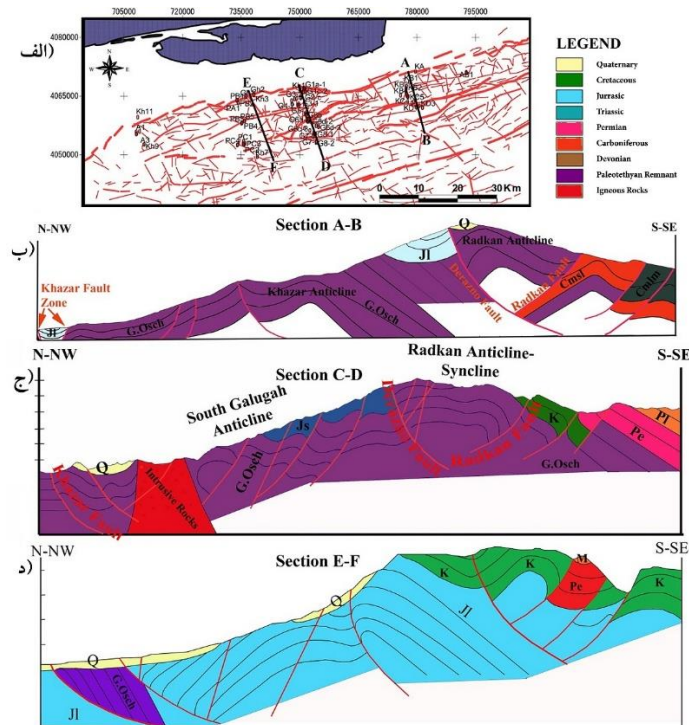


Figure 3: The prepared structural cross sections from different parts of the studied area, (a) the locations of sections and surveyed stations; (b) sections A-B from Eastern part (Kordkuy-Radkan); (c) Section C-D from Central part (Pasand-Rudbar) and (d) Section E-F from Western part (Galugah- Niala)

Therefore, the results of this research indicate that the main rock outcrops in this area are metamorphic rocks transported from north to south (to approximately their current locations) by low-angle thrust faults in a ductile to semi-ductile condition along the Cimmerian orogeny in the late Triassic. This result is correlatable with some results obtained by other researchers (Hubber, 1957; Stocklin, 1974; Jenny, 1977; Berberian and King, 1981; Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Djamour et al., 2010; Safari et al., 2013). After emplacement, these rock outcrops were covered by progressive Alborz sedimentation during the Jurassic period. With the onset of the Laramide orogeny and the formation of proto-type Alborz (Alavi, 1996; Allen et al., 2003), these metamorphic rocks underwent a second stage of deformation in the late Cretaceous, in a semi-ductile condition, within the interval of Khazar and North Alborz (Safari et al., 2013). This deformation stage resulted in northward movements and the formation of faults and major folds, such as the South Gorgan and South Galugah folds. Finally, with the occurrence of Late Alpine orogeny (in Quaternary), all of the studied areas suffered the other main phase, which caused deformation in a brittle condition and forming of populated fractures and also underwent the recent NE-ward movement along the Khazar fault (Abbaszade et al. 2013; Safari et al., 2013; Allen et al., 2003; Nazari, 2006; Vernant et al., 2004; Shahidi, 2008; Djamour et al., 2010).

4-Conclusion

The metamorphic outcrops in the South of Gorgan, deposited in the Middle Paleozoic and metamorphosed in the Early Cimmerian with low-grade facies, are Palaeo-Tethyan remnants that were transported southward by low-angle thrust faults in a ductile to semi-ductile condition as the first-stage movement and finally emplaced in the northern limb of the Alborz Mountains. Then, these rocks underwent two stages of

deformation and movement during the Laramide (Late Cretaceous in age) and late Alpine (Quaternary to recent in age) orogenies. During the Laramide orogeny, which formed proto-type Alborz, these metamorphic suffered northward movement in the interval of Khazar and North Alborz faults in a semi-ductile condition. Finally, with the onset of the Late Alpine orogeny in the Quaternary (to recent), the third stage of deformation and movement occurred in a brittle condition, which caused the Northeastward movement along the Khazar fault.

5- References

- Abbaszadeh, Z., Safari, H., Kaboli, A., 2013. Investigation of Relationship between Fractures and Spring Appearance location in Gorgan Region. *International Bulletin of Water Resources & Development* 1(1), 30-41. (In Persian with English abstract).
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic Synthesis and Structural style of Alborz Mountain System in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21 (1), 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Allen, MB., Ghassemi, MR., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003. Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0).
- Berberian, M., King, GCP., 1981. Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18 (2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, HR., Ritz, JF., Hinderer, G., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F., 2010. GPS & gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 1287-1301. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04811.x>
- Gansser, A., 1951. Geological reconnaissance in the Gorgan and surrounding areas. National Iranian Oil Company, Geological Report.
- Huber, H., 1957. Geological report on the south Gorgan Mountain from between Nika and Shah-Pasand. National Iranian Oil Company, Geological Report.
- Jenny, J., 1977. Geologie et stratigraphie de l'Elborz oriental, entre Aliabad et Shahrud. Iran NE. PhD thesis, Geneve, 238 P.
- Nazari, H., 2006. Analysis of recent and active tectonics in the Central Alborz and Tehran region: Morphotectonic and paleoseismological approach. MSc thesis, University of Montpellier.
- Safari, H., Abbaszadeh, Z., Kaboli, A., 2014. Investigation of Fractures Influences on Physical Properties of Springs in Northern Limb of Eastern Alborz, Using GIS&RS. *Geodynamics Research International Bulletin* 1 (3), 28-38 (In Persian).
- Stahl, AF., 1911. Handbuck der regionalen geologie Persian. V. Band 8, Hildelberg. 46
- Tietz, E., 1877. Ein ausflug mach dem Siahkuh (Schwarzer Berg) in Persian. *Mitt. Georg. Ges. Eien*, n.s.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and planetary science letters* 223(1-2), 177-185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.017>.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Safari, H., Mokarian, O., Shahpasandzadeh, M., 2025. Analysis of deformation stages in Paleo-Tethyan remnant between the Khazar and North Alborz faults, using Geo-information Techniques. *Adv. Appl. Geol* 15 (1). 231-254.

DOI: 10.22055/aag.2025.48261.2482

https://aag.scu.ac.ir/article_19955.html

©2025 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

واکاوی نسل‌های دگر ریختی در بازمانده تتیس کهن در حدفاصل گسل‌های خزر و البرز (منطقه کردکوی - گلوگاه) با استفاده از فنون زمین اطلاعاتی

حجت اله صفری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، ایران

ام‌کلثوم مکاریان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، ایران

مجید شاه‌پسند زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

h.safari@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۱۳

چکیده

منطقه مورد بررسی در دامنه شمالی البرز خاوری، حدفاصل گسل‌های خزر - شمال البرز واقع شده و دربرگیرنده حداقل چهار گسل رانده اصلی با روند خاوری - باختری تا روند شمال شمال خاوری - جنوب جنوب باختری است. مهم‌ترین گسل‌های منطقه، گسل‌های خزر، درازنو، رادکان و بالازرندین است که دارای سازوکار حرکتی رانده می‌باشند. بررسی جهت رانده‌ی این گسل‌ها نشان می‌دهد که گسل‌های خزر و درازنو با شیب رو به جنوب، شرایط برای رانده‌ی رو به شمال را مهیا نموده و گسل‌های رادکان و بالازرندین شیب رو به شمال دارند و رانده‌ی رو به جنوب در آن‌ها رخ داده است. بررسی محورهای حرکتی نشان داد که سه نسل حرکت در منطقه به وقوع پیوسته است: (۱) نسل حرکتی رو به جنوب که در دگرگونه‌های بازمانده تتیس کهن ثبت و آن‌ها را می‌توان به‌عنوان نسل اول حرکت در نظر گرفت، (۲) محور حرکتی رو به شمال در حدفاصل گسل‌های درازنو - رادکان - بالازرندین که می‌توان به‌عنوان نسل دوم حرکتی معرفی نمود. همچنین ساختارهای فراجسته فشاری که سبب برخاستگی در منطقه شده و در اثر فعالیت هم‌زمان گسل‌های پس‌رانده و رانده‌ی ایجاد شده است، (۳) آخرین نسل حرکتی شناسایی شده با سن کواترنری بر روی گسل خزر رخ داده و دارای حرکتی رو به شمال خاور بوده است.

واژه‌های کلیدی: گسل خزر، گسل شمال البرز، نسل‌های حرکتی، بازمانده تتیس کهن، ساختارهای فراجسته فشار

۱-مقدمه

در بررسی دگرگونه‌های منتسب به بازمانده تتیس کهن، اولین بار Tietz (۱۸۸۷) و Stahl (۱۹۱۱)، به وجود سنگ‌هایی دگرگونه (واقع در قاعده سنگ‌هایی غیر دگرگونی پالئوزوئیک بالایی و ژوراسیک زیرین) در جنوب گرگان اشاره نمودند و سپس Gansser (۱۹۵۱) نام شیست‌های گرگان را به آن‌ها اطلاق نمود. بنابر نظر Gansser (۱۹۵۱)، این دگرگونه‌ها شامل: آمفیبولیت، کلرید شیست، متادیاباز، گنیس‌های هورنبلنددار همراه با رگه‌های کوارتز با سن ماقبل دونین بود، در حالی که Stocklin (۱۹۷۴) سن قبل از ژوراسیک زیرین را برای آن‌ها در نظر گرفت. Berberian و King (۱۹۸۱) شیست‌های گرگان را عمدتاً شامل فیلیت، شیست‌های همراه یا بدون مقادیر جزئی مرمر دانستند که در رخساره درجه پایین شیست سبز

(نوع باروین) بر روی دیابازها، گدازه‌های آندزیتی پورفیری و اسلیت‌های خاکستری رنگ پیریت دار به همراه کوارتزیت و سرسیت - کوارتزیت دگرگون شده‌اند. براساس این بررسی‌ها، مرز بین تشکیلات رسوبی چین‌خورده پالئوزوئیک بالایی و شیست‌های گرگان گسلی نبوده است و عادی به‌نظر می‌رسید. در بررسی‌های ساختاری و دگرریختی‌های این منطقه، Shahpasandzadeh (۱۹۹۲) نشان داد که قدیمی‌ترین رانده‌ی‌های منطقه در این مجموعه دگرگونی به صورت زون‌های برشی شکل‌پذیر قابل مشاهده است و از آنجایی که این رانده‌ی‌ها (به همراه سنگ‌های موجود در این مجموعه) به‌صورت دگرشیبی زاویه‌دار توسط لایه‌های کنگلومرایی قاعده شمشک پوشیده شده‌اند؛ می‌توان این نسل حرکتی را حاصل کوهزایی سیمین پیشین دانست. بنا به نظر Djamour و همکاران

(۲۰۱۰)، مرز شمالی کمر بند کوهزاد البرز منطبق بر گسل خزر است. Allen و همکاران (۲۰۰۳) گسل خزر را به عنوان یک راندگی رو به شمال (با شیب گسلش رو به جنوب) دانستند که به طور محلی سبب راندگی شیست های گرگان بر روی نهشته های کواترنری شده است. Aghanabati (۲۰۰۵) اعتقاد دارد که گسل خزر جدا کننده این رشته کوه از حوضه ترشیری حاشیه خزر جنوبی بوده و به عنوان یکی از گسل های مرزی حاصل از بسته شدن اقیانوس تتیس کهن تشکیل شده است؛ در صورتی که بنا به نظر Abbaszadeh و همکاران (۲۰۱۳) و Safari (۲۰۱۳)، گسل خزر مرز بین کپه داغ و البرز را در منطقه گرگان رقم زده است. به اعتقاد این پژوهشگران، گسل خزر، گسلی با راندگی رو به شمال (با شیبی رو به جنوب) و روند تقریبی خاوری - باختری بوده که در فرادپواره آن شیست هایی برونزد دارند که معرف زون برخوردی تتیس کهن (به عنوان بازمانده تتیس کهن) می باشند. با بررسی سازوکار و دگرریختی های صورت گرفته در طول این گسل ها، می توان به نحوه و زمان جایگیری و دگرریختی های بعدی این رخنمون های سنگی دگرگونه پی برد. همچنین با استفاده از شواهد ساختاری و اندازه گیری عناصر ساختاری، می توان به چگونگی تشکیل این گسله ها و ساختارهای مرتبط در منطقه پی برد. براین اساس، منطقه کردکوی - گلوگاه، با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}45'$ تا $34^{\circ}13'$ درجه طول خاوری و $48^{\circ}36'$ تا $45^{\circ}36'$ درجه عرض شمالی در کمر بندی به طول ۱۱۰ کیلومتر و پهنای ۱۰-۲ کیلومتر (به موازات راستای کوهزاد البرز) به عنوان مورد مطالعاتی، انتخاب گردید؛ تا ضمن شناسایی و بررسی های ساختاری بر روی گسل های خزر و شمال البرز، نسبت به تحلیل نسل های حرکتی در طول این گسل ها، با استفاده از فنون (تکنولوژی های) زمین اطلاعاتی (Geo-informatic Technologies) (شامل: روش های سنجش از دور، برداشت های صحرایی و تکنیک های GIS) اقدام نمود.

۲- جایگاه زمین ساختی منطقه

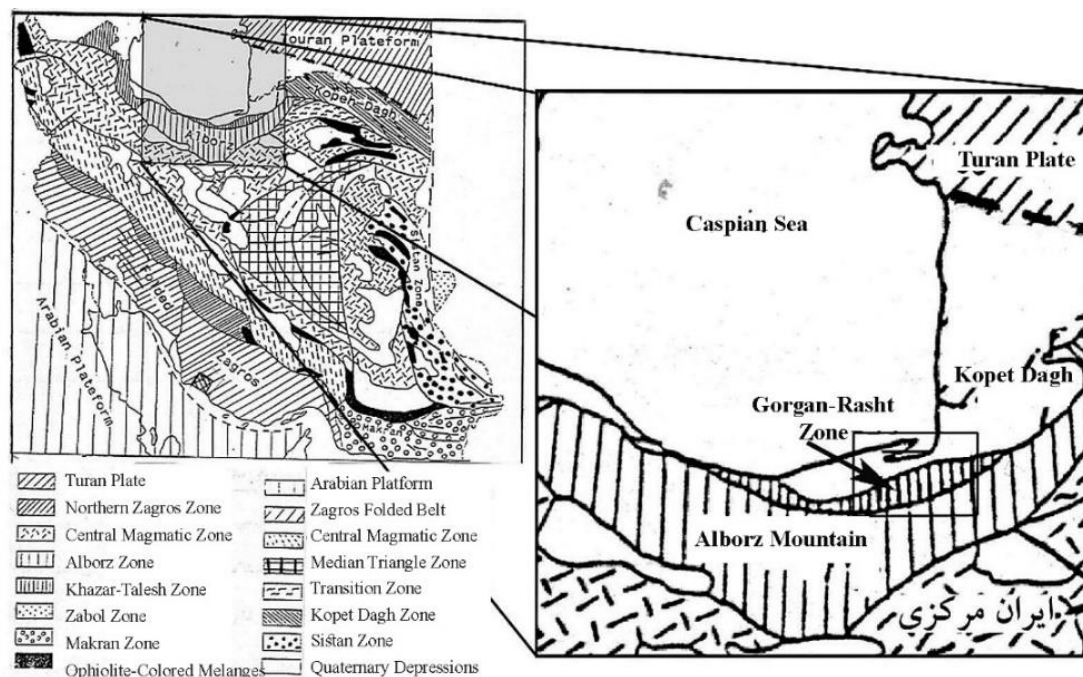
منطقه مورد بررسی در دامنه شمالی بخش مرکزی رشته کوه - های البرز قرار گرفته است (شکل ۱). این کوهزاد با پهنای حدود ۱۰۰ کیلومتر و طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر از قفقاز کوچک در باختر تا کپه داغ در خاور گسترش یافته و توسط حوضه خزر جنوبی از جنوب احاطه شده است (Berberian and Yeats, 1999; Djamour et al., 2010; Safari and Gholami,

2011). این رشته کوه ها بخشی از کوهزاد آلپ - هیمالیا در آسیای باختری هستند (Shahpasandzadeh, 2005; Darvishzadeh, 2007) که شکل گیری اولیه آن ها در اثر برخورد گندوانا - اوراسیا در طی تریاس پسین بوده و در نهایت، در طی فازهای کوهزایی آلپی به شکل کنونی خود درآمده اند (Safari and Gholami, 2011; Zanchi et al., 2006). بقایای دگرگونی این برخورد به صورت برون زدهای منفصل (به - مانند شیست های گرگان در جنوب گرگان و الترامافیک های جنوب مشهد) در امتداد حاشیه شمالی رشته کوه فعلی حفظ شده اند (Stampfli et al., 1991). Aghanabati (۲۰۰۵) ضمن بررسی شواهد در تریاس پسین (هم زمان با رویداد سیمیرین پیشین)، به این نتیجه دست یافت که رویدادهای ناشی از برخورد حاشیه قاره ای پویای توران با حاشیه غیرفعال البرز، موجب شکل گیری گسل های راندگی (در محیطی شکل - پذیر) و فرارانش مجموعه های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبه شمالی البرز شده است و در نهایت، در اواخر پلیوسن (یا اوایل پلیستوسن)، فاز کوهزایی آلپی سبب گسلش، راندگی، مرتفع شدن و منظر کنونی البرز شده است. به این ترتیب، از نگاه زمین ساختی، مرز شمالی البرز محدود به زمیندز تتیس کهن بوده که از برخورد سنگ کره قاره ای البرز با سنگ کره توران، در تریاس پسین (معادل فاز کوهزاد سیمیرین پیشین) به وجود آمده است.

بنابر نظر Safari و همکاران (۲۰۱۳)، در حدفاصل کوهزادهای البرز و کپه داغ، باریکه ای از بازمانده این برخورد قابل مشاهده است که Stocklin (۱۹۷۴)، از آن به عنوان زون برآمده گرگان و Nogol-e-Sadat (۱۹۸۸) به عنوان زون گرگان - رشت (خزر - طالش) نام برده اند. این پهنه دگرریخت شده، در حدفاصل گسل های خزر (به عنوان مرز شمالی) و شمال البرز (به عنوان مرز جنوبی) قرار گرفته است و قرابت کمی با کوهزادهای کپه داغ و البرز دارد. Stocklin (۱۹۷۴) اعتقاد دارد که این زون دارای روند خاوری - باختری است و محور آن به سوی باختر نشست دارد و به نظر می رسد بخشی از منشورهای برافزایشی تتیس کهن باشد. در این پهنه، سنگ های تشکیل - دهنده پی سنگ (با ستبرای بیش از ۱۰۰۰ متر)، تحت تاثیر دگرگونی پیش از دونین قرار گرفته اند. از نظر تغییر شکل، فاز اول چین خوردگی با ایجاد شیستوزیته در پی سنگ (حدفاصل پرکامبرین - دونین) همراه بوده است. به علاوه سنگ های

(۲۰۰۳)، از آنجایی که این راندگی‌ها به همراه سنگ‌های موجود در مجموعه (شیست‌های) گرگان به صورت دگرشیب، توسط طبقات گنگلومرای قاعده شمشک پوشیده شده‌اند، می‌توان آن‌ها را حاصل کوهزایی سیمیرین پیشین دانست.

ژوراسیک و کرتاسه در محدوده زمانی پلیوسن- پلیستوسن تحت تاثیر چین‌خوردگی قرار گرفته که سبب تشکیل تاقدیس منفردی را با روند خاوری- باختری شده است. بنا به نظر Shahriari و همکاران (۲۰۰۲) و Shahpasandzadeh



شکل ۱- پهنه‌بندی زمین‌ساختی ایران و موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (Nogol-e-sadat, 1988 با اصلاحات)

Fig. 1. the Iranian Tectonic zonation together with Tectonic setting of studied area (Modified after Nogol-e-sadat, 1988)

همچنین برای ارتقاء تفکیک مکانی، از روش تلفیق تصاویر استفاده گردید. در این روش، تصویر ماهواره‌ای با ترکیب باند ۷-۴-۱ که توان تفکیک طیفی بالایی دارد، با داده‌هایی که تنها یک باند طیفی دارند، اما از توان تفکیک مکانی بالایی برخوردار هستند (مانند باند ۸ پانکروماتیک با تفکیک مکانی ۱۴ متر)، با استفاده از تکنیک PC Spectral Sharpening تلفیق شدند (Sabins, 1996) (شکل ۲ا). (ه) در این مرحله، با یاری جستن از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و بررسی‌های صحرایی، محدوده‌های سنگی رخنمون شده، شناسایی گردیدند. (و) با اعمال فیلترهای جهت‌دار (Directional) در جهات اصلی ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه (شکل ۲ب) بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه، شکستگی‌های موجود در منطقه شناسایی گردیدند (Rens, 2005; Safari et al., 2011). (ز) با اعمال فیلترهای جهت تابش خورشید (با آزمودن زاویه تابش‌ها و جهات مختلف)

۳- روش‌های پژوهش

در این پژوهش از روش‌های زمین‌اطلاعاتی شامل: روش‌های سنجش از دور، تکنیک‌های GIS، برداشت‌های صحرایی و تحلیل‌های ساختاری استفاده گردیده است:

الف- روش‌های سنجش از دور: استفاده از داده‌های دورسنجی در بررسی‌های ساختاری، نیازمند یک سلسله تصحیحات و پردازش‌ها شامل مراحل زیر (شکل ۲) می‌باشند: (الف) پیش‌پردازش که شامل: تصحیحات هندسی و اتمسفری بر روی داده‌های سنجنده ETM+ ماهواره لندست ۸ است که سبب بهبود تصویر می‌شود. (ب) در مرحله بعد، جهت شناسایی رخنمون‌های سنگی و استخراج عناصر ساختاری مانند: شکستگی‌ها و گسل‌ها، تصویر با ترکیب باند (RGB=741) ایجاد گردید. (ج) با اعمال فیلترهای تیزکننده لبه‌ها و بالاگذر تصویر بازسازی شد (Haralick et al., 1987; Sobbins, 2000). (د) (شکل ۲ا). (Lillesand and Kiefer, 1996)

که این روش بر پایه محاسبه صفحات گسلش و صفحات حرکتی استوار است؛ به این صورت که ابتدا صفحه حرکتی (در برگیرنده قطب گسل و بردار حرکتی) را ترسیم نموده و سپس ۴۵ در جهت اعمال تنش بر روی این صفحه حرکت نموده و به این ترتیب محور فشارش محاسبه می‌گردد. همچنین با استفاده از ریزچین‌ها نیز در برخی موارد محور فشارش محاسبه گردید؛ به این صورت که عمود بر سطح محوری ریزچینها را می‌توان در جهت محور فشارش در نظر گرفت. (ج) همچنین برای ارزیابی دقیقتر ساختارها، نقشه‌های ساختاری دقیقتری با همراهی اطلاعات نمودارهای گلسرخی و محورهای فشارش در سه بخش تهیه گردید که در نهایت اطلاعات حاصل از این تحلیل‌ها جمع‌بندی شده و به صورت نقشه‌ای واحد ارائه گردید. (د) همچنین برای بررسی وضعیت شیبست‌های گرگان، بررسی موقعیت فضایی آن‌ها و نحوه دگرریختی‌ها در رخنمون‌های سنگی آن، سه مقطع عرضی ساختاری با کمک پیمایش‌های سطحی و اطلاعات عمقی تهیه گردید.

۴- نتایج بدست آمده

۴-۱- وضعیت چینه‌شناسی سازندهای رخنمون‌یافته:

سازندهای رخنمون‌یافته در منطقه بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده بر اساس تفسیر داده‌های ماهواره‌ای (شکل ۳) و همچنین اطلاعات موجود چینه‌شناسی منطقه (Aghanabati, 2005) شناسایی گردیدند و این سازندهای رخنمون‌یافته شامل: شیبست‌های گرگان و سازند-های خوش‌ییلاق، مبارک، قزل‌قلعه، دورود، روته، نسن، الیکا، شمشک، دلیچای، لار می‌باشد. وضعیت چینه‌شناختی این رخساره‌های سنگی به شرح ذیل می‌باشد: (الف) شیبست‌های گرگان (به‌عنوان باقیمانده تئیس کهن) شامل تناوبی از حدود ۱۰۰۰ متر سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، کوارتزیت و به ویژه شیبست‌های تیره رنگ برونزد دارد (Aghanabati, 2005) و به صورت مجموعه درهمی از اولیستوسیت‌های گوناگون به سن و جنس متفاوت است، (ب) سازند خوش‌ییلاق (دونین) با سبترای حدود ۱۳۰۰ متر (Aghanabati, 2005) شامل چهار واحد: آواری پایینی (تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و شیل)، کربنات‌های پایینی (آهک‌های ارژیلی - سیلتی و آهک‌های دولومیتی)، آواری بالایی (ماسه‌سنگ‌های سرخ - قهوه‌ای) و کربنات‌های بالایی (آهک، شیل آهکی و سنگ‌آهک رسی) می‌باشد، (ج) سازند مبارک (کربونیفر) شامل

بر روی مدل رقومی ارتفاعی منطقه، شکستگی‌ها بارزسازی گردیدند (شکل ۲-د).

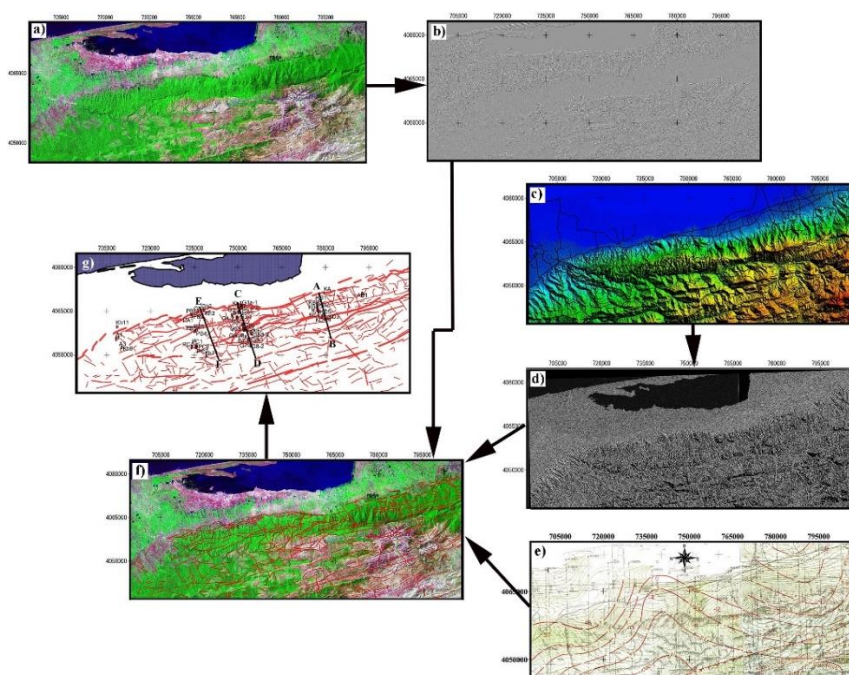
ب- تکنیک‌های GIS: در این پژوهش، از قابلیت‌های (توابع) محیط GIS، جهت بر روی هم قراردادن لایه‌های اطلاعاتی (لایه‌های رستری برداری) و همچنین رقومی‌سازی اطلاعات حاصل از روش‌های سنجش از دور استفاده شد که به شرح زیر می‌باشند: (الف) پس از اصلاح، بارزسازی و اعمال فیلترها، تمامی این تصاویر فیلتر شدند به‌همراه مدل رقومی ارتفاعی (Digital Elevation Model- DEM) منطقه، در محیط GIS (توسط محیط نرم‌افزاری Arc view 3.3) فراخوانده شدند و به صورت لایه‌های رستری بر روی هم قرار گرفتند (شکل ۲-ب). (ب) سپس با کمک لایه‌های اطلاعاتی رستری و برداری، به کمک روش نیمه اتوماتیک بصری خطوطاره‌ها شناسایی و استخراج شدند. (ج) در نهایت با کمک توابع محیط GIS، خطوطاره‌های شناسایی شده گردیدند (شکل ۲-ف). (د) محدوده‌های رخنمون‌های سنگی در محیط GIS رقومی گردیدند و به صورت نقشه زمین‌شناسی درآمدند (شکل ۳). (ه) اطلاعات ساختارهای زیرسطحی، از نقشه زمین‌فیزیک هوایی و نقشه خطوطاره‌های مغناطیسی (Dehghani and Makris, 1984; NGDIR, 2015) استخراج و مورد تحلیل قرار گرفتند. این نقشه‌ها در محیط GIS زمینگان شده و اصلاحات هندسی بر روی آن‌ها صورت پذیرفت (شکل ۲-گ).

ج- پیمایش‌های صحرایی: ساختارهای سطحی استخراج شده (شکل ۲-ف) در سه مقطع کردکوی-رادکان، گلوگاه-نیالا، پاسند-رودبار و منطقه بالازرن‌دین (در بیش از ۳۰ ایستگاه)، مورد بررسی و کنترل‌های صحرایی قرار گرفتند (شکل ۲-گ) و سپس، گسل‌های اصلی و فرعی شناسایی شده و به نقشه درآمدند (شکل ۴).

د- تحلیل‌های ساختاری: جهت انجام تحلیل‌های ساختاری، منطقه مورد بررسی به سه بخش خاوری (کردکوی-رادکان)، مرکزی (گلوگاه-نیالا) و باختری (پاسند-رودبار) تقسیم شده و روش‌های مختلف ساختاری بر روی اطلاعات برداشت‌شده صحرایی انجام پذیرفت: (الف) جهت بررسی وضعیت تراکم شکستگی‌ها در هر بخش، از نمودار گل‌سرخ با استفاده از روش فرانکس-امتداد استفاده گردید. (ب) برای محاسبه محورهای جنبشی (حرکتی) در راستای محور فشارش، از روش مارت-المندیگر (Marret and Almendinger, 1990) استفاده شد

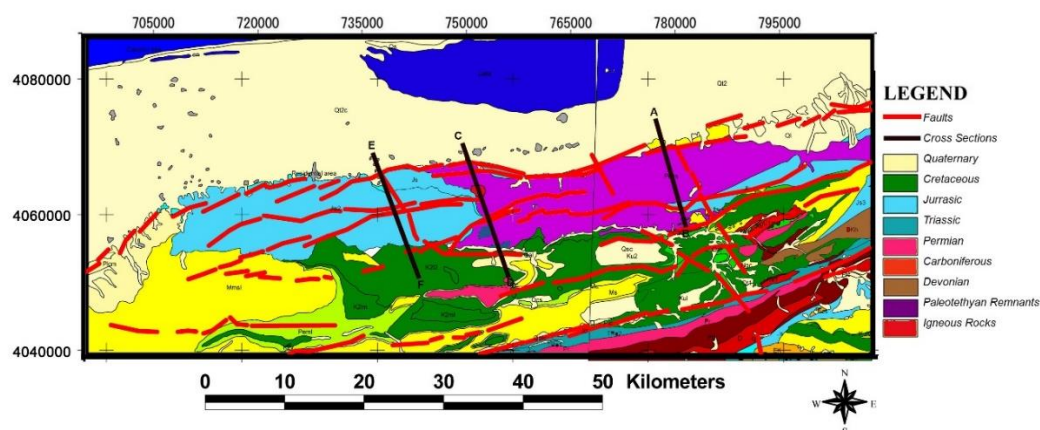
الیکا (تریاس): این سازند با ستبرا حدود ۲۹۰ متر و سن تریاس از آهک نازک لایه تا شیل، آهکهای ورمیکوله دار، دولومیت و آهک دولومیتی فاقد فسیل تشکیل شده است، (ط) گروه شمشک (ژوراسیک): گروه شمشک با سن تریاس بالایی- ژوراسیک میانی و ستبرای ۱۰۲۷ متر (Aghanabati, 2005) به چهار زون سنگی تقسیم شده و شامل تناوبی از رسوبات سیلتی-رسی، سیلتستون، کنگلومرا و ماسه سنگ با تعداد زیادی عدسی زغال است که بیشتر بطور ناپیوسته وهم شیب، سازند الیکا و گاه سنگهای کهن تر پرمین و حتی دونین را می پوشاند، (ی) سازند دلیچای (ژوراسیک): این سازند با ستبرا ۱۰۷ متر و با سن ژوراسیک میانی شامل آهک مارنی تا ماسه ای نازک لایه به رنگ سبز خاکستری است که در آن گاهی شیل مارنی به صورت بین لایه ای دیده می شود، (ک) سازند لار (کرتاسه): این سازند با ستبرا ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر و سن ژوراسیک فوقانی از آهکهای ضخیم لایه تا توده ای حاوی چرت (یا نوارهای سیلیسی) تشکیل شده است.

۴۵۰ متر آهک سیاه رنگ پر فسیل همراه با میان لایه هایی از مارن در بخش زیرین است. در منطقه رادکان این سازند به صورت یکسری رخنمون های آهکی، شیلی و مارنی دیده می شود که دارای سن کربونیفر می باشند، (د) سازند قزل قلعه (پرمین) با ۳۵۰ متر ستبرا (Aghanabati, 2005) و سن کربونیفر میانی- بالایی، شامل لایه هایی از ماسه سنگ، شیل، مارن و آهک تا آهک دولومیتی است که از نمای دور به رنگ های صورتی، سبز، بنفش، خاکستری، قهوه ای و سفید دیده می شوند، (ه) سازند دورود (پرمین) با ۱۵۰ متر ستبرا و سن پرمین زیرین شامل کنگلومرا، کوارتزیت قرمز و آهک ضخیم لایه فوزولین دار می باشد، (و) سازند روته (پرمین) با ۲۳۰ متر ستبرا و سن پرمین میانی شامل آهک های لایه ای خاکستری تا تیره با تناوب هایی از لایه های نازک مارن است، (ز) سازند نسن (پرمین): این توالی با ستبرای ۲۳۰ متر و سن پرمین فوقانی شامل لایه های ماسه- سنگی و آهک سیاه رنگ مارنی- شیلی در بخش قاعدای و تناوبی از شیل های مارنی سیاه رنگ و سنگ آهک گرهک دار تیره رنگ و آهک ضخیم لایه حاوی قله های چرت در بالا است، (ح) سازند



شکل ۲- (a) تصویر ماهواره ای لندست اصلاح شده، (b) اعمال فیلتر جهت دار بر روی تصویر ماهواره ای، (c) مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه، (d) اعمال فیلتر جهت تابش خورشید بر روی تصویر ماهواره ای، (e) نقشه مغناطیس پی سنگ (جهت کنترل ساختارهای زیرسطحی)، (f) استخراج خطواره ها از روی تصویر ماهواره ای به کمک اطلاعات یادشده و (g) تعیین و دسته بندی گسل ها.

Fig. 2. (a) Corrected Landsat satellite Image, (b) Applying of directional filter on satellite image, (c) Digital Elevation Model (DEM) of study area, (d) Applying of sun-shade filter on satellite image, (e) Basement Magnetic Map (for control of subsurface structures), (f) Extraction of Lineaments by interpretation of satellite image and other data, and (g) Fault determination and categorization.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، تهیه شده بر اساس تفسیر تصاویر ماهواره‌ای، بررسی‌های صحرایی و اطلاعات چینه‌شناسی موجود (Aghanabati, 2005)

Fig. 3. The geological map of studied area, prepared based on interpretation of satellite image, field surveys and available stratigraphic data (Aghanabati, 2005)

گسل سبب خمیده کردن و بریدن نهشته‌های عهد حاضر شده که این مسئله، حکایت از فعالیت‌های عهد حاضر آن دارد (شکل ۵-ا).

۴-۲-۲- گسل شمال البرز

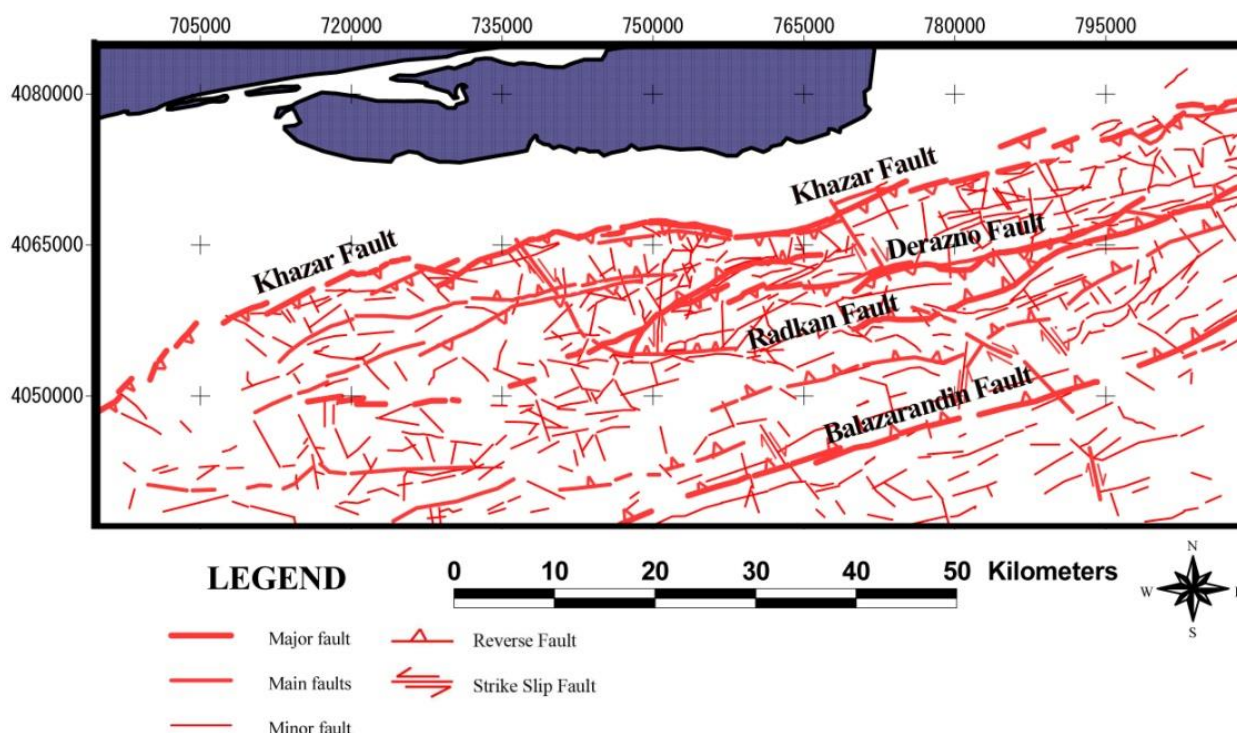
گسل شمال البرز، یک ساختار اصلی در منطقه بوده و از حدود ۵۳ درجه طول خاوری تغییر روند داده و از خاور- شمال خاور به باختر- شمال باختر تغییر امتداد می‌دهد (Allen et al., 2003). این گسل، با طولی حدود ۴۲۷ کیلومتر، مرز جنوبی رخنمون‌های سنگی نفوذ دریا خزر را تشکیل می‌دهد (Ghasemi and Masouri, 2000). روند کلی این گسل، به موازات گسل خزر بوده و در ۱۰-۱۲ کیلومتری باختر چالوس به این گسل می‌پیوندد. بر اساس پیمایش‌های صحرایی، شیب این گسل حدود ۴۵ تا ۶۰ درجه رو به جنوب می‌باشد که به صورت گسلی رانده دیده می‌شود که صخره گسلی به نسبت بزرگی ایجاد نموده است. پیمایش‌ها صحرایی، حکایت از آن دارد که حداقل دو گسل اصلی درازنو و رادکان در پهنه چند کیلومتری این گسل، قابل شناسایی هستند (شکل ۴). این گسل با شیبی حدود ۷۵-۵۰ درجه رو به جنوب خاور دارای روند ۸۰- NV۰ بوده و به صورت کاملاً مشخص، مرز بین رخنمون‌های پالئوزوئیک - مزوزوئیک البرز را با رخنمون شیست‌های بازمانده تیس کهن تشکیل داده است.

۴-۲- گسل‌های اصلی منطقه

برای بررسی بهتر، گسل‌های پیمایش شده، به سه دسته گسل‌های بزرگ مقیاس (با مقیاس ناحیه‌ای و طول بیش از محدوده مورد بررسی، بیش از ۱۰۰ کیلومتر)، اصلی (با مقیاس محلی و طولی حدود ۲۰-۱۰۰ کیلومتر) و فرعی (با مقیاس محلی و طولی کمتر از ۲۰ کیلومتر) تقسیم‌بندی شدند (شکل ۴). مهمترین گسل‌های بزرگ مقیاس و اصلی گسل‌های خزر، درازنو، رادکان (گلورد) و بالازندین می‌باشند:

۴-۲-۱- گسل خزر

این گسل از لاهیجان تا جنوب گنبد کاووس، به طول ۵۵۰ کیلومتر گسترش یافته است. روند عمومی آن در منطقه مورد بررسی تقریباً خاوری- باختری است (شکل ۴). بر پایه شواهد و پیمایش‌های صحرایی، گسل خزر با روند ۹۰- NV۰ به عنوان یک گسل رانده با شیبی تقریباً ۴۵ تا ۶۰ درجه رو به جنوب (در سطح)، در مناطقی نظیر: جنوب نکا، جنوب پاسند و قلعه پایان قابل رویت می‌باشد (شکل ۵ا). این گسل در مرز کوه و دشت، سطح زمین را قطع کرده و به طور محلی شیست‌های گرگان را در مقابل نهشته‌های کواترنری قرار داده است. به این ترتیب، می‌توان نتیجه گرفت که این گسل، یک گسل معکوس است. همچنین شواهد صحرایی نیز معکوس بودن این گسل را به اثبات رساند (شکل ۵-ا). بر پایه شواهد صحرایی، عملکرد این

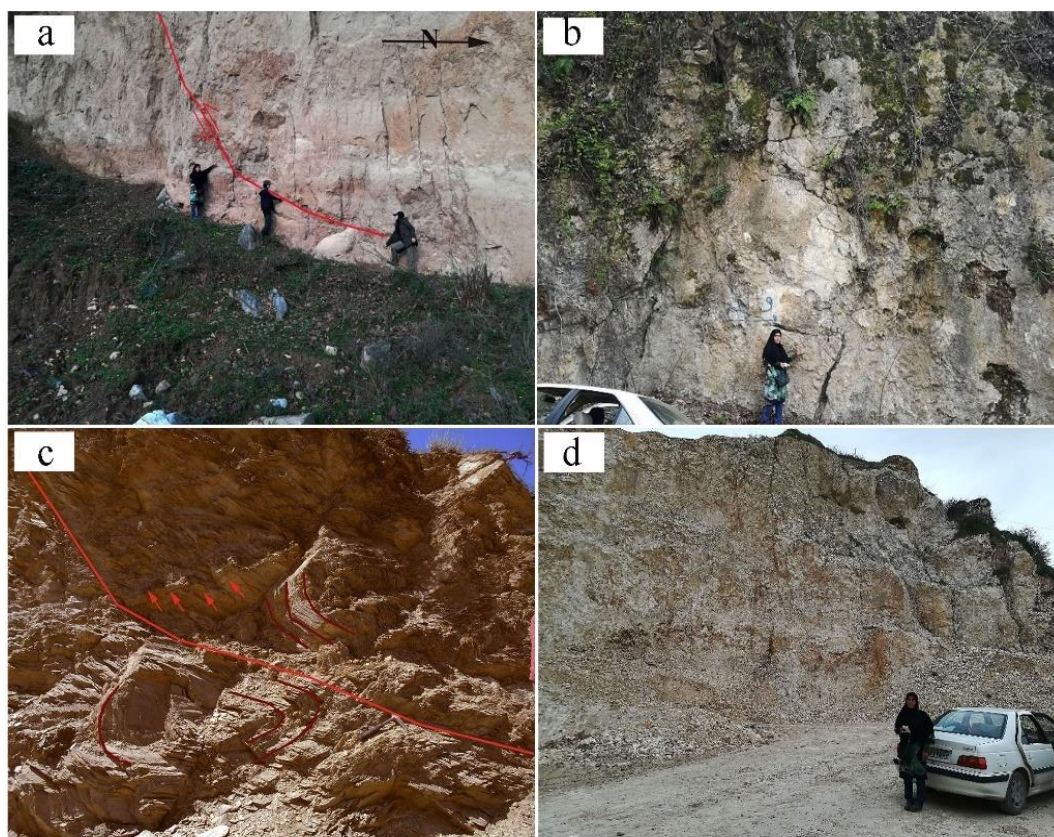


شکل ۴- نقشه ساختاری (مهمترین گسل‌ها و شکستگی‌ها) تهیه شده منطقه مورد مطالعه، بر اساس پردازش‌های دورسنجی و برداشت‌های صحرایی

Fig. 4. The prepared Structural map (the important faults and other fractures) of studied area on the based on Remote sensing processing and Field surveys

الف- گسل درازنو: این گسل با امتداد حدود ۹۰-۷۵ N و طول ۸۵ کیلومتر، از جنوب‌خاور گرگان آغاز و تا جنوب شهرستان گلوگاه امتداد یافته و به نظر می‌رسد که مرز جنوبی رخساره‌های سنگی منتسب به تتیس کهن (شیست‌های گرگان) را تشکیل داده است. این گسل مرز بین زون ساختاری البرز و بازمانده تتیس کهن (به‌عنوان مرز شمالی البرز) را رقم زده است. برطبق پیمایش‌های صحرایی، شیب این گسل در حدود ۴۵ تا ۶۰ درجه رو به جنوب (شکل ۵-ب) و عرض زون گسلش این گسل اصلی بیش از یک کیلومتر بوده و عملکرد آن، سبب رانده شدن آهک‌های لار بر روی بازمانده تتیس کهن شده است. اثرات کواترنری این گسل اصلی را می‌توان به صورت کج‌شدگی (در حدود ۳۵ درجه) رسوبات تالوس در پای صخره گسلی مشاهده نمود. بر طبق شواهد صحرایی و مقاطع زمین‌شناسی ساختاری تهیه شده (رجوع شود به مقاطع عرضی A-B و C-D در شکل

۷) به نظر می‌رسد که گسل درازنو، باید گسل اصلی راندگی (Main thrust)، در پهنه گسل شمال البرز باشد. ب- گسل رادکان: این گسل، با امتداد تقریبی خاوری-باختری و با شیبی حدود ۵۰ تا ۷۰ درجه به سمت شمال، دارای سازوکار معکوس به‌نسبت خالص می‌باشد. برطبق مشاهدات صحرایی، عملکرد این گسل، سبب رانده شدن رخنمون‌های پالئوزوئیک بر روی سازند شمشک گردیده که از اثرات حرکتی آن، می‌توان به ایجاد ریزچین‌هایی در کمربالای این گسل اشاره نمود (شکل ۵-ج)، بر طبق مقاطع زمین‌شناسی ساختاری تهیه شده (مقاطع A-B و C-D شکل ۷ در بخش بعد)، نقشه ساختاری و همچنین شواهد صحرایی، به‌نظر می‌رسد که گسل رادکان، باید گسل پشت راندگی (Back thrust) مربوط به گسل رانده درازنو باشد و به این ترتیب، مجموع پهنه گسلیده بین آن‌ها به‌عنوان گسل شمال البرز قابل معرفی است.



شکل ۵- (a) نمایی از حرکت عهد حاضر گسل خزر در روستای خراب آباد، (b) صفحه گسل درازنو در روستای درازنو، (c) ایجاد ریز چین در کمربالای گسل رادکان در جنوب روستای رادکان، و (d) زون خرد شده گسل بالازرنندین در روستای بالازرنندین

Fig. 5. (a) A view of recent movement along Khazar fault in Kharababad village, (b) fault plane of Derazno fault in Derazno village, (c) formed microfold in hanging wall of Radkan fault in south of Radkan village, and (d) fractured zone of Balazarandin fault in Balazarandin village

خزر و جنوب گلوگاه و همچنین تاقدیس-ناودیس متوالی شمال رادکان و ناودیس جنوب رادکان اشاره نمود.

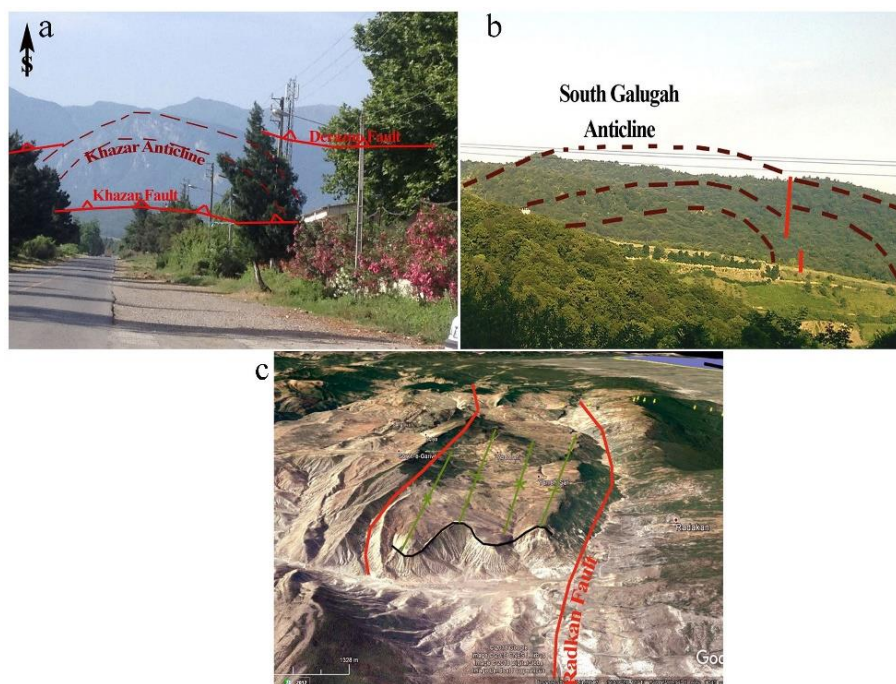
الف- تاقدیس خزر: این تاقدیس، با امتداد محور N75-90، سطح محوری نامتقارن (شیب ۸۰ رو به جنوب) و طول بیش از ۵۰ کیلومتر از جنوب باختر گرگان تا حوالی کردکوی گسترش یافته است (شکل ۶-ا). بر طبق بررسی‌های ساختاری (رجوع شود به مقاطع ساختاری شکل ۷)، این تاقدیس، بر فرادیواره گسل خزر شکل گرفته و تمام رخنمون‌های سنگی آن متعلق به بازمانده تیتیس کهن (شیست‌های گرگان) می‌باشد. بررسی مقطع پیمایش شده A-B (شکل ۷-ب) نشان می‌دهد که این تاقدیس، به صورت یک تاقدیس نامتقارن بوده که دامنه شمالی آن پرسیب‌تر از دامنه جنوبی آن می‌باشد و به این ترتیب شیب سطح محوری آن رو به جنوب قرار خواهد گرفت (شکل ۷-ب).

۴-۲-۳- گسل بالا زرنندین:

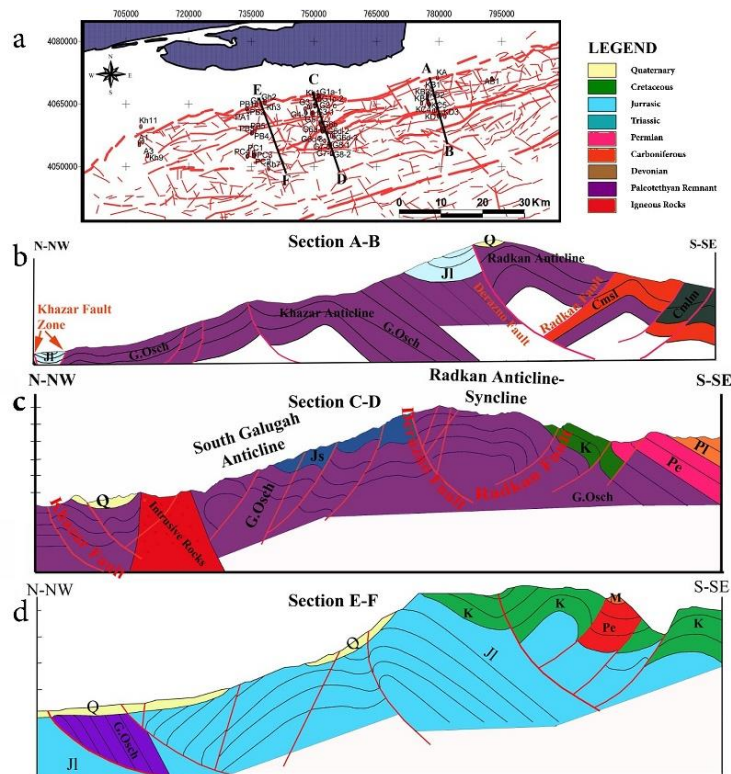
این گسل که در منطقه بالا زرنندین (در جنوب شهرستان نکا) شناسایی و اندازه‌گیری شد، دارای روند خاوری-باختری (شبه گسل رادکان) بوده و با شیبی حدود ۷۰ درجه به سمت جنوب از جنوب محدوده مورد مطالعه می‌گذرد (شکل ۴). بر طبق پیمایش‌های صحرایی، این گسل دارای سازوکار معکوس نسبتاً خالص می‌باشد (شکل ۵-د). عملکرد این گسل، سبب راندگی سازندهای قدیمی‌تر بر روی رخنمون سازند آهکی لار شده است.

۴-۳- بررسی چین‌های اصلی منطقه:

بر طبق مطالعات ساختاری انجام گرفته، چین‌های منطقه در دو دسته چین‌های بزرگ مقیاس (چند ده کیلومتری) و چین‌های کوچک مقیاس (در مقیاس مشاهده‌ای) قابل تقسیم می‌باشند. از جمله چین‌های بزرگ مقیاس، می‌توان به تاقدیس‌های



شکل ۶- (a) تاقدیس خزر در جنوب گرگان، (b) تاقدیس گلوگاه در جنوب گلوگاه، و (c) ناودیس بالاآمده رادکان در جنوب روستای رادکان
Fig. 6. (a) Khazar anticline in south of Gorgan, (b) Galugah anticline in south of Galugah, and (c) Uplanded syncline in south of Radkan



شکل ۷- (a) محل مقاطع و ایستگاه‌های مورد اندازه‌گیری بر روی نقشه ساختاری، (b) مقطع A-B از بخش خاوری (کردکوی-رادکان)، (c) مقطع C-D از بخش مرکزی (گلوگاه-نیالا)، (d) مقطع E-F از بخش باختری (پاسند-رودبار)

Fig. 7. (a) the locations of sections and surveyed stations, (b) section A-B from Eastern part (Kordkuy-Radkan), (c) Section C-D from Central part (Pasand-Rudbar) and (d) Section E-F from Western part (Galugah-Niala)

باختری (پاسند- رودبار) تقسیم شده و در آن‌ها اندازه‌گیری‌های ساختاری و نتیجتاً تحلیل‌های هندسی صورت پذیرفته است:

۴-۴-۱- نمودارهای گل‌سرخ

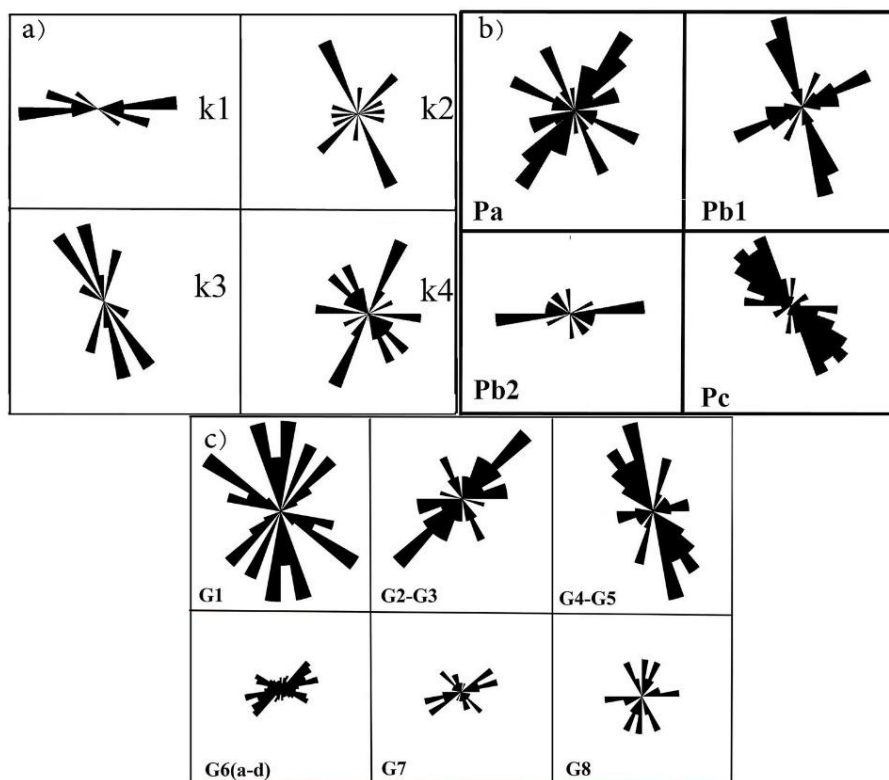
مهمترین روند (امتداد) شکستگی‌های اندازه‌گیری شده در بخش خاوری (منطقه کردکوی- رادکان)، دارای روندهای N70-90 و N150-160 می‌باشند (شکل ۸a). روند تقریباً خاوری- باختری را به واسطه اینکه در پهنه حدفاصل گسل‌های خزر و رادکان قرار داشته و به موازات آن‌ها کشیده شده است؛ می‌توان به گسل‌های خزر و شمال البرز (درازنو- رادکان) نسبت داد. بررسی نمودارهای گل‌سرخ در بخش باختری منطقه، حکایت از وجود دو امتداد (روند) اصلی N30-50 و N150-160 می‌باشد. تنها در ایستگاه Pb2، روند N80-90 اندازه‌گیری گردید (شکل ۸b) که به موازات گسل‌های خزر و درازنو بودند. بررسی چگالی شکستگی‌ها در بخش مرکزی حاکی از آن است که مهمترین روندها دارای امتداد N150-160، N20-40 و N70-90 می‌باشند (شکل ۸c) که در این بین، تنها روندهای N70-90 هم‌روند (یا موازی) با گسل‌های بزرگ و اصلی نظیر: خزر و درازنو (یا حتی رادکان) هستند.

ب- تاقدیس جنوب گلوگاه: این تاقدیس با روند به تقریب خاوری- باختری و طول بیش از ۳۰ کیلومتر، از جنوب گلوگاه تا حوالی بهشهر کشیده شده است. بر پایه شواهد صحرایی (شکل ۶b و همچنین مقطع C-D در شکل ۷c)، این تاقدیس، تاقدیسی نامتقارن می‌باشد. بررسی مقاطع عرضی پیمایش‌شده C-D و E-F نشان می‌دهد که دامنه جنوبی این تاقدیس حالت شکنجی (Anticlinorium) داشته که شاید به دلیل عملکرد انبوه گسل‌هایی با شیب رو به شمال ایجاد شده باشند (شکل ۷c و d).

ج- ناودیس جنوب رادکان: این ناودیس به موازات رودخانه رادکان، به طول بیش از ۴۰ کیلومتر و روند به تقریب N80-90، می‌باشد. بررسی این ساختار در مقطع عرضی تهیه شده، حاکی از فشاری بودن آن دارد (رجوع شود به مقطع عرضی A-B، شکل ۷b) و به همین دلیل در مقطع به صورت یک تاقدیس- ناودیس شکنجی بالاآمده دیده می‌شود (شکل ۶c).

۴-۴-۲- تحلیل هندسی ساختارها:

همانگونه که در بخش پیشین ذکر گردید، منطقه به سه زیربخش خاوری (کردکوی- رادکان)، مرکزی (گلوگاه- نیالا) و



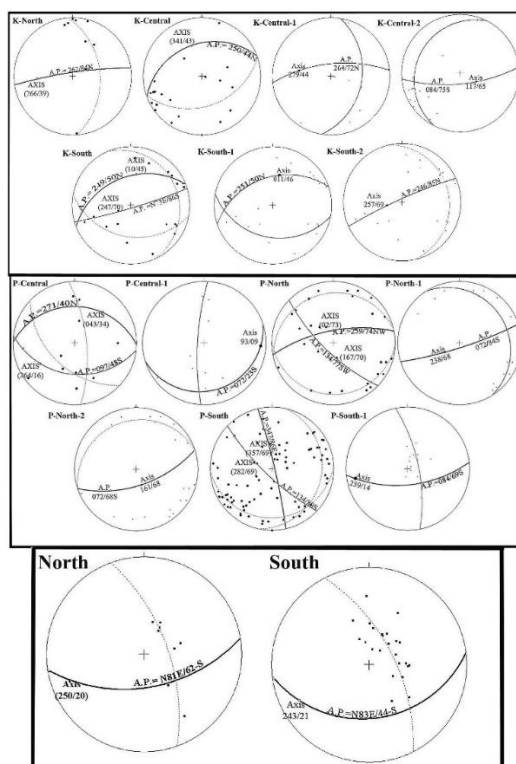
شکل ۸- (a) بخش خاوری (کردکوی- رادکان)، (b) بخش باختری (پاسند- رودبار)، (c) بخش مرکزی (گلوگاه- نیالا)

Fig. 8. (a) Eastern part (Kordkuy-Radkan), (b) Central part (Pasand-Rudbar) and (c) Western part (Galugah- Niala)

خاوری- باختری) را نشان می‌دهند که شیب سطح محوری آن‌ها رو شمال (N271/40NW و N259/74NW) می‌باشند. اطلاعات منجر به این تحلیل‌ها، بیشتر از رخنمون‌های دگرگونه-های منتسب به بازمانده تئیس کهن برداشته شده و در بازدیدهای صحرایی نیز مشخص گردید که این چین‌ها در یک محیط به نسبت خمیری (شکل پذیر) بر روی فرادیواره راندگی-های رو به جنوب تشکیل یافته‌اند (شکل ۱۰ f).

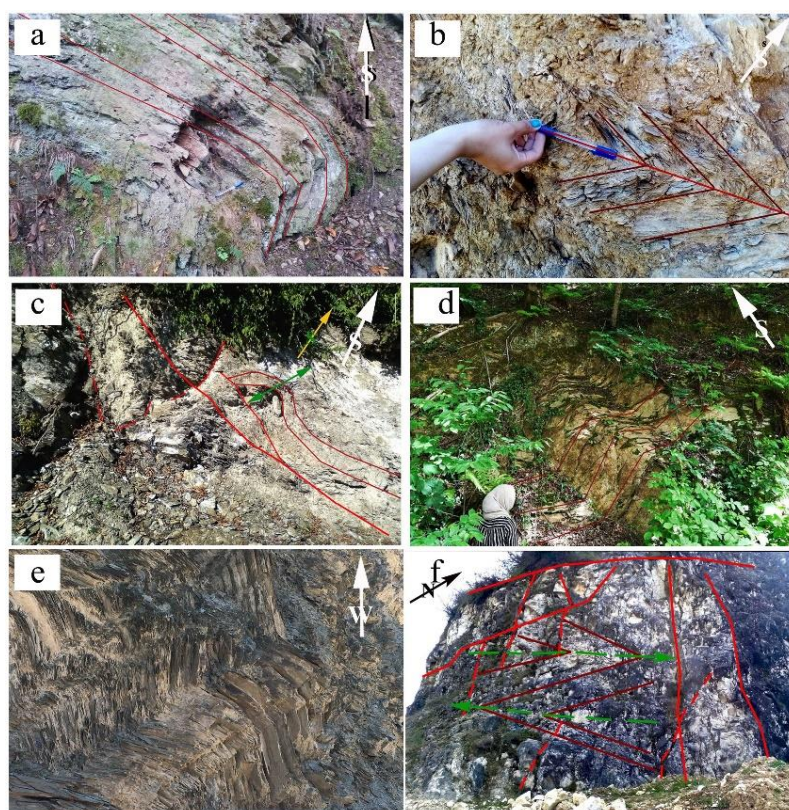
دسته دوم چین‌ها که در هر سه زیربخش نیز قابل مشاهده بودند، دارای روند خاوری- باختری می‌باشند، با این تفاوت که شیب سطح محوری آن‌ها رو به جنوب است (N72/84S، N97/48S، N72/23S، N72/68S و N84/69S). در بسیاری از موارد مشاهده شده (به عنوان مثال، مقطع E-F در شکل ۷- d) مانند تاقدیس گلوگاه، این چین‌ها بر روی فرادیواره گسل‌های اصلی رانده‌ای نظیر خزر و درازنو تشکیل یافته‌اند. سایر چین‌ها که روندهای تقریباً شمالی- جنوبی تا شمال باختر- جنوب- خاوری دارند؛ عمدتاً ریزچین‌های محلی می‌باشند (شکل ۱۰).

ب- محاسبه محور و سطح محوری چین‌ها: نتایج حاصل از تحلیل هندسی چین‌ها در بخش خاوری، حاکی از آن است که سطح محوری چین‌ها بیشتر دارای امتداد N70 بوده و همچنین، شیب سطح محوری آن‌ها رو به شمال می‌باشد (شکل a9). بررسی زیرسطحی این چین‌ها در مقاطع تهیه شده (شکل b7، مقطع A-B)، حاکی از آن است که تاقدیس‌های خزر و گلوگاه بر روی فرادیواره گسل‌های اصلی نظیر: خزر و درازنو قرار گرفته‌اند که به این ترتیب، وابستگی زایشی این چین‌ها را به گسل‌های اصلی به اثبات می‌رساند. همچنین، نتایج این تحلیل-ها در بخش مرکزی، نشان می‌دهد که سطوح محوری محاسبه-شده، دارای روند N83 بوده و دارای شیب رو به جنوب بوده (شکل b9) که با گسل‌های خزر و درازنو (که راندگی رو به شمال ایجاد نموده‌اند) همخوانی دارند و به عبارتی، تاقدیس گلوگاه با قرارگیری در فرادیواره این گسل‌های رانده دارای ارتباط زایشی با آن‌ها می‌باشد (شکل c7، مقطع E-F). محاسبه سطح محوری چین‌ها در بخش باختری (به خصوص در زیربخش‌های شمالی و مرکزی)، نسلی از چین خوردگی با روندهای N259-271 (تقریباً



شکل ۹- محاسبه محور و سطح محوری چین‌ها در ایستگاه‌های بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی؛ (a) بخش خاوری (کردکوی- رادکان)، (b) بخش باختری (پاسند- رودبار)، (c) بخش مرکزی (گلوگاه- نیالا)

Fig. 9. The calculation of fold axes and axial planes in different stations in studied areas, (a) Eastern part (Kordkuy-Radkan), (b) Central part (Pasand-Rudbar), and (c) Western part (Galugah- Niala)



شکل ۱۰- نمایی از ریزچین‌های اندازه‌گیری شده جهت بررسی‌های هندسی و حرکتی؛ (a) جنگل گلوگاه، (b) منطقه درازنو، (c) منطقه ویزوار، (d) منطقه نیالا، (e) جنوب رادکان، (f) منطقه بالازرندین

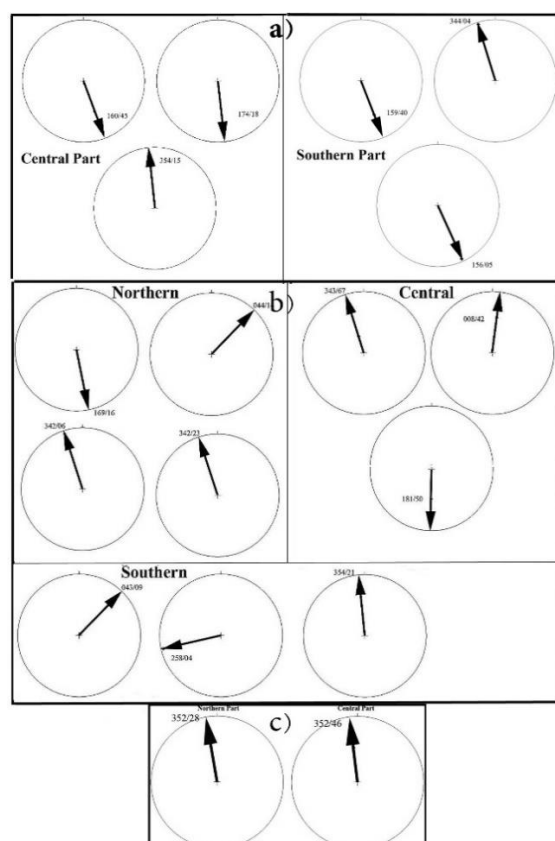
Fig. 10. Some views of surveyed micro-folds for geometrical and kinematic investigations, (a) Galugah forest, (b) Derazno area, (c) Vizvar area, (d) Niala area, (e) South of Radkan and (f) Balazarandin area

۴-۵- تحلیل حرکتی (سینماتیکی) ساختارها:

جهت تحلیل حرکتی (سینماتیکی) ساختارها، منطقه مورد بررسی به سه بخش: خاوری (کردکوی- رادکان)، مرکزی (گلوگاه- نیالا) و باختری (پاسند - رودبار) تقسیم شده و در آن‌ها اندازه‌گیری‌های ساختاری و نتایجاً تحلیل‌های سینماتیکی صورت پذیرفت که نتایج آن‌ها به شرح ذیل می‌باشند:

الف- بخش خاوری: بررسی چین‌ها و ریزچین‌های (خصوصاً در زیربخش‌های مرکزی و جنوبی) بخش خاوری (اشکال ۶ و ۱۰) و محاسبه محور فشارش (تحلیل حرکتی) از طریق آن‌ها، حداقل دو نسل محور فشارش (حرکتی)، با امتدادهای به تقریب شمالی- جنوبی با جهات مخالف به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۱). یکی از نسل‌های حرکتی دارای امتدادی رو به جنوب بوده و دارای مشخصاتی نظیر: 160/45، 159/40، 174/18 و 156/05 می‌باشند. خود این محورها، به دو دسته محورهای با

زاویه پلانژ کم (156/05 و 174/18) و با زاویه پلانژ زیاد (159/40 و 160/45) قابل تقسیم هستند. تحلیل دسته دوم محورها، حاکی از حرکتی رو به شمال بوده و دارای مشخصات 344/04 و 354/15 می‌باشند. همچنین، با بررسی حرکات عهد حاضر، بخصوص در مرز کوه- دشت در حوالی روستای بالاجاده، و با استفاده از مشخصات سطح گسل، جدیدترین نسل حرکتی (آخرین نسل حرکتی) مورد شناسایی قرار گرفت. تحلیل این نسل حرکتی حکایت از آن دارد که اصلی‌ترین حرکت، بر روی گسل خزر (با امتداد تقریباً خاوری- باختری) صورت پذیرفته است و دارای مشخصات 16/32 می‌باشد (شکل ۱۲). همچنین، بر روی گسلی با امتداد N150، نیز نسل حرکتی با مشخصات 59/13 محاسبه گردید که در این صورت، حرکت رو به شمال‌خاور در آخرین نسل حرکتی قابل اثبات می‌باشد. به این ترتیب، امکان تفکیک سه نسل حرکتی در بخش خاوری فراهم گردید.

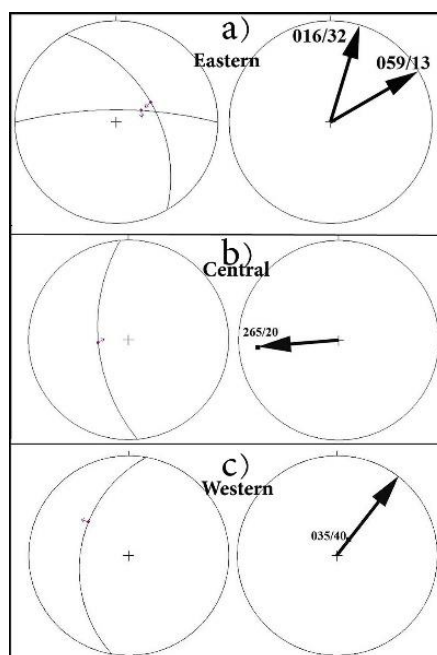


شکل ۱۱- محاسبه محورهای فشارش بر اساس بردار حرکتی گسلش و وضعیت سطح محوری چین‌ها در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی؛ (a) بخش خاوری (کردکوی-رادکان)، (b) بخش باختری (پاسند - رودبار)، (c) بخش مرکزی (گلوگاه- نیالا)

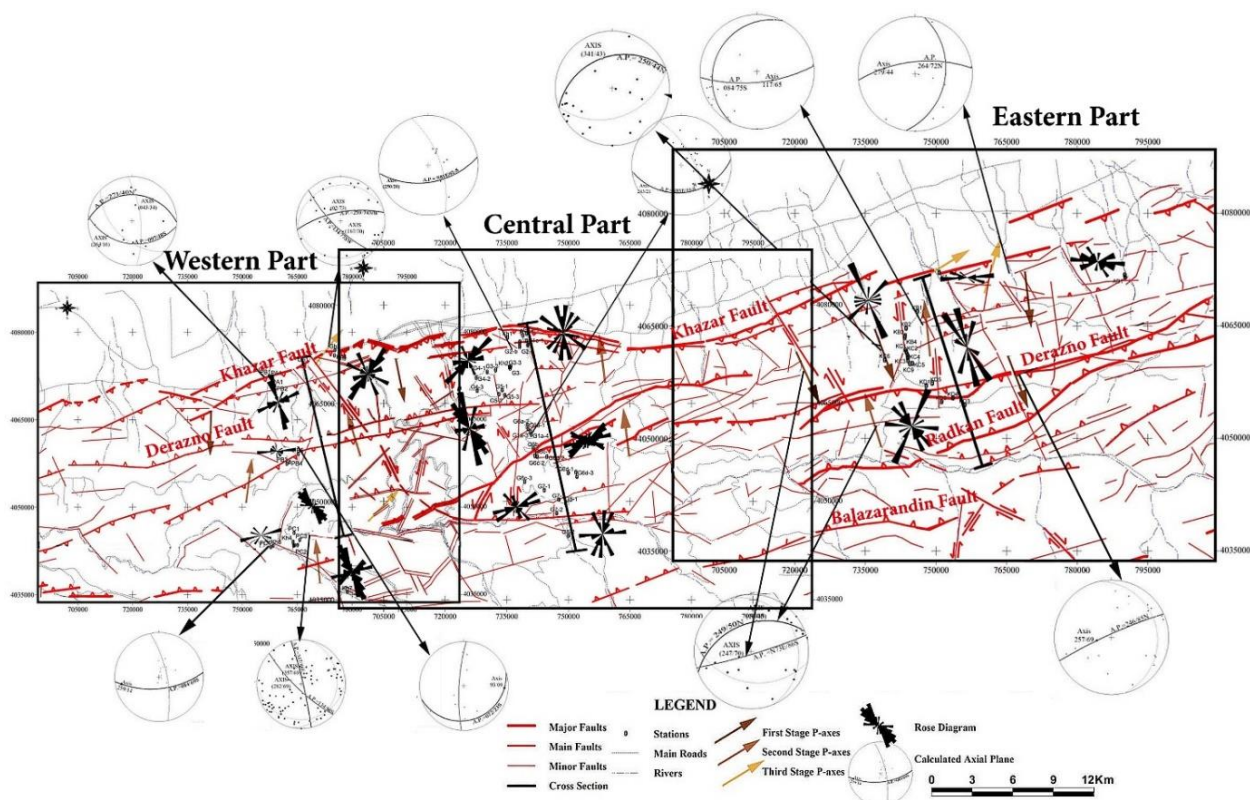
Fig. 11. The calculation of P-axes on the base of fault movement vector and attitude of axial planes of folds in different parts of studied area, (a) Eastern part (Kordkuy-Radkan), (b) Western part (Galugah- Niala) and (c) Central part (Pasand-Rudbar)

ب- بخش مرکزی: با بررسی چین‌ها (تاق‌دیس گلوگاه، شکل ۱۰a و d) در بخش مرکزی و تحلیل حرکتی آن‌ها مشخص گردید که محور حرکتی در زیربخش میانی 352/46 و در زیربخش شمالی 352/28 می‌باشد (شکل ۱۱c). به این ترتیب، شواهد نشان‌دهنده آن است که محور حرکتی رو به شمال- شمال‌باختر بوده که می‌تواند در ارتباط با حرکت راندگی رو به شمال گسل‌های خزر و درازنو باشد. همچنین، با بررسی حرکات عهد حاضر (در مرز کوه- دشت در جنوب گلوگاه)، جدیدترین نسل حرکتی مورد شناسایی قرار گرفت. تحلیل این نسل حرکتی نشان می‌دهد که حرکت عهدحاضر بر روی گسل خزر، حرکتی رو به خاور می‌باشد (شکل ۱۲b) که به‌احتمال می‌تواند متأثر از حرکت بلوک خزر جنوبی باشد. به این ترتیب، با استفاده از جمیع اطلاعات ساختاری به دست آمده، نقشه ساختاری کلی (در برگیرنده سه بخش خاوری، مرکزی و باختری) تهیه گردید (شکل ۱۳).

ب- بخش باختری: تحلیل چین‌ها (ادامه تاق‌دیس گلوگاه، شکل ۱۰b) و ریزچین‌ها (اشکال ۱۰f، ۱۰c) در بخش باختری، سه نسل اصلی از حرکات را به نمایش می‌گذارند که عبارتند از: محورهای 169/16 (در زیربخش شمالی) و 181/50 (در زیربخش میانی) یک حرکت رو به جنوب را نشان می‌دهند (شکل ۱۱b)، محورهای 342/06 و 342/23 (در بخش شمالی)، 008/42 و 343/67 (در بخش میانی) و 354/21 (در بخش جنوبی) (شکل ۱۱b)، پرتعدادترین محورهای حرکتی محاسبه- شده این بخش می‌باشند که حرکتی رو به شمال را نشان می‌دهند. همچنین نسل دیگری از حرکت با امتدادهای 044/14 (در بخش شمالی) و 043/09 (در بخش جنوبی) قابل مشاهده است. با بررسی حرکات عهد حاضر (در مرز کوه- دشت در باختر پاسند)، جدیدترین نسل حرکتی نیز شناسایی گردید. تحلیل این نسل حرکتی نشان می‌دهد که حرکت عهد حاضر بر روی گسل خزر (به‌عنوان نسل سوم حرکت)، حرکتی رو به شمال- خاور (35/40) دارد (شکل ۱۲c).



شکل ۱۲- محاسبه محورهای فشارش بر اساس اندازه‌گیری بر روی گسل‌هایی با حرکات عهد حاضر
 Fig. 12. The calculation of P-axes on the basis of surveying on faults with recent movements



شکل ۱۳- نقشه ساختاری جامع شامل ساختارها و نتایج تحلیل‌های هندسی و سینماتیکی از بخش‌های خاوری (کردکوی-رادکان)، مرکزی (پاسند رودبار) و باختری (گلوگاه - نیالا) منطقه مورد بررسی

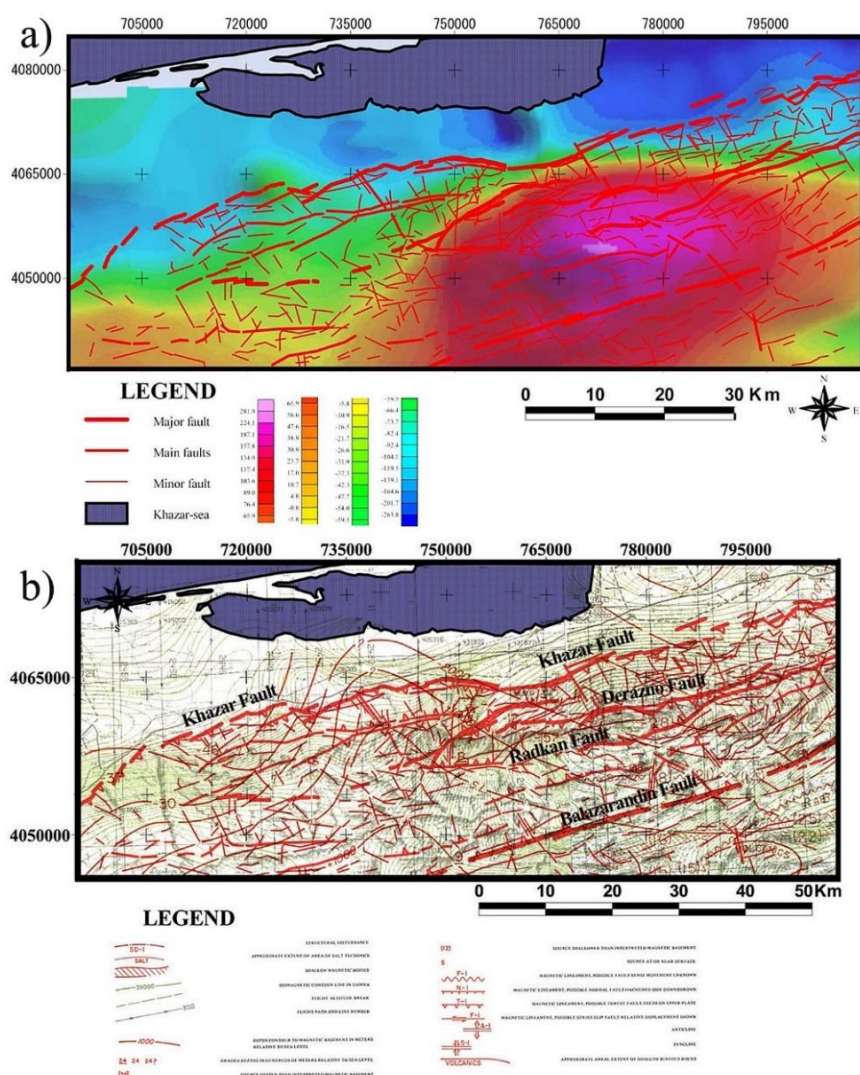
Fig. 13. The bulk structural geology map together with results of geometrical and kinematic analysis from Eastern (Kordkuy-Radkan), Central (Pasand-Rudbar) and Western (Galugah-Niala) parts of studied area.

۴-۶- بررسی های زیرسطحی:

در این پژوهش، منابع اصلی بررسی های زیرسطحی، نقشه های زمین فیزیکی (نقشه های زمین فیزیکی هوایی و نقشه خطواره های مغناطیسی؛ شکل ۱۴) و مقاطع عرضی تهیه شده (شکل ۷) می باشد. تحلیل نتایج بدست آمده از این اطلاعات به شرح زیر می باشد:

الف- بررسی نقشه های زمین فیزیکی: جهت بررسی وضعیت زیرسطحی منطقه مورد مطالعه، از نقشه های زمین فیزیکی هوایی و نقشه خطواره های مغناطیسی استفاده شده و با استفاده از قابلیت های محیط GIS، بر روی آن ها ساختارهای استخراج شده سطحی قرار داده شد. بررسی ارتباط ساختارهای سطحی

و وضعیت عمقی ساختارها، نشان می دهد که مهمترین عارضه تشخیص داده شده در نقشه زمین فیزیکی هوایی (شکل ۱۴a)، یک ناهنجاری (Anomaly) بسیار مثبت حدود ۲۸۰ میلی گال در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه است که می تواند به علت ضخیم شدن پوسته توام با بالآمدگی پی سنگ، ناشی از عملکرد همزمان گسل های رانده درازنو- رادکان (شمال البرز) باشد. همچنین در محل رخداد این پدیده، یک ساختار فراجسته فشارشی در مقاطع تهیه شده قابل مشاهده است (شکل ۷). از طرفی این پدیده، می تواند به علت بالآمدن توده گرانیتوئیدی باشد که برخی از استوک های آن را می توان در شمال روستای رادکان، جنوب گلوگاه و پاسند مشاهده نمود.



شکل ۱۴- (a) نقشه زمین فیزیکی هوایی و (b) نقشه خطواره های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه همراه با محل اثر سطحی گسل های اصلی
Fig. 14. (a) Aerial Geophysical, and (b) Magnetic Lineament maps of studied area together with surface exhibition of main faults

Berberian and King, 1981; Allen et al., 2003; Abbaszadeh, 2012; Safari et al., 2013; Abbaszadeh et al., 2013) بازمانده تئیس کهن بوده که در طی فاز سیمیرین پیشین (تریاس بالایی) در شرایط به نسبت شکل پذیر، توسط گسل‌هایی با راندگی رو به جنوب، از طرف شمال (زون بخیه تئیس کهن) به این منطقه حمل گردیده‌اند. در حالی که زیربخش‌های مرکزی و جنوبی منطقه مورد بررسی، از رخساره‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک برجای حوضه البرز تشکیل یافته‌اند.

بررسی‌های ساختاری نشان داد که منطقه مورد بررسی در دامنه شمالی البرز خاوری، دربرگیرنده پهنه‌های اصلی گسلیده نظیر: گسل‌های خزر، شمال البرز (شامل گسل‌های درازنو - رادکان) و بالازرن‌دین است که گسل‌هایی با روند تقریباً خاوری-باختری (در زیربخش شمالی) تا روند N70-90 (در زیربخش‌های مرکزی و جنوبی) می‌باشند. تمامی این گسل‌ها، دارای سازوکار حرکتی عمدتاً راندگی می‌باشند. به گونه‌ای که گسل‌های خزر (با اثرات در نهشته‌های عهدحاضر) و درازنو با شیبی رو به جنوب، شرایط را برای راندگی رو به شمال مهیا کرده‌اند. در حالی که، گسل‌های رادکان و بالازرن‌دین با شیبی رو به شمال، سبب راندگی رو به جنوب شده‌اند (اشکال ۴، ۷ و ۱۳). بررسی صفحات اصلی گسلش در بخش‌های مختلف، چند نوع گسلش را نشان داد: (الف) گسل‌های رانده با شیبی رو به شمال باختر که در دگرگونه‌های منتسب به تئیس کهن می‌باشند که راندگی‌هایی رو به جنوب در محیطی به نسبت شکل‌پذیر را نشان می‌دهند. (ب) در حالی که گسل‌هایی با راندگی رو به شمال نظیر خزر و درازنو هستند. (ج) همچنین گسل‌هایی با شیب شمال باختر نظیر پشت‌راندگی رادکان (و حتی گسل بالازرن‌دین) سبب راندگی رو به جنوب شده‌اند. با توجه به این که، بررسی شیب و جهت حرکت گسل‌های رانده البرز توسط پژوهشگران (مانند Stocklin, 1968; Stocklin, 1974; Allen et al., 2003; Nazari, 2006; Shahidi, 2008) حکایت از آن دارد که راندگی‌ها در دامنه شمالی، به سمت شمال و راندگی‌ها در دامنه جنوبی، به سمت جنوب رخ داده‌اند و به این ترتیب، سبب ایجاد یک ساختار گل‌مانند در الگوی ساختاری البرز شده‌اند، پس این انتظار می‌رود که گسل‌های طولی اصلی دامنه شمالی البرز، دارای شیبی به سمت جنوب بوده و فعالیت آن‌ها راندگی به شمال باشد که با نتایج حاصل از این پژوهش (وجود راندگی‌هایی نظیر گسل‌های خزر و درازنو) همخوانی دارد. همچنین،

در تحلیل نقشه خطواره‌های مغناطیسی، مهم‌ترین عارضه تشخیص داده شده، کم‌عمق بودن پی‌سنگ در منطقه مورد مطالعه است، به طوری است که در زون گسلیده شمال البرز (حدواسط گسل‌های درازنو و رادکان)، پی‌سنگ هم سطح با سطح آزاد دریاها می‌شود (شکل ۱۴-b). این پدیده، بیشتر در مناطقی با راندگی‌های عمیق که بر پی‌سنگ نیز اثر گذاشته‌اند (مانند محل گسل رانده زاگرس)، قابل مشاهده است. به همین دلیل باید اذعان نمود که، گسل شمال البرز (درازنو - رادکان) یک ساختار عمده پی‌سنگی بوده که سبب برخاستگی (کم عمق شدن) پی‌سنگ گردیده است. این در حالی است که عمق پی-سنگ در مناطق شمال و شمال‌خاوری (دشت گرگان) به بیش از ۵۰۰۰ متر می‌رسد.

ب- بررسی مقاطع تهیه شده: همانگونه که در بخش تحلیل هندسی ساختارها ذکر گردید، در سه بخش کردکوی-رادکان (مقطع A-B)، گلوگاه-نیالا (مقطع C-D) و پاسند-رودبار (مقطع E-F) پیمایش صورت گرفته و مقاطع ساختاری تهیه گردیدند (شکل ۷). در تمامی این سه مقطع موارد ذیل قابل مشاهده هستند:

- گسل خزر با شیب رو به جنوب در مرز کوه-دشت و با جهت راندگی رو به شمال، در هر سه مقطع
- گسل درازنو با شیب رو به جنوب در پای ارتفاعات بخش مرکزی و با جهت راندگی رو به شمال، در هر سه مقطع
- وجود بازمانده تئیس کهن در حدفاصل گسل‌های خزر و درازنو با راندگی‌هایی رو به شمال، در دو مقطع A-B و C-D
- گسل رادکان با شیب رو به شمال در بخش مرکزی و با جهت راندگی رو به جنوب، در هر سه مقطع
- ایجاد یک ساختار فراجسته فشارشی (Push-up Structure)، در حدفاصل گسل‌های درازنو (به عنوان راندگی اصلی) و رادکان (به عنوان گسل پشت‌راندگی) در هر سه مقطع. این ساختار، بلندترین ارتفاعات منطقه را رقم زده است.

۵- بحث و بررسی

تحلیل نتایج بدست آمده از این پژوهش، نشان می‌دهد که مهم‌ترین رخنمون‌های سنگی یال شمالی البرز خاوری (بخش زیربخش شمالی منطقه مورد بررسی) را دگرگونه‌های منتسب به تئیس کهن (به نام شیست‌های گرگان) تشکیل داده‌اند که به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران (Stahl, 1911; Hampson and Hotohkiss, 1937; Gansser, 1951; Huber, 1957; Stocklin, 1974; Jenny, 1977;

این تحلیل‌های ساختاری، اثبات نمود که عمده دگرریختی‌های منطقه، توسط گسل‌های رانده صورت پذیرفته است که با نتایج بدست آمده توسط سایر پژوهشگران (مانند Alavi, 1996; Yassaghi, 2005) همخوانی دارد. این در حالی است که پژوهشگرانی نظیر: Nazari (۲۰۱۵)، Djamour و همکاران (۲۰۱۰) و Vernant و همکاران (۲۰۰۴) به این نتیجه دست یافته‌اند که میزان کوتاه‌شدگی کلی بدست آمده از اندازه‌گیری‌های GPS به همراه داده‌های مربوط به میزان نرخ لغزش بر روی گسل‌های اصلی، حکایت از آن دارند که بخش زیادی از کوتاه‌شدگی فعلی در حاشیه شمالی البرز، بر روی گسل‌های رانده‌ای نظیر گسل شمال البرز (مجموع گسل‌های درازنو و رادکان) و خزر رخ داده‌اند.

تحلیل نتایج محاسبه محور وسط محور چین‌های منطقه آشکار ساخت که مهمترین چین‌های منطقه نظیر: تاقدیس‌های خزر و گلوگاه هستند که بر روی فرادیواره گسل خزر قرار گرفته‌اند و به نوعی ارتباط زایشی با این گسل‌های رانده دارند. همچنین، تاقدیس-ناویس متوالی رادکان نیز در پهنه گسلیده مربوط به گسل شمال البرز (حداصل گسل‌های درازنو-رادکان)، به صورت یک ساختار فراجسته فشارشی شکل گرفته است. این نتایج، نسلی از چین‌خوردگی با روندی به‌تقریب خاوری-باختری (N259-271) را به نمایش می‌گذارند که شیب سطح محوری آن‌ها رو شمال (N271/40NW و N259/74NW) می‌باشند. اطلاعات منجر به این تحلیل‌ها عمدتاً از دگرگونه‌های بازمانده تتیس کهن (با نام شیست‌های گرگان) برداشته شده و همچنین در پیمایش‌های صحرایی نیز مشخص شد که این چین‌ها در یک محیط به‌نسبت شکل‌پذیر بر روی فرادیواره راندگی‌هایی رو به جنوب شکل گرفته‌اند.

تحلیل حرکتی (سینماتیکی) اطلاعات در سه بخش خاوری (کردکوی-رادکان)، مرکزی (گلوگاه-نیالا) و باختری (پاسند-رودبار) حداقل سه نسل حرکتی را به نمایش می‌گذارند که شامل: (الف) نسل اول: این نسل از حرکت که در ریزچین‌های شکل‌گرفته در یک محیط به‌نسبت شکل‌پذیر در دگرگونه‌های بازمانده تتیس کهن اندازه‌گیری شدند، دارای شیب کم و امتداد رو به جنوب (174/18، 169/16 و 156/05) می‌باشند و با توجه به سن رخنمون‌ها، می‌توان به‌عنوان اولین (قدیمی‌ترین) نسل حرکتی ناشی از جایگیری بازمانده تتیس کهن در نظر گرفت. (ب) نسل دوم: نسلی از محورهای فشارش هستند که بر

اساس اندازه‌گیری‌ها بر روی رخنمون‌های سنگی ژوراسیک و کرتاسه در بخش‌های مختلف محاسبه شده‌اند و حرکتی رو به شمال (344/04 و 354/15) را به نمایش می‌گذارند. این نسل از حرکت، می‌تواند مربوط به حرکت گسل‌های اصلی نظیر گسل‌های خزر و درازنوباشد که فعالیت آن‌ها سبب راندگی شدن رو به شمال توده‌های سنگی در منطقه قابل مشاهده هستند (رجوع شود به مقاطع عرضی شکل ۹). همچنین در این رخنمون‌ها، محورهای فشارش رو جنوب با شیب زیاد (159/40، 181/50 و 160/45) محاسبه شدند که بیشتر بر اساس اطلاعاتی هستند که در مجاورت گسل رادکان (حوالی روستای رادکان) برداشت شده‌اند و می‌توانند در اثر حرکت پشت‌راندگی گسل رادکان بوجود آمده باشند. با توجه به عملکرد همزمان گسل‌های خزر و درازنو (به‌عنوان راندگی اصلی) و گسل رادکان (به‌عنوان پشت راندگی) می‌توان نتیجه گرفت که این دو دسته محور فشارش، علیرغم داشتن جهت مخالف، یک نسل حرکتی (سینماتیکی) محسوب شوند. (ج) نسل سوم: این نسل از حرکت که در نهشته‌های آبرفتی عهدحاضر بر روی صفحه گسل خزر (شکل ۷الف) اندازه‌گیری شدند، نشان می‌دهد که حرکات عهدحاضر بر روی گسل خزر رو به شمال‌خاور (N16 to 59) بوده و به این ترتیب، گسل رانده خزر در نسل دوم حرکتی خود در عهد حاضر، به صورت گسلی با حرکت خالص لغز به‌صورت رانده با مقداری مولفه چپ‌بر عمل نموده است.

به این ترتیب، با تحلیل محورهای حرکتی، می‌توان اذعان نمود که سه نسل حرکت در منطقه مورد بررسی بوقوع پیوسته است. نسل حرکتی رو به جنوب که در دگرگونه‌های بازمانده تتیس کهن (در زیربخش شمالی) ثبت گردیده‌اند؛ را می‌توان به‌عنوان نسل اول حرکت معرفی نمود. شایان توجه است که این نسل حرکتی مرتبط با بسته‌شدن و راندگی‌های مرتبط با بازمانده تتیس کهن بوده و ارتباطی با تشکیل ساختارهای البرز نداشته است. محورهای حرکتی رو به شمال که بیشتر در گسل شمال البرز (حداصل گسل‌های درازنو-رادکان) و بالازندین از رخنمون‌های سنگی البرز با سن عمدتاً ژوراسیک و کرتاسه برداشت و مورد تحلیل قرار گرفته‌اند؛ را می‌توان به‌عنوان نسل دوم حرکتی معرفی نمود. اثرات این نسل از حرکت، سبب تشکیل تاقدیس‌های خزر، گلوگاه و رادکان بر روی فرادیواره گسل‌های اصلی گردیده است و به‌عنوان نسل دوم، مهمترین نسل حرکتی در البرز محسوب شده و شکل فعلی البرز را رقم

زده است. آخرین نسل حرکتی (نسل سوم)، از ساختارهای ناشی از عملکرد عهد حاضر و یا کوآترنری گسل خزر برداشت شده و حرکتی رو به شمال خاور را به نمایش می‌گذارد. به این ترتیب، تغییر سازوکار گسل‌های رانده (یا معکوس خالص) به سازوکار خالص لغز (رانده) با مقداری مولفه چپ‌بر، می‌تواند ناشی از چرخش محورهای فشار در کوآترنری باشد که عامل آن حرکت رو به جنوب - جنوب‌باختر صفحه خزر جنوبی و اثر آن بر دامنه شمالی البرز خاوری است که سبب ایجاد یک زمین-ساخت برشی - فشارشی (ترافشارش) شده است که این مسئله با نتایج سایر پژوهشگران (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010; Roberts et al., 2014; Nazari, 2015) انطباق دارد.

۶- نتیجه‌گیری

تحلیل نتایج بدست آمده از این پژوهش نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه در دامنه شمالی البرز خاوری در حدفاصل گسل‌های خزر و گسل شمال البرز (درازنو- رادکان) قرار گرفته است. در اثر حرکات سیمیرین پیشین که موجب بسته شدن تئیس کهن در شمال منطقه شده است؛ دگرگونه‌های حاصل از این کوهزاد برخوردی، به صورت ورقه‌های رانده در یک محیط به-نسبت شکل‌پذیر رو به جنوب حرکت نموده و در حوضه رسوبی کم عمق البرز جایگیر شدند. به این ترتیب، اولین نسل دگرشکلی‌ها شکل گرفته که ارتباط آنچنانی با حوضه در حال رسوبگذاری البرز نداشته است.

پس از این مرحله، بلافاصله رسوبات ژوراسیک البرز (بیشتر سازندهای دلیچای و شمشک) بر روی این ورقه‌های نابرجا پیشروی کرده و آن‌ها را پوشانیدند. در ادامه، حوضه البرز تا پایان کرتاسه به رسوبگذاری خود ادامه داد. با هجوم فاز کوهزاد لارامید (با سن کرتاسه بالایی- پالتوسن) دومین نسل

مراجع

- Abbaszadeh, Z., Safari, H., Kaboli, A., 2013. Investigation of Relationship between Fractures and Spring Appearance location in Gorgan Region. *International Bulletin of Water Resources & Development* 1(1), 30-41. (In Persian with English abstract).
- Aghanabati, S.A., 2005. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, 586 p. (In Persian).
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic Synthesis and Structural style of Alborz Mountain System in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21 (1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Allen, MB., Ghassemi, MR., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003. Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0).
- Berberian, M., Yeats, RS., 1999. Patterns of Historical Earthquake Rupture in Iranian Plateau. *Bulletain Seismology American* 89, 120-139. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010120>.

دگرشکلی‌ها در قالب چین خوردگی‌ها آغاز گردید که بیشترین اثر این فاز در دامنه شمالی البرز خاوری (به‌عنوان عمیق‌ترین بخش حوضه رسوبی) قابل مشاهده بود. در ادامه با تکمیل دگرشکلی‌ها، گسل‌های رانده در دامنه‌های شمالی و جنوبی البرز تشکیل شده و ساختاری گل‌مانند (Flower structure) را در البرز بوجود آوردند. اثر این رژیم زمین‌ساختی فشارشی در دامنه شمالی (و منطقه مورد مطالعه)، ایجاد گسل‌های رانده خزر و شمال البرز بود که سبب رانده‌گی هم‌زمان رخنمون‌های سنگی البرز و بازمانده تئیس کهن به سمت شمال شده و نسل دوم حرکتی را بوجود آورد. در کنار این دگرریختی‌های ناشی از گسلش رانده‌گی، با عملکرد هم‌زمان گسل‌های رانده و پشت رانده شکل گرفته در این فاز کوهزاد، ساختارهای فراجسته فشارشی شده که سبب برخاستگی شدید در دامنه شمالی رشته کوه‌های البرز گردیده است. اثر این همراهی گسل‌های رانده- پشت‌رانده، همچنین سبب ضخیم‌شدگی پوسته و بالاآمدگی پی‌سنگ شده که اثرات آن را می‌توان در نقشه‌های زمین‌فیزیکی پیدا نمود. در اثر حرکت رو به جنوب‌باختر پوسته اقیانوسی خزر جنوبی، سازوکار گسل‌های رانده تغییر نموده و این گسل‌ها تبدیل به گسل‌هایی با حرکت خالص لغز (رانده‌گی با مقداری مولفه چپ‌بر) شدند. اثرات این نسل حرکتی جدید را می‌توان در سطح گسل خزر به صورت حرکت عهد حاضر رو به شمال خاور مشاهده نمود که می‌تواند آن را به‌عنوان آخرین نسل حرکتی و دگرریختی‌های مرتبط در نظر گرفت.

– سپاسگزاری

این پژوهش با همکاری معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه گلستان به‌عنوان پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خانم ام‌کلثوم مکاریان تحت راهنمایی دکتر حجت‌اله صفری و مشاوره دکتر مجید شاه‌پسندزاده انجام گرفته است.

- Berberian, M., King, GCP., 1981. Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18 (2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Darvishzadeh, A., 2007. *Geology of Iran: Stratigraphy, Tectonics, Metamorphism and Magmatism*. Amirkabir Publication, Tehran, 434 p. (In Persian).
- Dehghani, GA., Makris, J., 1983. The gravity field and crustal structure of Iran. *Geological Survey of Iran, Report No: 51*, 51-66.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, HR., Ritz, JF., Hinderer, G., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F., 2010. GPS & gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 1287-1301. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04811.x>
- Gansser, A., 1951. *Geological reconnaissance in the Gorgan and surrounding areas*. National Iranian Oil Company, Geological Report.
- Ghasemi, M., Masouri, F., 2000. Influences of Khazar Plate on Alborz tectonics. *Geosciences Conference of Geological Survey of Iran*, 11 p.
- Gorshkov, AL, Mokhtari, M., Piotrovskaya, EP, 2009. The Alborz Region: Identification of Seismogenic Nodes with Morphostructural Zoning & Pattern Recognition. *Spring Journal* 11 (1), 1- 15. <https://www.researchgate.net/publication/234841594>
- Haralick, S., Zhuang, H., 1978. Image Analysis Using Mathematical Morphology. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, PAMI-9 (4), 532-550. <https://doi.org/10.1109/TPAMI.1987.4767941>
- Huber, H., 1957. *Geological report on the south Gorgan Mountain from between Nika and Shah-Pasand*. National Iranian Oil Company, Geological Report.
- Jenny, J., 1977. *Geologie et stratigraphie de l Elborz oriental, entre Aliabad et Shahrud*. Iran NE. PhD thesis, Geneve, 238 P.
- Lillesand, TM., Kiefer, RW., 2000. *Remote sensing and image interpretation*. New York: John Wiley and Sons, 4th ed., 20-180.
- Marrett, R., Allmendinger, RW., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural Geology* 12 (8), 973-986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- National Geosciences data Base of Iran, 2017. *Aero-Magnetic Map of Iran*. Scale: 1:2500000 and *Magnetic Lineament Map of Iran*, Scale: 1:2500000
- Nazari, H., 2006. *Analysis of recent and active tectonics in the Central Alborz and Tehran region: Morphotectonic and paleoseismological approach*. MSc thesis, University of Montpellier.
- Nazari, H., 2015. *Analysis of active tectonics in Iran: Morphotectonic and paleoseismological approaches: Implications in terms of seismic hazard*. Géosciences Montpellier, HDR thesis, Université Montpellier, 116p.
- Nogol-e-Sadat, MAA., 1988. Review of tectono- sedimentary zonation in Iran, Abstract., *International Geology Congress*, Washington, 2, 512.
- Rens, JA., 2005. *Riglyne vir waarde-opvoeding in SuidAfrikaanse skole*. PhD thesis. Potchefstroom: Noordwes-Universiteit. Beskikbaar te.
- Robert, AMM., Letouzey, J., Kavoosi, MA., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., and Aghababaei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology* 57, 68-87. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.05.002>.
- Sabins, F., 1996. *Remote sensing principle and interpretation*, W.H. Freeman and company, New York, 494.
- Safari, H., Gholami, M., 2011, Tectonic Evolution of Southern Limb of Eastern Alborz, Iran. *International Geoinformatics Research Development Journal* 2(1), 1-13.
- Safari, H., Abbaszade, Z., Mollae, S., Raghimi, M., 2011. Structural Controls on Distribution Patterns of Springs in Alborz – Kopet Dagh Boundary, Gorgan Iran. *International Geoinformatics Research and Development Journal* 2(3), 11-21.
- Safari, H., Abbaszadeh, Z., Kaboli, A., 2014. Investigation of Fractures Influences on Physical Properties of Springs in Northern Limb of Eastern Alborz, Using GIS&RS. *Geodynamics Research International Bulletin* 1 (3), 28-38 (In Persian).

- Shahpasandzadeh, M., 2006. Seismicity and Seismotectonics of Golestan Province: Northeastern of Iran, International Earthquake Conference (Memorial of Bam Disaster). Shahid Bahonar University, Kerman (In Persian).
- Shahpasandzadeh, M., 1992. Structural Analysis and sedimentary facies of metamorphosed rock complex in South of Gorgan. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem University (In Persian).
- Shahriari, S., Mousavi Herami, R., Rahimi, B., 2003. Structure and structural evolution of Alborz along Damghan-Gorgan Section. Geoscience Journal of Tehran University 14(1), 23-52 (In Persian)
- Stahl, AF., 1911. Handbuck der regionalen geologie Persian. V. Band 8, Hildelberg. 46
- Stampfli, G., Marcoux, J., Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 87, 373-409. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90142-E](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E)
- Stocklin, J., 1974. North Iran: Alborz Mountains, Geological Society. London, Special Publications 4, 213-2334. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.004.01.12>
- Stocklin, J., 1972. Iran Central, Septeltrional et Oriental. Lexique stratigraphique International, III, Fascicule 9b, Iran. 1-283, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Stocklin, j., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. American Association of Petroleum geologists Bulletin 52(7), 1229- 1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Tampson, LS., Hotohkiss, H., 1937. Preliminary report on the geological reconnaissance of NE Iran. National Iranian Oil Company, Unpublished Internal report No:38.
- Tietz, E., 1877. Ein ausflug mach dem Siahkuh (Schwarzer Berg) in Persian. Mitt. Georg. Ges. Eien, n.s.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, Earth and planetary science letters 223(1-2), 177-185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.017>.
- Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains. Geophysical Research Abstracts, 7
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, MR., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz. Iran, Journal of Structural Geology 28, 2023-2028, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020>.