



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

A petrofabric study of deformation in the southeastern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone: Constraints from structures and microstructures

Saeede Keshavarz^{1*}

1. Department of Geophysics, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran.

Article info

Article history

Received: 30 July 2025

Accepted: 12 September 2025

Keywords:

mylonite, strain partitioning, shear zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, transpression.



Abstract

This study investigates deformation in the Chai-Kour metamorphic complex, located in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, using structural, microstructural, and strain analyses. Field observations show that this area has been affected by a complex deformation system resulting from the interaction of three deformation phases. The structural and microstructural analyses conducted provide evidence for the activity of a transpression in this region. Presence of diverse structures, including asymmetric folds, sheath folds, and asymmetric boudins, all indicative of intense and heterogeneous deformation conditions. At the microscopic scale, the identification of sigma and delta porphyroclasts, S/C fabrics, and fish-shaped micas not only confirms a dextral shear sense (top-to-the-SE) but also provides valuable insights into the temperature conditions prevailing in the region. Quantitative strain analyses using the Fry methods and Flinn diagram demonstrated that the strain ellipsoid in this area exhibits a clear tendency toward plane-flattening strain. K values (0.51-1.18) and D values (1.1-2.22) indicate significant heterogeneity in strain distribution across the region. The calculated vorticity number (0.75–0.83) revealed that the deformation flow in the region was predominantly non-coaxial, with a simple shear component playing a more dominant role than pure shear. Examination of quartz and feldspar microstructures, including subgrain rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM) recrystallization, suggests a temperature range of 400–650 °C for the main deformation event, consistent with amphibolite facies conditions. Additionally, the presence of quartz BLG recrystallization and brittle structures like book-shelf in feldspars indicates the occurrence of late-stage deformation under lower temperature conditions. These findings are in complete agreement with the region's tectonic setting within the framework of oblique convergence between the Eurasian and Arabian plates.

Introduction

The study focuses on the deformation analysis of the Chai-Kour metamorphic complex, located in the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt in Iran (Fig.1). This belt represents a critical tectonic zone formed during the convergence of the Eurasian and Arabian plates (Alavi, 2004). This convergence, active from the Jurassic to Cretaceous periods, led to the closure of the Neo-Tethys Ocean and the subsequent collision between the Afro-Arabian Plate and the Iranian microcontinent (Stocklin, 1968). The Sanandaj-Sirjan belt is a NW-SE trending tectonic unit, extending over

1500 km, that makes the suture between the Central Iranian block and the Zagros fold-thrust belt (Mohajjel and Fergusson, 2003; Sarkarinejad et al., 2008; Faghih and Sarkarinejad, 2011). The Chai-Kour shear zone, as part of this belt is characterized by intense polyphase deformation, recorded in a variety of metamorphic rocks, including mylonitized gneisses, schists, and amphibolites (Sabzehie et al., 1996; Keshavarz et al., 2025, Fig.2). These rocks preserve a complex history of ductile and brittle deformation, making the area an ideal natural laboratory for studying strain partitioning, kinematic evolution, and the interplay between metamorphism and

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2025.11.1.108121>

*Corresponding author: Saeede Keshavarz; E-mail: s.keshavarz2007@yahoo.com

How to cite this article: Keshavarz, S., 2025. A petrofabric study of deformation in the southeastern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone: Constraints from structures and microstructures. Kharazmi Journal of Earth Sciences 11(1), 266- 288. <http://doi.org/10.22034/KJES.2025.11.1.108121>

tectonics. Understanding the deformation mechanisms and kinematic history of this region provides insights into broader orogenic processes, including crustal thickening, exhumation, and the transition from ductile to brittle deformation.

Materials and Methods

The study employed a combination of field observations, structural and microstructural analysis. Oriented samples were collected from mylonitic rocks, and thin sections were prepared in the XZ (parallel to the stretching lineation and perpendicular to foliation), XY (parallel to foliation) and YZ (normal to the foliation and lineation) planes to examine kinematic indicators and strain analysis (Passchier and Trouw, 2005). Microstructural features such as quartz ribbons, porphyroclasts (σ - and δ -types), mica fish, and garnet porphyroblasts were analyzed to infer deformation mechanisms and temperature conditions (Fig.3 and 4).

Strain analysis

Strain analysis was conducted using the Fry method, which measures the spatial distribution of points to determine strain ellipsoid geometry (Fry, 1979; Fossen, 2016). The Fry method is a widely used and important technique for strain analysis, developed and extensively discussed in geological literature (Baghazi et al., 2019; Merschat et al., 2005; Mookerjee and Mitra, 2009; Mookerjee and Peek, 2014; Keshavarz and Faghih, 2020). Additionally, the Flinn and Ramsay diagrams were utilized to quantify K-values and strain intensity (D, Table 1).

Kinematic Vorticity Analysis

The kinematic vorticity number (W_k) was calculated to quantify the relative contributions of pure shear (coaxial) and simple shear (non-coaxial) components within the deformation regime (Xypolias, 2010). W_k ranges from 0 (pure shear) to 1 (simple shear), with intermediate values indicating a combination of both mechanisms (general shear deformation). For volume-constant flow, angular relationship of macroscopic

foliation with the shear zone boundary is unique for given R_{xz} and W_k values (Tikoff and Fossen, 1995). Hence, knowledge of Θ and R_{xz} allows for the estimation of W_k (Wells, 2001; Bailey and Eyster, 2003; Bailey et al., 2004). This simple technique, usually called the R_{xz}/Θ -method (Fig.7).

Results and Discussion

The study identified three main phases of deformation (D_1 – D_3). The first phase (D_1) involved intense shortening under amphibolite-facies conditions, forming asymmetric folds and an initial foliation (S_1). The second phase (D_2), the most prominent, was marked by top-to-the-SE shear, evidenced by S/C fabrics, sigma and delta-type porphyroclasts, and mica fish. The third phase (D_3) involved localized Kink folding. All shear sense indicators indicate top-to-the SE noncoaxial flow during the regional deformation along the study area as part of the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt which likely occurred under greenschist-to-amphibolite-facies conditions. The dominance of recrystallization regimes such as grain-boundary migration (GBM) and subgrain rotation in quartz indicates a deformation temperature between c.500 and 600 °C (e.g., Stipp et al. 2002; Faghih and Soleimani, 2015). Presence of quartz BLG recrystallization and brittle features (e.g., bookshelf structures in feldspar) reflects progressive deformation from ductile to semi-brittle conditions.

Strain analysis ($K = 0.52$ – 1.18), indicates flattening to plane strain deformation. The logarithmic Flinn diagram showed intermediate symmetry ($K \approx 1$) which is confirming the deformational characteristics of LS tectonites in noncoaxial strain. Based on Vitale and Mazzoli (2009), mylonite were classified in three types includes strain intervals $\varepsilon = 0$ – 1 (protomylonites), $\varepsilon = 1$ – 2.5 (mylonite), and $\varepsilon > 2.5$ (ultramylonite, Samani et al., 2020; Mansouri et al., 2021). Our results fall in ranges of mylonite to protomylonite (Table 1).

The studied samples yielded W_k estimates of R_{xz}/Θ method ranging from 0.75 to 0.83. Based on the theoretical modeling of Forte and Bailey (2007), pure-shear dominated flow occurs when $0.3 > W_k > 0.0$

complies with less than 20% simple-shearing. Simple-shear dominated is indicated by $W_k > 0.95$, corresponding to simple-shearing greater than 80%. Sub-simple-shear deformation occurs if $0.95 > W_k > 0.30$. So, our W_k values suggests a general shear deformation (or sub simple-shear) with 55–64% simple shear and 45–36% pure shear, typically in transpressive regimes (Jones and Tanner, 1995; Teyssier et al., 1995). The results on strain partitioning in the Chai-Kour mylonitic rocks agree with those reported from other high-strain shear zones in the Sanandaj-Sirjan zone, such as the Dehbid area (Sarkarinejad et al., 2010), the Mashhad metamorphic rocks (Dashti Chandanagh et al., 2018), the Darizhun shear zones (Derikvand, 2021), the Heneshk (Samani et al., 2020), the Kahdan shear zone (Shafie bafti et al., 2022) as well as the Tanbour metamorphic complexes (Mansouri et al., 2021).

Conclusions

Based on field work, the microscopic study and the strain analysis of the Chai-Kour shear zone, we conclude that the deformation history of this area was governed by a transpressional regime, resulting from the oblique convergence of the Arabian and Eurasian plates. The kinematic vorticity numbers ($W_k = 0.75–0.83$) unequivocally indicate a general shear deformation, characterized by a nearly equal contribution of simple shear (55–64%) and pure shear (45–36%) components. This strain partitioning is consistent with a dextral (top-to-the-SE) non-coaxial flow, as confirmed by ubiquitous microstructural shear sense indicators including S/C fabrics, sigma-type porphyroclasts, and mica fish. Deformation occurred under amphibolite-facies conditions (400–650°C), as evidenced by quartz recrystallization mechanisms (SGR and GBM), with a subsequent overprint of lower-temperature, semi-brittle structures. Strain geometry analysis reveals an oblate to plane strain pattern ($K = 0.52–1.18$) with heterogeneous intensity, classifying the rocks as protomylonites to mylonites. These findings align closely with those from other major shear zones within the Sanandaj-Sirjan belt, underscoring a regional-scale, transpressional

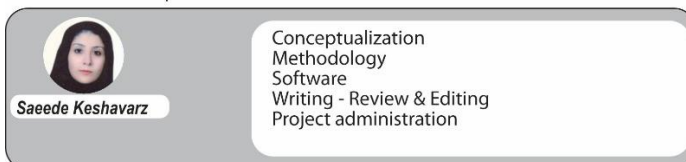
deformation mechanism. Ultimately, the evolution of the Chai-Kour complex is interpreted as a product of crustal-scale strain partitioning within the Zagros orogen, where the interplay between coaxial and non-coaxial components, affected on shaped the microstructure and kinematic fabric of the mylonitic rocks.

References

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, 1–20.
- Baggazi, H. M., Al Kashghari, W. A., Elfakharani, A., Matsah, M., El-Shafei, K., 2019. Northern Arabian Shield shear zones: strain analysis comparison. *Arabian Journal of Geoscience* 12, 75. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4233-3>.
- Bailey, C.M., Eyster, E.L., 2003. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona. *Journal of Structural Geology* 25, 1883–1892.
- Bailey, C.M., Francis, B.E., Fahrney, E.E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. In: Aslop, G.I., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.H., Hand, M. (Eds.), *Flow Processes in Faults and Shear Zones*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 249–264.
- Dashti Chandanagh, S., Sheikholeslami, M.R., Taheri, j., 2018. Finite strain analysis and vorticity estimation in the metamorphic rocks around Mashhad. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 26, 215–220 (in Persian).
- Derikvand, S., 2021. Quantitative kinematic analyses of the Darizhun shear zone within the hinterland of the Zagros orogenic belt, Iran. *International Journal of Earth Sciences* 110, 609–626.
- Faghih, A., Soleimani, M., 2015. Quartz c-axis fabric development associated with shear deformation along an extensional detachment shear zone: chapedony Metamorphic Core Complex, Central–East Iranian Microcontinent. *Journal of Structural Geology* 70, 1–11.
- Faghih, A., Sarkarinejad, K., 2011. Kinematics of rock flow and fabric development associated with shear deformation within the Zagros transpression zone, Iran. *Geological Magazine* 148, 1009–1017.
- Forte, A.M., Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic

- vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 29, 983–1001.
- Fossen, H., 2016. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Fry, N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 806–807.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24(5), 513–528.
- Jones, R., Tanner, G.P.W., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793–802.
- Keshavarz, S., Faghih, A., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol–e–Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences* 109, 421–438.
- Mansouri, S.M., Keshavarz, S., Shahpasandzadeh, M., Faghih, A., 2021. Strain and vorticity analyses using rotated porphyroclasts in the Tanbour metamorphic rocks: evidence of transpressional deformation along the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, SW Iran. *Journal of Structural Geology* 148, 104358.
- 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(4), 397–412.
- Mookerjee, M., Peek, S., 2014. Evaluating the effectiveness of Flinn's k-value versus Lode's ratio. *Journal of Structural Geology* 68, 33–43.
- Mookerjee, M., Mitra, G., 2009. Understanding kinematic data from the Moine thrust zone in terms of a kinematic-based mathematical model of deforming thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 31, 1556–1572.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Sabzehie, M., Nezamzadeh, M., roshan ravan, J., Azizan, H., 1996. 1:100,000 Baghat geological map.
- Samani, B., Faghih, A., Grasemann, B., 2020. Strain pattern and vorticity analysis of deformed conglomerates in the Heneshk area within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Zagros mountains, Iran. *International Journal of Earth Sciences* 109, 145–157.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A., Grasemann, B., 2008. Transpressional deformations within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt (Zagros mountains, Iran). *Journal of Structural Geology* 30 (7), 818–826.
- Sarkarinejad, K., Heyhat, M., Faghih, A., Kusky, T., 2010. Heterogeneous ductile deformation and quartz c-axis fabric development within the HP–LT Sanandaj–Sirjan Metamorphic Belt, Iran. *Tectonophysics* 485, 283–289.
- Shafie bafti, SH., Keshavarz, S., Zarei, S., 2022. Strain partitioning in the Kahdan shear zone: Microstructural and kinematic evidence from the SE Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogeny. *Journal of Structural Geology* 165, 104759.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861–1884.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. *American Association of petroleum Geologists Bulletin* 52(7), 1229–1258.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 12, 1771–1784.
- Vitale, S., Mazzoli, S., 2009. finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: insights into 3-D = coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning. *Journal of Structural Geology* 31, 104–113.
- Wells, M.L., 2001. Rheological control on the initial geometry of the Raft River detachment fault and shear zone, western United States. *Tectonics* 20, 435–457.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *Journal of Structural Geology* 32 (12), 2072–2092.

CRediT authorship contribution statement





بررسی پتروفابریکی دگرشکلی در جنوب شرق پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با تکیه برگسترش ساختارها و ریزساختارها

سعیده کشاورز*

۱. گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران.

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۸ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۲۱	هدف از انجام پژوهش بررسی دگرشکلی در مجموعه دگرگونی چای کور، واقع در کمربند سنندج-سیرجان، با استفاده از تحلیل‌های ساختاری، ریزساختاری می‌باشد. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که این منطقه تحت تأثیر یک سیستم دگرشکلی پیچیده حاصل از تعامل سه فاز تغییر شکل قرار داشته است. مطالعات ساختاری و ریزساختاری انجام شده، شواهد واضحی از فعالیت یک سیستم ترافشارش در این منطقه ارائه می‌دهند. وجود ساختارهای متنوع از جمله چین‌های نامتقارن، چین‌های غلافی و بودین‌های نامتقارن گویای رخداد تغییر شکل ناهمگن در محدوده مورد مطالعه است. در مقیاس میکروسکوپی، بررسی پورفیروکلاست‌های نوع سیگما و دلتا، ساختارهای S/C و میکاهای ماهی‌گون نه تنها جهت برش راست‌گرد (Top-to-the-SE) را تأیید می‌کنند، بلکه اطلاعات ارزشمندی درباره شرایط دما-فشار حاکم بر منطقه ارائه می‌دهند. تحلیل‌های کمی کرنش با استفاده از روش‌های فرای و نمودار فلین نشان داد که بیضوی کرنش در این منطقه تمایل واضحی به حالت تخت‌شدگی تا صفحه‌ای دارد. مقادیر K بین $۰/۵۱$ تا $۱/۱۸$ و مقادیر D بین $۱/۱$ تا $۲/۲۲$ حاکی از ناهمگنی قابل توجه در توزیع کرنش در منطقه است. محاسبه عدد تاوایی به روش R_{xz}/θ بین $۰/۷۵$ تا $۰/۸۳$ نشان داد که جریان دگرشکلی در منطقه عمدتاً غیرهم‌محور (Non-coaxial) بوده و مؤلفه برش ساده نقش غالب‌تری نسبت به برش محض ایفا کرده است. بررسی سازوکار بازبلورش در کانی‌های کوارتز و فلدسپار، از جمله بازبلورش مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) و بازبلورش چرخش ریزدانه (SGR) محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای دگرشکلی اصلی نشان می‌دهد که با رخساره آمفیبولیت مطابقت دارد. همچنین حضور ساختارهای شکننده مانند قفسه‌کتابی در فلدسپارها نشان‌دهنده رخداد مراحل پایانی تغییر شکل در شرایط دمایی پایین‌تر است. یافته‌های این پژوهش با سایر مطالعات ساختاری و ریزساختاری در چارچوب همگرایی مایل بین صفحات اوراسیا و عربی تطابق دارد.



مقدمه

کرنش (Three-Dimensional Strain Analyses) منجر به درک تغییرات مکانی کرنش و ارزیابی جنبش‌شناختی این تغییرات می‌شود (Mookerjee and Peek, 2014; Soleimani et al., 2021). زون‌های برشی که در سرزمین‌های دگرگونی با وسعت متنوعی گسترش دارند، جایگاه خوبی را فراهم می‌کنند که با مطالعه عناصر دگرشکل شده آنها می‌توان به تعیین فرگشت زمین‌ساختی دست یافت. درک جنبش‌های جریانی در زون‌های برشی امری لازم است، زیرا اطلاعات مهمی از مراحل تکامل زمین‌ساختی پوسته‌ی زمین را درخود ثبت

سرزمین‌هایی که کرنش بالایی را متحمل شده‌اند محل مناسبی جهت بازسازی حوادث زمین‌ساختی، بررسی الگوهای دگرشکلی، اندازه‌گیری میزان کرنش می‌باشند. ارزیابی کمی کرنش عموماً در زمین‌شناسی ساختاری برای تخمین مقدار کرنش، محاسبه تأثیر کرنش بر ترکیب شیمیایی و خصوصیات مکانیکی کانی‌ها، تعیین کوتاه‌شدگی ساختاری و ویژگی‌های جنبش‌شناختی پهنه‌های برشی به کار می‌رود (Fossen et al., 2017). در یک بررسی دقیق، واکاوی سه بعدی

*نویسنده مسئول: سعیده کشاورز s.keshavarz2007@yahoo.com

استناد به این مقاله: کشاورز، س. (۱۴۰۴). بررسی پتروفابریکی دگرشکلی در جنوب شرق پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با تکیه برگسترش ساختارها و ریزساختارها. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۱، شماره ۱، صفحه ۲۶۶ تا ۲۸۸. <http://doi.org/10.22034/KJES.2025.11.1.108121>

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2025.11.1.108121>

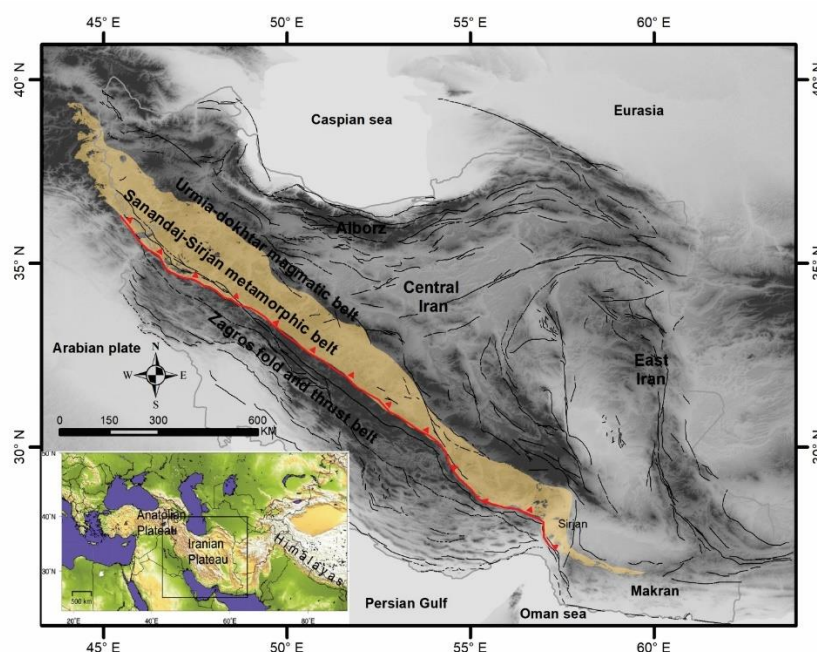
می‌کنند (Ghasemi Siani et al., 2024). از سوی دیگر مشخصات جنبشی فابریک‌ها در سنگ‌های دگرشکل شده منبع بسیار خوبی برای تفسیر ساختارهای زمین‌شناسی، ارائه مدل‌های جنبشی- ساختاری درباره‌ی شکل‌گیری و تکامل پهنه‌های برشی هستند (Ramsay and Hubber, 1983; Hatami et al., 2024). محققان بسیاری به بررسی و معرفی اندازه‌گیری کرنش در زون‌های برشی پرداخته‌اند و الگوی دگرشکلی را در آنها بدست آورده‌اند (Thigpen et al., 2010; Al-Saleh and Kassem, 2012; Kassem and Hamimi, 2018; Dutta and Mukherjee, 2021; Mahmoudi Sivand et al., 2021; Samani et al., 2021; Mansouri et al., 2023).

در این پژوهش مجموعه دگرگونی چای کور به عنوان بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان از دیدگاه سنگ شناختی، روابط ساختاری و فرآیندهای میلونیتی شدن مورد واکاوی قرار گرفته است. با استفاده از گسترش ساختارها، فازهای دگرشکلی تفکیک شده است. همچنین کرنش در سنگ‌های دگرشکل شده اندازه‌گیری و الگوی هندسی جریان و تغییرات آن در زون برشی مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج این مطالعه در درک و مقایسه تاثیر همگرایی صفحه آفرورعی و ایران مرکزی بر بخش‌های مختلف پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان کاربرد دارد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری جنوب شهر سیرجان، در نزدیکی روستای چای‌کور در مرز استان کرمان و هرمزگان در

محدوده‌ای با مشخصات طول جغرافیایی $46^{\circ} 55'$ تا $56^{\circ} 00'$ و عرض جغرافیایی $28^{\circ} 44'$ تا $28^{\circ} 51'$ در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ باغات واقع شده است که بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان می‌باشد. این کمربند بخشی از کوهزاد فعال زاگرس است که در میانه کمربند کوهزایی آلپ-همالیا قرار دارد (شکل ۱). شکل‌گیری کمربند کوهزایی زاگرس نتیجه همگرایی اوراسیا و گندوانا در دوره‌های ژوراسیک و کرتاسه و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان و برخورد و همگرایی خردقاره ایران با حاشیه شمالی سکوی عربی در ترشیاری است (Alavi, 2004). کوهزاد زاگرس از شمال خاور به جنوب باختر از سه پهنه تکتونیکی موازی تشکیل شده که عبارتند از: پهنه ماگمایی ارومیه دختر، پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و کمربند چین و راندگی زاگرس تشکیل شده است (Alavi, 1994). پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان یکی از پرتکاپوترین پهنه‌های ساختاری ایران می‌باشد، که به صورت نوار باریکی با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر و طول ۱۵۰۰ کیلومتر از باختر دریاچه ارومیه در راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد (Mohajjel and Fergusson, 2003; Faghih and Sarkarinejad, 2011). عملکرد نیروهای زمین‌ساختی پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان با راندگی واحدهای سنگی از شمال خاور به جنوب باختر همراه می‌باشد که در پی فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس، همگرایی کرتاسه - ترشیری و برخورد قاره‌ای دو صفحه آفرورعی و خرد قاره ایران مرکزی شکل گرفته‌اند (Alavi, 2004).

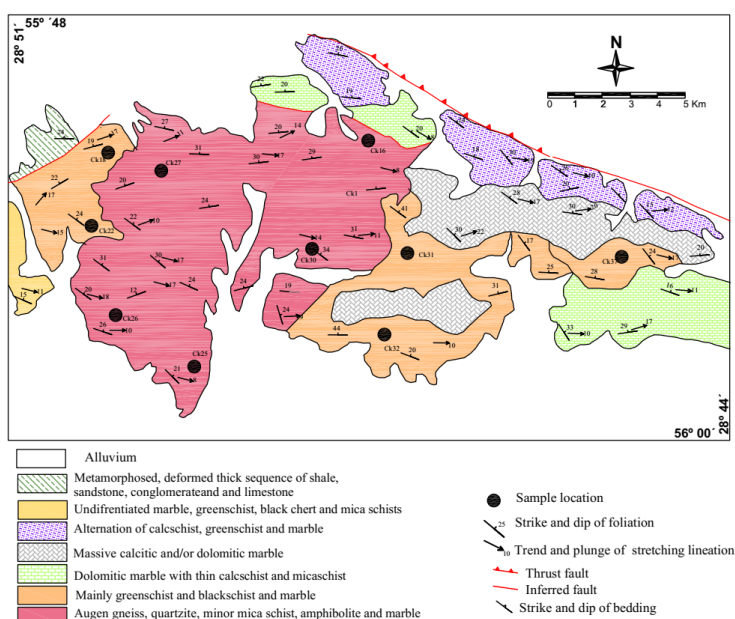


شکل ۱- نقشه کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا و موقعیت پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان در کوهزاد زاگرس (Hassanzadeh and Wernicke, 2016)

Fig. 1. Map of the Alpin - Himalaya orogenic belt and location of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt in the Zagros orogen (Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

گنایس، آمفیبولیت و کمی گدازه الترامافیک دگرگون شده تشکیل شده‌اند. در شرح نقشه خبر، به دلیل قرار گرفتن کمپلکس روتشون (Rutchun complex) به سن کامبرین میانی تا اردوئین بر روی کمپلکس گل‌گهر سن این مجموعه به کامبرین میانی تا پرکامبرین بالایی نسبت داده شده است (Sabzehie et al., 1996). گنایس‌ها دارای پارائزهای فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکویت، بیوتیت و کوارتز می‌باشند (شکل ۲). بافت اکثر آنها چشمی بوده و آنها را میتوان نوعی گنایس چشمی نامید. با توجه به بافت‌ها و ریزساختارهای حاصل از دگرگونی که در گنایس‌ها به چشم می‌خورد و می‌توان آنها را گنایس‌های میلونیتی و حتی پارامیلونیت نامید. شدت دگرشکلی در این سنگ‌ها باعث شکل‌گیری انواع ساختارها و ریزساختارهای شاخص در اندازه‌گیری کرنش، تعیین سوی برش و ریزدماستج‌ها شده است.

واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی با سن اواخر نئوپروتریوزویک تا نئوژن در فرادیواره راندگی‌های سنندج- سیرجان دیده می‌شوند (Ghazi and Moazzen, 2015). سنگ‌های این پهنه دگرگونی اغلب به شدت دگرشکل شده‌اند و ساختارها از روند ساختاری عمومی زاگرس تبعیت می‌کنند (Stocklin, 1968). بخش عمده این پهنه را سنگ‌های مربوط به دوران پالئوزویک و مزوزویک تشکیل داده است. رخداد حوادث زمین‌ساختی و دگرگونی منجر به شکل‌گیری و تنوع ساختاری بسیار خوبی در مقیاس‌های مختلف ماکروسکوپی تا میکروسکوپی در این منطقه شده است. در منطقه مورد مطالعه، مجموعه‌های سنگی پالئوزویک را بنام کمپلکس گل‌گهر می‌شناسند که هم‌ارز کمپلکس دگرگونی خاصی است که در منطقه گل‌گهر بهترین بروز آن دیده شده است. این مجموعه‌ها عمدتاً از میکاشیست،



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی زون برشی چای کور (اقتباس از Sabzehie et al., 1996)

Fig.2. Geological map of the Chai-Kour shear zone (Modified after Sabzehie et al., 1996)

بررسی گردید. همچنین برای اندازه‌گیری کرنش از ۱۰ نمونه مقاطع نازک جهت‌دار تهیه شد.

مواد و روش‌ها

در مطالعات ساختاری و ریزساختاری، نحوه نمونه‌برداری اهمیت زیادی دارد؛ زیرا انتخاب درست نمونه اطلاعات دقیقی درباره فابریک‌ها و هندسه دگرشکلی در راستاهای مختلف تنش و کرنش ارائه می‌دهد. بهترین روش، نمونه‌برداری جهت‌دار است که در آن امتداد و شیب عناصر صفحه‌ای اندازه‌گیری و علامت‌گذاری می‌شود. علاوه بر این، ثبت اطلاعاتی مانند جهت بالای نمونه، جهات جغرافیایی، لایه‌بندی و خطوارگی نیز ضروری است. صفحه XZ (برش عمود بر برگوارگی و موازی خطواره کشیدگی)، صفحه YZ (برش عمود بر برگواره و خطواره)، صفحه XY (در جهت موازی با برگواره) می‌باشد. صفحه XZ بیشترین مقدار کشیدگی و کوتاه شدگی را نشان می‌دهد (Passchier and Trouw, 2005). در این پژوهش مطالعات پایه شامل بررسی نقشه های توپوگرافی، زمین‌شناسی، منابع کتابخانه ای در ایران و سایر زون‌های برشی دنیا مورد بررسی قرار گرفته است. سپس در بازدیدهای صحرایی واحدهای رخنمون یافته، تنوع ساختارها و ریزساختارها تکتونیکی در مقیاس‌های مختلف رخنمون و نمونه‌های میکروسکوپی

سنگ‌نگاری

کوارتز

یکی از کانی‌های اصلی سازنده نمونه‌های مورد مطالعه در گنیس‌ها و شیست‌ها کوارتز می‌باشد که در شکل‌ها و اندازه‌های مختلف قابل مشاهده است و به شکل‌های دانه‌ای با مرز مضرس و روبانه‌های کشیده دیده می‌شوند. کوارتزهای نواری به موازات برگوارگی و به شکل مجموعه‌ای از چند بلور یا یک بلور کوارتز کشیده می‌باشند. رفتار کوارتز در حین دگرشکلی می‌تواند به برآورد نسبی دما هنگام دگرشکلی کمک کند. برآمدگی در حاشیه بلورها طی دگرشکلی با ایجاد ریزبلورها همراه است. این بازبلورش در نرخ‌های بالای تنش و درجات پایین دمایی (بین ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخ می‌دهد (Passchier and Trouw, 2005). با افزایش دما ریزدانه‌های جدیدی با از دست جهت‌یافتگی ترجیحی و چرخش ریزدانه‌ها (SGR) تشکیل می‌شوند (شکل ۳-ا). در این حالت بلورهای قدیمی ممکن است به صورت

شکل‌پذیر طویل شده و به شکل نوارهایی با انبوهی از ریزدانه‌ها تغییر شکل می‌یابد (شکل ۳-b). این ریزدانه‌ها به تدریج در صفحات بین بلورهای قدیمی قرار می‌گیرند. مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM)، مرزهای آمیبی (شکل) در دماهای بالا (بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) بوجود می‌آید. خاموشی موجی در بلورهای کوارتز، نتیجه دگرشکلی در دمای پایین یعنی ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است که با افزایش بیش‌تر دما به صورت خاموشی جارویی نمود می‌یابد و نشان‌دهنده دگرشکلی تا دمای حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Langille et al., 2010; Faghih and Soleimani, 2015).

فلدسپار

در نمونه‌های مورد مطالعه، بلورهای بزرگ فلدسپار پتاسیم‌دار در مقیاس مزوسکوپی تا میکروسکوپی با اندازه‌های مختلفی از چند میکرون تا چند سانتی‌متر دیده می‌شوند که پس از کوارتز فراوانترین کانی در خمیره می‌باشند. فلدسپارها صورت پورفیروکلاست‌های با دنبالچه‌هایی از جنس کوارتزهای تجدید تبلور یافته و فلدسپارها و میکاهای ریزدانه تشکیل شده که در اطراف هسته کشیده شده‌اند. بر اساس تقارن و شکل دنبالچه‌ها دو دسته پورفیروکلاست سیگما (σ) و دلتا (δ) در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده گردید (شکل ۳-c). سیستم‌های پورفیروکلاست از نوع دلتا در شرایط کرنش برشی بالا ایجاد می‌شود و با توجه به تقارن مونوکلینیک آنها را می‌توان به عنوان شاخص برش در نظر گرفت (Zhang and Fossen, 2020; Simpson and De Paor, 1993). این نوع پورفیروکلاست‌ها دنبالچه‌های باریکی دارند که به صورت پلکانی نسبت به هم قرار می‌گیرند و در محل همبری با هسته خم می‌شوند که در نتیجه‌ی آن دو بخش خلیجی در همسایگی پورفیروکلاست دیده می‌شود. سیستم‌های پورفیروکلاست از نوع سیگما در میلیونیت‌های با سطح کرنش پایین ایجاد می‌شوند (شکل ۳-d). این نوع پورفیروکلاست‌ها از دنبالچه پهن با دو وجه صفحه‌ای خمیده که نسبت به هم عدم تقارن داخلی دارند به وجود می‌آیند (Passchier and Trouw, 2005). گاهی پورفیروکلاست‌های فلدسپار بر اثر

شکستگی‌های شکننده به بلوک‌های جداگانه‌ای تبدیل شده‌اند و این بلوک‌ها ضمن برش، چرخش می‌کنند و یک‌سری بلوک‌های خمیده مانند کتاب‌های کج شده را نشان می‌دهند (شکل ۳-e). که به آنها ساختارهای قفسه‌کتابی یا دومینو می‌گویند این جابجایی‌ها ممکن است هم‌جهت (Synthetic) یا غیرهم‌جهت (Antithetic) با جهت برش حاکم در منطقه باشند (Fossen, 2016). در کنار این الگو می‌توان بازشدگی‌های کششی ۷ را مشاهده کرد که با دانه‌های ریز کوارتز و میکاها پر شده‌اند این نوع دگرشکلی فلدسپارها در دمای کمتر و در حالت نیمه شکننا تا شکننا قابل رخداد است (Passchier and Trouw, 2005).

گارنت

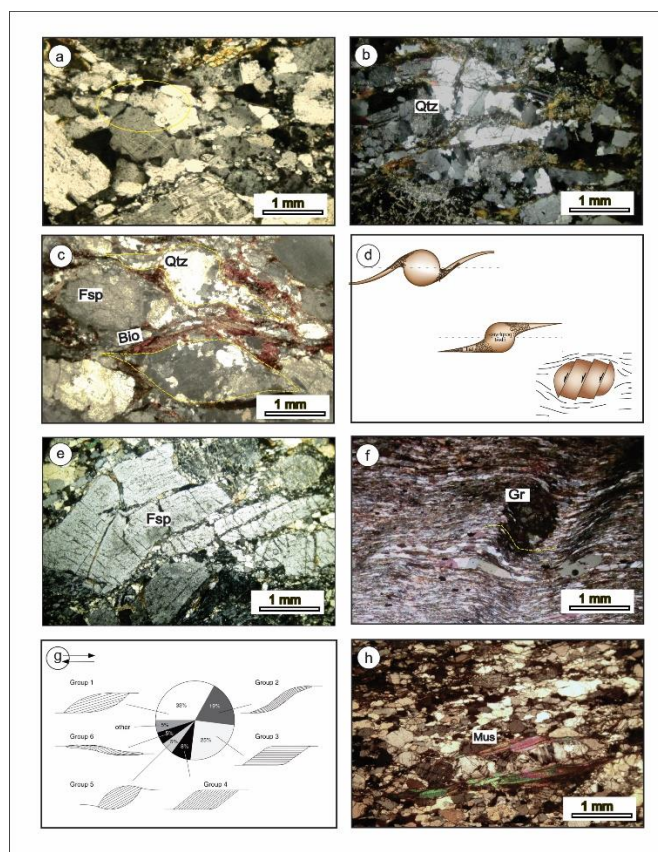
بلورهای گارنت در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. برخی از گارنت‌ها نیز در تشکیل ساختار هسته و پوشش شرکت کرده‌اند و سایه فشاری اغلب نامتقارن در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل ۳-f)، که در آنها کانی‌های ریزدانه کوارتز، مسکویت و کلریت رشد کرده‌اند. در برخی از گارنت‌ها جایگزینی کلریت دیده می‌شود که نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده است. روند ادخال‌ها در گارنت نشان‌دهنده فولیاسیون S_1 است که در طی فاز دگرشکلی D_1 به وجود آمده‌اند.

میکا

کانی‌های مسکویت و بیوتیت در اثر کرنش خمیده شده و تغییر شکل پلاستیک در آنها حادث شده است. میکاها در جهت برگوارگی، اغلب به موازات صفحات S و دنبالچه‌های آنها در جهت صفحات C فابریک‌های برشی امتداد می‌یابند (Passchier and Trouw., 2005). این گسترش، ریزساختارهای میکاماهی را شکل می‌دهد که شاخص خوبی برای تعیین جهت برش هستند. میکاماهی‌ها بلورهای ماهی‌گون، لوزی یا عدسی‌شکل با جهت‌یابی ترجیحی قوی هستند که معمولاً با زاویه کمی نسبت به برگوارگی در میلیونیت‌ها قرار می‌گیرند. این

مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه در دسته دوم و چهارم طبقه بندی تن‌گران‌تیوس و همکاران (Ten Grotenhuis et al., 2003) قرار می‌گیرند (شکل ۳g). در دسته دوم هندسه ساختار لنزی شکل و در دسته چهارم به شکل متوازی الاضلاع می‌باشد که نوک آنها به سمت برگواره میلونیتی خمیده شده است و صفحات میکای منحنی (در نوع دو) و مستقیم (در نوع چهار) می‌باشد (شکل ۳-h).

ریزساختارها بیشتر در مسکویت‌ها دیده می‌شوند و کرنش برشی را در پهنه‌های باریک متمرکز می‌سازند. شکل‌گیری آنها به مکانیسم‌هایی مانند کاهش اندازه دانه، چرخش بلورها، دگرشکلی داخلی، لغزش روی سطوح فاعده‌ای (۰۰۱) و خمیدگی یا چین‌خوردگی دانه‌های میکا مربوط است (Lister and Snoke, 1984). در تقسیم بندی‌هایی که بر اساس مورفولوژی انجام شده است این ریزساختار در ۶ گروه طبقه بندی می‌شوند (Ten Grotenhuis et al., 2003) که میکاماهی‌های



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی ریزساختارها در میلونیت‌های زون برشی چای کور: (a) بازبلورش برآمدگی مرز دانه در کانی کوارتز (b) کوارتزهای نواری. (c) مهاجرت مرز دانه در کوارتز و پورفایروکلاست‌های سیگما و دلتا در کوارتز و فلدسپار پتاسیم (d) طبقه بندی انواع پورفایروکلاست‌ها (Fossen, 2016) (e) ساختارهای قفسه کتابی در پورفایروکلاست فلدسپار (f) پورفایروکلاست گارنت چرخیده (g) طبقه بندی انواع مینرال فیش (Ten Grotenhuis et al., 2003) (h) مسکویت فیش‌های گروه دو. همه این شاخص‌ها از مقاطع جهت دار XZ برداشت شده است که عمود بر برگواره و موازی با خطواره می‌باشد.

Fig. 4. Photomicrographs of microstructures in the mylonite of Chai-Kour shear zone. a) BLG recrystallization in quartz. b) Ribbon quartz. c) Quartz GBM recrystallization and σ and δ -type porphyroclast in quartz and feldspar. d) Porphyroclasts classification (Fossen, 2016). e) Book-shelf structure in feldspar porphyroclast. f) Rotated garnet porphyroblasts. g) Mica fish classification (Ten Grotenhuis et al., 2003). h) Muscovite fish from second group. All these indicators were taken from oriented thin sections in the XZ plane, which are perpendicular to the foliation and parallel to the lineation.

ساختارها

نتایج مطالعات صحرایی انجام شده در محدوده مورد مطالعه در واحدهای دگرگونی بیرون زده، رخداد فازهای مختلف دگرشکلی را نشان می دهد. در پی تاثیر این فازهای دگرشکلی، نظم اولیه واحدهای سنگی از دست می رود و ساختارها و فابریک های متنوعی شکل می گیرند. در محدوده چای کور نوع و شدت دگرشکلی یکسان نمی باشد و انواع دگرشکلی های شکل پذیر و شکنا همراه با واحدهای مختلف سنگ شناسی و در مقیاس های مزو و میکروسکوپی قابل مشاهده است. اما دگرشکلی شکل پذیر، گسترده ترین و مهمترین دگرشکلی رخ داده است، که آثار آن به صورت میلونیتی شدن سنگ ها، گسترش برگواری غالب میلونیتی و دیگر فابریک های پهنه های برشی قابل مشاهده است. دگرشکلی شکنا با گسترش کمتر در تشکیل شکستگی ها و رگه های کوارتزی در گنیس ها و واحدهای شیستی مشاهده می شود.

برگواری و خطواری

در منطقه مورد مطالعه، برگواری در میکاشیست ها، آمفیبولیت ها و گنیس های کوارتزوفلدسپاتی گسترش یافته است و که موازی قرار گرفتن میکاها و باندهای کوارتز و فلدسپاری عامل ایجاد آن می باشد (شکل ۴-ا). نسل اول برگواره ها امتداد شرقی- غربی با شیب کم تا متوسط به سمت شمال-شمال شرق تشکیل می دهند. اغلب برگواره های این نسل با مرز تراستی زون برشی موازی هستند. نسل دوم برگواره ها با زاویه تقریبی ۳۰ درجه بر روی نسل اول آنها فرانهاد شده که به شکل گیری کلیواژ کنگره ای و ریزچین های نامتقارن می انجامد (شکل ۴-ب). خطواری نسل اول با توازی کانی های دگرگونی به شکل خطواری کشیدگی از محور طویل بلورهای کوارتز و فلدسپار و انتظام بلورهای میکا با ترند $N50^{\circ}E$ تا $N75^{\circ}E$ و پلانژ ۹ تا ۳۰ درجه بوجود آمده است (شکل ۴-ج). خطواره نسل دوم در راستای لولای کلیواژهای کنگره ای و ریزچین ها با پلانژ کم در راستای NE برداشت شده است (Keshavarz et al., 2025).

رگه های دگرشکل شده

رگه ها در منطقه مورد مطالعه به شکل رگه های جابجا شده و بودین های نامتقارن دیده می شوند که در جهات مختلف نسبت به لایه بندی شیست ها قرار گرفته اند. از این رگه ها و بودین های نامتقارن که به دو نوع بودین های باند برشی (Shear Band Boudinage) و بودین های قفسه کتابی (Shear Band Boudinage) تقسیم می شوند می توان به عنوان نشانگرهای نوع برش و تعیین کرنش استفاده کرد (Goscombe et al., 2004; Passchier and Trouw, 2005). بودین های نامتقارن در مقیاس و طرح های مختلف به فراوانی در منطقه مشاهده می شوند که عمدتاً رگه های کوارتزی هستند که گنیس ها و شیست ها میزبان آنها می باشند (شکل ۴-د و e). برخی از بودین ها در لایه های دولومیتی و کلسیتی دیده می شوند. اغلب بودین ها عدسی شکل و با گوشه های گرد شده و نسبت محوری بالا هستند و در گروه بودین های باند برشی قرار می گیرند.

چین خوردگی

سنگ های منطقه مورد مطالعه در پاسخ به تنش های زمین ساختی در شرایط شکل پذیر دچار چین خوردگی شده اند. با توجه به شرایط فرسایش و نوع سنگ ها رخنمون های گسترده ای از واحدهای سنگی دیده نمی شود، ولی میتوان انواع چین خوردگی را در مقیاس های متفاوت مشاهده نمود بطوری که چین خوردگی در مجموعه چای کور، الگوی هندسی ساده و یکنواختی را ایجاد نکرده است و الگوهای چین خوردگی مجدد به خوبی دیده می شود. بیشتر چین ها نامتقارن و پلانژدار هستند. انواع چین های مرتبط با پهنه های برشی مانند چین های غلافی، چین های شکنجی و جناغی در این گستره دیده می شوند.

چین های برنهشته (Superposed folding)

این نوع چین خوردگی ها در پی عملکرد فازهای دگرشکلی متوالی شکل می گیرند و از چین خوردگی نسل های پیشین بوجود می آیند (Ramsay and Huber, 1987). برپایه مشاهدات صحرایی دو نسل

چین خوردگی در مجموعه دگرگونی چای کور مشاهده شده است. چین‌های نسل اول (F_1) معمولاً نامتقارن، خوابیده یا مایل هستند که یال‌های هم‌شیب داشته و سطح محوری آن‌ها تقریباً موازی با برگواری قرار می‌گیرد. این چین‌ها نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی شدید در زون‌های برشی با کرنش بالا هستند (Passchier and Trouw, 2005). در ادامه، این ساختارها توسط چین‌های نسل دوم مجدداً چین‌خورده و در نتیجه چین‌های موجی‌شکل را از طبقه‌بندی رمزی پدید می‌آورند (شکل ۴-f).

چین‌های شکنجی

چین‌های شکنجی اغلب چین‌هایی نامتقارن هستند که در آنها در یال‌های بزرگتر بوسیله یک یال کوچکتر به هم وصل می‌شوند. این چین‌ها در توالی‌های بشدت لایه‌ای و دارای آنیزوتروپی صفحه‌ای شکل می‌گیرند مانند اسلیت‌ها، فیلیت و شپست‌ها (Twiss and Moores, 1992) که در منطقه مورد مطالعه به فراوانی یافت می‌شوند. شکل‌گیری این چین‌ها بر اساس مطالعات سرکاری نژاد و دیگران (Sarkarinejad et al., 2008; 2012) به فاز سوم دگرشکلی‌های رخ داده در این منطقه مربوط می‌باشد (شکل ۴-g).

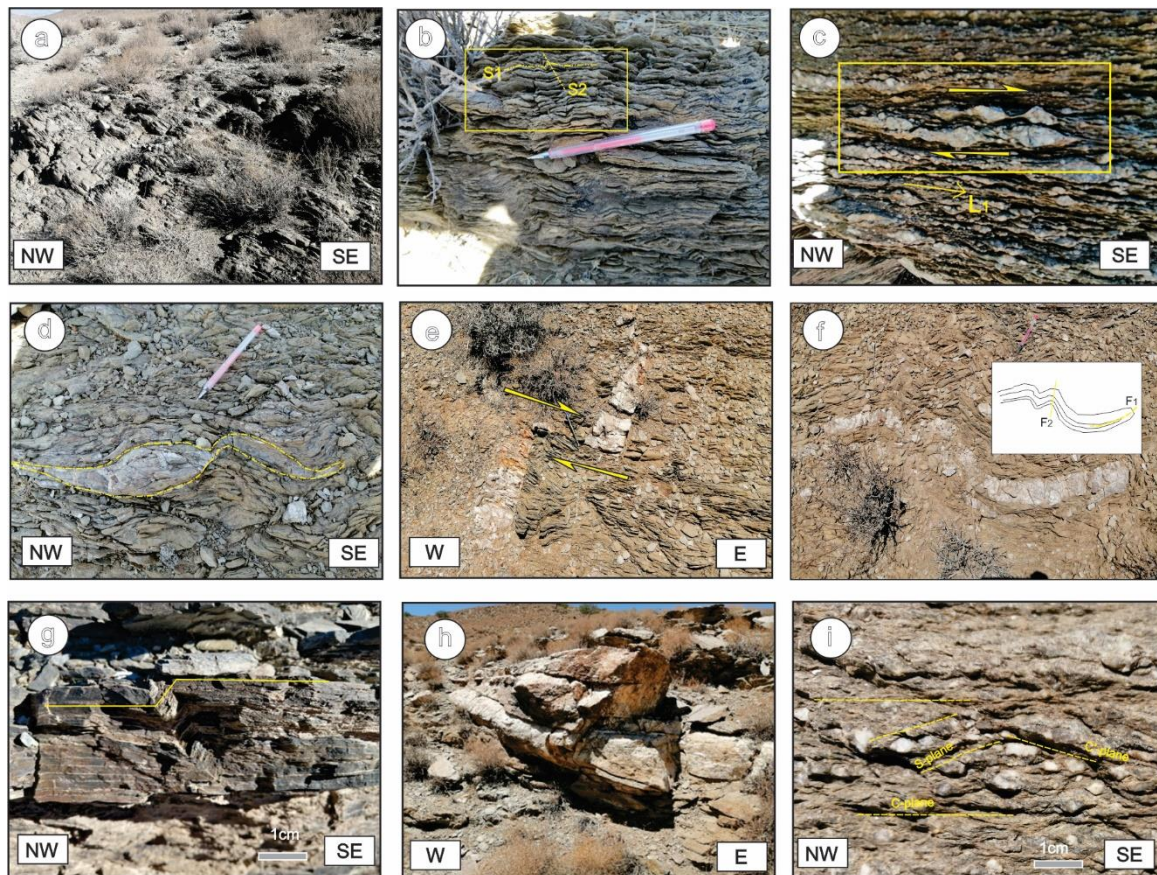
چین غلافی (Sheath fold)

از نمودهای جالب چین خوردگی که در منطقه قابل مشاهده است وجود چین‌های غلافی می‌باشد که در اندازه‌های متفاوتی در زون‌های برشی با کرنش بالا دیده می‌شوند. این چین‌ها دارای لولای منحنی شده

می‌باشد که انحنای آن با پیشرفت دگرشکلی غیرهم محور افزایش می‌یابد (Alsop and Holdsworth, 2006). جهت میل لولای چین غلافی به سمت غرب می‌باشد. سنگ‌های سازنده این دسته از چین‌ها عمدتاً از واحدهای شیستی و در آمفیبولیت‌ها و کربنات‌ها می‌باشند که دارای تورق ظریفی هستند و گاهی در بین این لایه‌ها کوارتز به صورت ثانویه و پرکننده دیده می‌شود (شکل ۴-h).

ساختارهای S/C

در میلونیت‌ها انواعی از برگواری‌ها دیده می‌شود که جهت‌یافتگی آن‌ها می‌تواند نشان‌دهنده جهت برش در پهنه‌های برشی باشد. این برگواری‌ها گاهی به صورت مورب نسبت به هم قرار می‌گیرند و الزاماً موازی نیستند. در میلونیت‌های دگرشکل شده منطقه مورد مطالعه، بر اثر وجود پورفایروکلاست‌های عدسی‌شکل فلدسپار پتاسیم و کوارتز، باندهای برشی تشکیل شده‌اند که به نام سطوح S/C شناخته می‌شوند (Lister and Snoke, 1984). این پورفایروکلاست‌ها از نوع سیگما و دلتا با دنباله‌های نامتقارن هستند که جهت‌گیری محور طویل فلدسپارها، کوارتز و میکاماهی‌ها صفحات S را نشان می‌دهند. درحالی‌که دنباله‌ها در امتداد صفحات C قرار می‌گیرند. زاویه بین صفحات S و C تقریباً ۲۵-۳۵ درجه است. جهت انحراف صفحات S نشان‌دهنده برش راستگرد Top-to-the-SE می‌باشد. صفحات C' با زاویه تقریباً ۳۰ درجه نسبت به C و از جهت‌یافتگی بیوتیت، مسکویت، کوارتز و فلدسپارهای تجدید تبلور یافته در زمینه و هم‌جهت با برش اصلی تشکیل می‌شوند (شکل ۴-i).



شکل ۴- تصاویر صحرایی از ساختارهای مزوسکوپی در منطقه مورد مطالعه. (a) برگواره‌های نسل اول. (b) کلیواژ کنگره ای حاصل از برهم نهشته شدن دو نسل برگواره‌های S1 و S2. (c) پورفیروکلاست‌های نامتقارن و گسترش خطواره نسل یک. (d) بودین نامتقارن. (e) رگه‌های جابجا شده (f) چین خوردگی مجدد. (g) کینگ باند در سنگ‌های درجه دگرگونی پایین. (h) چین غلافی. (i) ساختارهای S/C

Fig.4. Field photographs of mesoscopic structures in the study area. a) First generation of foliation. b) S1 and S2 generation of foliations on crenulation cleavage. c) Asymmetric porphyroblast systems with first generation of lineation. d) Asymmetric boudin. e) Deformed vein. f) Superimposed folding. g) Kink folding in low grade metamorphic rocks. h) Sheath fold. i) S/C fabrics.

SE- را نشان می‌دهند. ریزساختارهای بازبلور در کوارتز نیز می‌توانند

به عنوان ریزدماسنج دمای دگرشکلی مورد استفاده قرار گیرند.

ریزساختارها

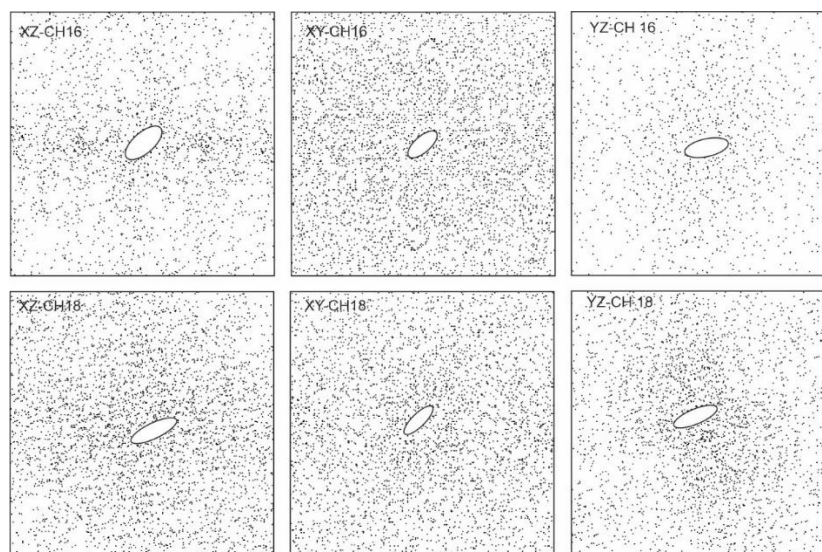
برای شناسایی هندسه کامل ریزساختارها لازم است، برش XZ از نمونه‌های میلونیتی دگرشکل شده مورد بررسی قرار گیرد که موازی خطواره کشیدگی و عمود بر برگواره باشد (Passchier and Trouw, 2005). در منطقه مورد مطالعه انواع نشانگرهای جهت برش در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی مشاهده شده است که شامل پورفیروکلاست‌های سیگما و دلتا، ساختارهای قفسه کتابی، میکاماهی‌ها و باندهای برشی S/C هستند و جهت برش top-to-the

تحلیل کرنش

یکی از مهم‌ترین جنبه‌های زمین‌شناسی ساختاری، مطالعه چگونگی دگرشکلی سنگ‌ها و تعیین کرنش در آنهاست. روش‌های متفاوتی برای آنالیز کرنش نهایی وجود دارد. روش فرای بر اساس فاصله نسبی بین مرکز دانه‌هایی است که به صورت تصادفی در سنگ قرار دارند (Fry, 1979). این روش، الگوی توزیع نقاط گرافیکی بیضی کرنش را در قالب یک ساختار حلقه‌ای نشان می‌دهد که در آن، چگالی

نقاط در نواحی مجاور فضای مرکزی بیشتر است. (شکل ۵). با استفاده از روش فرای، بررسی دگرشکلی، اندازه و جهت توزیع کرنش و سازوکار پیشرفت ساختارهای شکل‌پذیر در پوسته زمین قابل تفسیر است (Fry, 1979). بسیاری از محققان از این روش تحلیل برای بررسی تغییر شکل در سنگ‌های طبیعی استفاده نموده‌اند (Samani et al., 2012; Merschat et al., 2005; Mookerjee and Mitra, 2009; Baggazi et al., 2019). برای واکاوی کرنش به روش سه بعدی، داده‌ها

توسط نمودار فلین (Flinn diagram) یا نمودارهای مشابهی تفسیر می‌شوند که هندسه کرنش را مشخص می‌کنند (شکل ۶). محورهای نمودار فلین توسط بیضی‌های کاملاً کشیده و کاملاً پهن تعریف می‌شوند. روی خط مستقیم از مبدأ و نقطه مختصات (۱،۱) بیضی‌های با تغییر شکل صفحه‌ای ($k = 1$) قرار می‌گیرند، درحالی‌که، برای بیضی‌های کاملاً پهن (Oblate) و کاملاً کشیده (Prolate) به ترتیب $k = 0$ و $k = \infty$ می‌باشد (شکل ۶-ا).



شکل ۵- نمودارهای آنالیز فرای در صفحه‌های XZ، XY و YZ که برای اندازه‌گیری کرنش استفاده شده‌اند. سایر مقادیر در جدول ۱ نشان داده شده است.
Fig.5. Fry analysis diagrams on the XZ, XY, and YZ planes were used for strain measurements. Other values are presented in table 1

جدول ۱- نتایج اندازه‌گیری پارامترهای کرنش در زون برشی چای کور

Table 1. Results of strain parameter measurements in the Chai-Kour shear zone.

	R _{xy}	R _{yz}	X	Y	Z	k	D	u	ε	ROCKS
CK-16	2	2.2	2.06	1.03	0.47	0.83	1.56	0.05	0.78	Protomylonite
CK-18	2.1	2.4	2.2	1.00	0.44	0.79	1.78	0.10	1.00	Mylonite
CK-22	2.3	2.8	2.46	1.07	0.36	0.72	2.22	0.10	1.12	Mylonite
CK-25	1.80	1.75	1.78	0.99	0.57	1.07	1.10	0.00	0.65	Protomylonite
CK-26	1.7	2.1	1.82	1.07	0.51	0.64	1.30	0.14	0.72	Protomylonite
CK-27	1.9	2.3	2.0	1.07	0.46	0.69	1.58	0.11	0.82	Protomylonite
CK-30	1.9	1.76	1.85	0.97	0.55	1.18	1.18	0.00	0.67	Protomylonite
CK-31	2.1	2.86	2.23	1.11	0.39	0.59	2.16	0.10	1.09	Mylonite
CK-32	1.9	2.75	2.15	1.1	0.41	0.51	1.97	0.20	1.04	Mylonite
CK-37	2.1	2.3	2.16	1.00	0.45	0.85	1.70	0.05	0.87	Protomylonite

پارامترهای شکل بیضوی کرنش نهایی و شدت آن امکان مقایسه کمی کرنش را در ساختارهای مشابه یا در نواحی بزرگ فراهم می‌سازد. شکل بیضوی کرنش با استفاده از مقادیر $K = (R_{XY}-1) / (R_{YZ}-1)$ و شدت کرنش که میزان کرنش را در شکل‌های مختلف بیضوی نشان می‌دهد؛ توسط پارامتر $D = ((R_{XY}-1)^2 + (R_{YZ}-1)^2)^{1/2}$ در منطقه مورد مطالعه تعیین شد (جدول ۱). مقدار لگاریتم طبیعی کرنش (ε) با استفاده از رابطه ۱ بدست می‌آید که نشان‌دهنده بزرگای کرنش است (Ramsay and Huber, 1983):

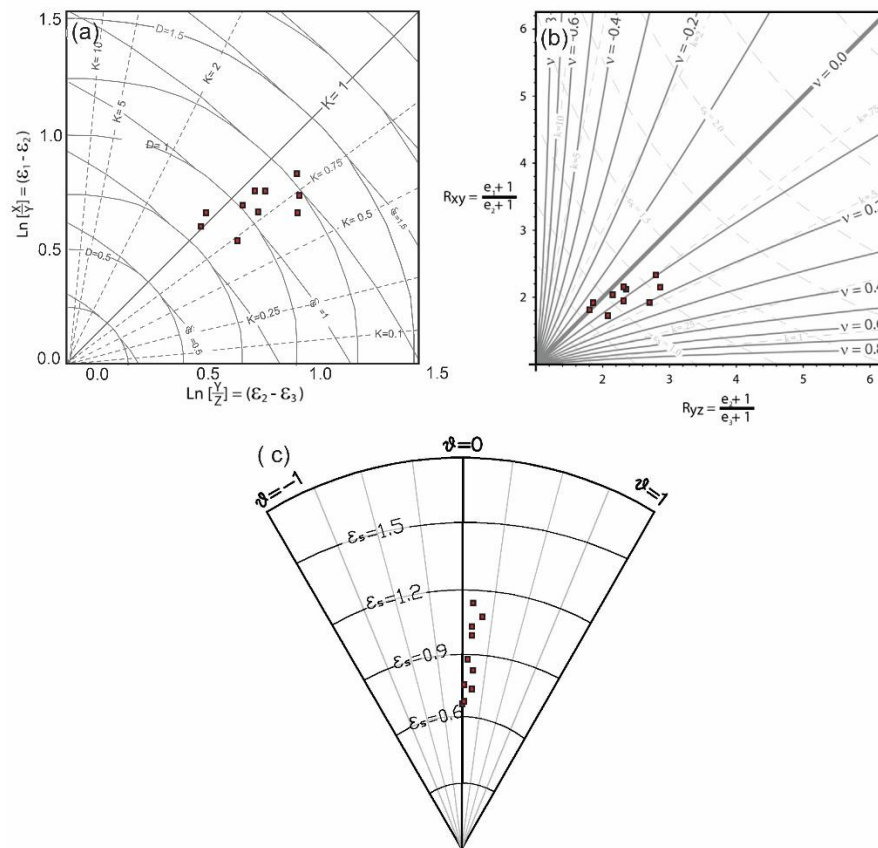
$$\varepsilon = \left(\frac{1}{3}\right)^{1/2} - [(\ln(R_{XZ}))^2 + (\ln(R_{YZ}))^2 + (\ln(R_{XY}))^2]^{1/2} \quad (۱)$$

رمزی (Ramsay, 1967) تغییراتی را در نمودار فلین پیشنهاد داد که در آن محورها به عنوان لگاریتم طبیعی محورهای نمودار فلین تعریف می‌شوند بطوریکه محورهای افقی و عمودی به ترتیب $\ln[R_{YZ}]$ و $\ln[R_{XY}] = (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ هستند. این نمودار که به عنوان نمودار لگاریتمی فلین یا نمودار رمزی شناخته می‌شود، خطوطی با مقدار ثابت $K = (\varepsilon_1 - \varepsilon_2) / (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)$ را رسم می‌کند که دامنه‌ای مشابه مقدار k -فلین دارد و مقادیر یکسانی برای بیضوی‌های کاملاً پهن، تغییر شکل صفحه‌ای و کاملاً کشیده ارائه می‌دهد. این نمودار، مانند نمودار هسو، این مزیت را دارد که مسیرهای تغییر شکل هم‌محور

را به صورت خطوط مستقیم نمایش می‌دهد. مزیت دیگر نمودار رمزی نسبت به نمودار فلین این است که بزرگی‌های تغییر شکل (D) و مقدار لگاریتم طبیعی کرنش (ε) نیز به صورت یکنواخت توزیع شده‌اند (Mookerjee and Peek, 2014). پارامتر نسبت لود نیز از رابطه ۲ تعریف می‌شود و مقادیر نسبت لود از ۱- تا ۱ متغیر است، که در آن:

$$v = 2\varepsilon_2 - \varepsilon_1 - \varepsilon_3 / \varepsilon_1 - \varepsilon_3 \quad (۲)$$

$v = -1$ معرف یک بیضوی کاملاً کشیده، $v = 1$ یک بیضوی کاملاً پهن را نشان می‌دهد و $v = 0$ نشان‌دهنده بیضوی با تغییر شکل صفحه‌ای است (Lode, 1926). بر اساس مطالعه موخرجه و پیک (Mookerjee and Peek, 2014) اگرچه هر دو پارامتر در مطالعات گذشته استفاده شده‌اند، اما نسبت لود در چارچوب نمودار هسو به دلایل دقت هندسی، پایداری آماری، و سهولت تفسیر ترجیح داده می‌شود و پیشنهاد می‌شود برای مطالعات کمی (مانند تحلیل‌های آماری یا مقایسه‌ی رژیم‌های مختلف کرنش)، از نمودار هسو و نسبت لود استفاده شود با این حال، محاسبه‌ی هر دو پارامتر در مرحله‌ی پیش‌تحلیل می‌تواند به انتخاب آگاهانه‌تر کمک کند (شکل ۶-b و c، جدول ۱).

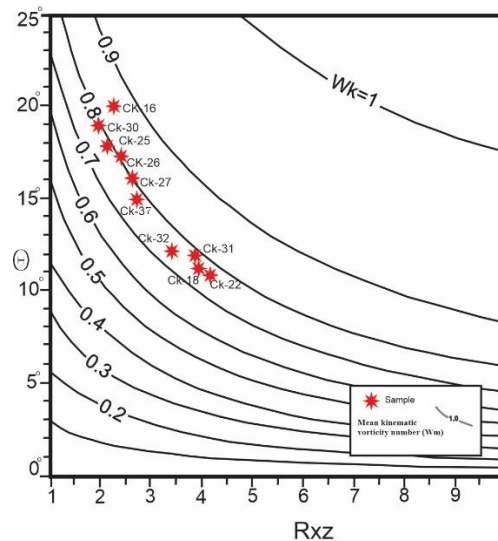


شکل ۶- (a) نمودار لگاریتمی فیلین/نمودار رمزی (Ramsay and Huber, 1983) که خطوط تراز مقادیر K ، D و کرنش برشی اکتاندرال (ϵ_s) را نشان می‌دهد. (b) نمودار فیلین همراه با خطوط تراز نسبت لود (v) (اقتباس از Mookerjee and Peek, 2014). (c) نمودار هسو (اقتباس از Mookerjee and Peek, 2014).
 Fig. 6. a) A logarithmic Flinn diagram/Ramsay diagram (Ramsay and Huber, 1983) that shows D- and K-value contours along with octahedral shear strain (ϵ_s) contours. b) Flinn diagram with Lode's ratio contours (Modified after Mookerjee and Peek, 2014). c) Typical Hsu diagram (Modified after Mookerjee and Peek, 2014).

وسیع‌تری از فابریک‌هاست که در مقیاس‌های مختلف قابل استفاده هستند، از آن جمله می‌توان برگواره ماکروسکوپی، الگوهای محور کوارتز، دایک‌ها و رگه‌های دگرشکل شده، پورفیروکلاست‌ها و پورفیروبلاست‌ها، بودین‌ها و چین‌های کشیده را نام برد (Xypolias, 2010). در اندازه‌گیری تاوایی محدودیت‌هایی وجود دارد مانند دسترسی به داده‌های سه بعدی، اختلاف لیتولوژی و رئولوژی لایه‌های سازنده یک زون برشی، که با در نظر گرفتن فرضیاتی می‌توان آنها را ساده و کاربردی نمود. به عنوان نمونه در تحلیل تاوایی فرض می‌شود زون برشی هموزن و جریان دگرشکلی یکنواخت (steady-state deformation) است (Faghih and Soleimani, 2015).

عدد تاوایی جنبش‌شناختی

اندازه‌گیری تاوایی در پهنه‌های برشی به عنوان یک پارامتر مهم برای درک جنبش‌شناختی جریان مورد توجه قرار می‌گیرد و از روش‌های نوین و ارزشمند برای پاسخگویی به ابهامات موجود در مطالعات ساختاری و زمین‌ساختی است. تاوایی در زون‌های برشی به عنوان درجه ناهم محور بودن دگرشکلی تعریف می‌شود و نسبت میان مولفه‌های برش ساده و محض جریان را نشان می‌دهد (Tikoff and Fossen, 1995). از تاوایی می‌توان برای تعیین الگوی جریان در تاریخ دگرشکلی استفاده نمود. روش‌های اندازه‌گیری تاوایی شامل گستره



شکل ۷- نمودار R_{xz}/Θ برای نمونه های دگرشکل شده در منطقه مورد مطالعه (اقتباس شده از Bailey and Eyster, 2003 و Bailey et al., 2004).
Fig.7. R_{xz}/Θ diagram for deformed sample from the study area (modified after Bailey and Eyster, 2003; Bailey et al., 2004).

استفاده از نمودار شکل ۷ یا با اعمال رابطه ۳ برای $\theta = \beta$ تعیین می شود (Bailey et al. 2004).

$$W_m = \cos[\tan^{-1} \left(\frac{R_{xz} \tan^2 \beta}{(1+R_{xz}) \tan \beta} \right)] \quad (3)$$

این روش برای تغییرشکل های غیر صفحه ای با حجم ثابت نیز معتبر است و نیازی به فرض حالت پایدار (steady-state) در تغییرشکل ندارد. مطالعات نشان می دهند که θ را می توان از تفاوت زاویه ای بین برگواری و باندهای برشی نوع C (C-shear bands) نیز استخراج کرد (Xypolias, 2010). در نمونه های مورد مطالعه کرنش و زاویه θ به ترتیب در بازه $2/18$ تا $4/1$ و 11 تا 20 قرار دارند (جدول ۲). بر این اساس عد تاوایی $0/75$ تا $0/83$ بدست آمده است (شکل ۷).

در پهنه های برشی مونوکلینیک، برگواری ماکروسکوپی معمولاً صفحه اصلی XY بیضوی کرنش نهایی را تعریف می کند. در جریان با حجم ثابت، رابطه زاویه ای θ (زاویه بین این برگواری و مرز پهنه برشی)، برای مقادیر مشخص R_{xz} (نسبت محورهای کرنش) و W_k (عدد جنبش شناختی تاوایی) منحصر به فرد است (Fossen and Tikoff, 1993). بنابراین، اگر θ و R_{xz} شناخته شده باشند، می توان برآوردی از W_k به دست آورد (Wells, 2001; Bailey and Eyster, 2003; Bailey et al., 2004). این روش ساده که معمولاً به عنوان روش R_{xz}/θ شناخته می شود، معادل روش R_{xz}/β است و W_k با

جدول ۲- نتایج آنالیز تاوایی به روش R_{xz}/θ Table 2. Results of vorticity analysis using the R_{xz}/θ method

	R_{xz}	Θ	Wk	Pure shear	Simple shear
CK-16	2.30	20	0.83	36	64
CK-18	3.66	11	0.78	42	58
CK-22	4.10	11	0.77	43	57
CK-25	2.18	18	0.81	39	61
CK-26	2.50	17	0.82	38	62
CK-27	2.60	16	0.80	40	60
CK-30	2.10	19	0.80	40	60
CK-31	3.90	12	0.77	43	57
CK-32	3.40	12	0.75	45	55
CK-37	2.80	15	0.78	42	58

بحث

مطالعه دگرشکلی سنگ‌های پالئوزویک در مجموعه دگرگونی چای کور، واقع در جنوب شرق زاگرس و بخشی از کمربند دگرگونی سندنجان-سیرجان، نشان‌دهنده تأثیر چندین مرحله دگرشکلی بر این واحدها است. این مراحل دگرشکلی، که با تکامل تکتونیکی منطقه در پی همگرایی صفحات اوراسیا و گندوانا و بسته شدن اقیانوس نفوتیس همراه بوده، منجر به تشکیل ساختارها و ریزساختارهای متنوعی شده است (Faghih et al., 2012; Shafiei bafti and Mohajjel, 2014). بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، سه مرحله اصلی دگرشکلی D_1 ، D_2 و D_3 شناسایی شده است. مرحله اول (D_1) با ایجاد چین‌های نامتقارن، خطواره‌های کشیدگی و برگواگی اولیه مشخص می‌شود که نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی شدید در شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت است. این مرحله احتمالاً با فروزش اولیه صفحه اقیانوسی و آغاز همگرایی قاره‌ای همزمان بوده است. مرحله دوم دگرشکلی (D_2)، که غالب‌ترین مرحله است، با چین‌خوردگی دوباره ساختارهای D_1 و تشکیل فابریک‌های میلونیتی همراه است. این مرحله شامل برش راست‌گرد (top-to-the-SE) است که توسط نشانگرهایی

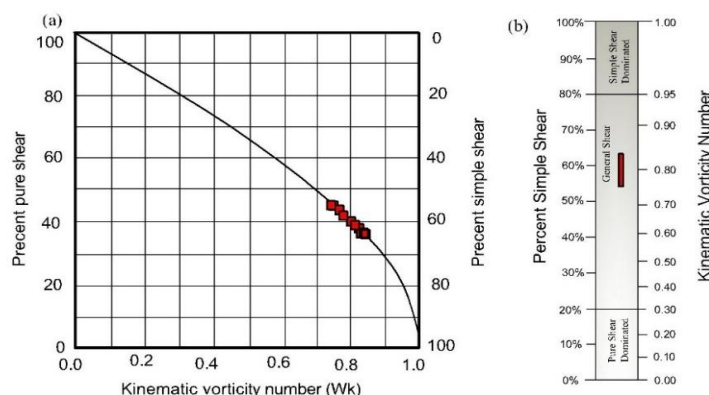
مانند ساختارهای S/C، پورفیروکلاست‌های نوع σ و δ ، میکاهای ماهی‌گون و ساختارهای قفسه‌کتابی تأیید می‌شود. میکاهای ماهی‌گون، که بر اساس طبقه‌بندی تن گرونتویس (Ten Grotenhuis et al., 2003) در گروه‌های دوم (لنزی‌شکل) و چهارم (متوازی‌الاضلاع با نوک خمیده) قرار می‌گیرند، نتیجه چرخش صلب، بازبلورش پویا و انحلال فشاری هستند (Lister and Snoke, 1984). مرحله سوم دگرشکلی در پاسخ به کوتاه‌شدگی ناشی از مراحل نهایی دگرشکلی است و سبب ایجاد ریزچین‌ها و چین‌های شکنجی شده است.

از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های منطقه عمدتاً شامل گنیس‌های کوارتز و فلدسپاری، گنیس-گرانیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، شیست‌ها و کوارتزیت‌ها هستند که شواهدی از میلونیتی‌شدن در آن‌ها وجود دارد. در این نمونه‌ها کوارتزها با ریزساختارهای باز بلورش که اغلب چرخش ریزبلوری (SGR) در ۴۰۰-۵۰۰ درجه و مهاجرت مرز دانه (GBM) در ۵۰۰-۷۰۰ درجه ظاهر می‌شوند. و در برخی نمونه‌ها تعداد اندکی از بازبلورش برآمدگی (BLG) دیده می‌شود که در دماهای ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق افتاده است (Stipp et al., 2002). فلدسپارها به صورت پورفیروکلاست‌های کشیده با دنباله‌های نامتقارن دگرشکل

شده‌اند، در حالی که میکاها و گارنت‌ها نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده هستند (Langille et al., 2010; Fazlnia and Miri, 2024). در برخی نمونه‌های فلدسپار ریزساختارهای شکننده شامل ساختارهای قفسه کتابی دیده می‌شود که ادامه دگرشکلی در دماهای پایین تر را نشان می‌دهند. در واقع این شواهد، نمایانگر رخداد فرآیندهای چند مرحله‌ای و انتقال تدریجی تنش‌های ناهم‌هنگ هستند. این شواهد همراستا با مشاهدات فورستر و لیستر (Forster and Lister, 2008) است که تاکید دارند دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای و فازهای متوالی هندسه کانی‌ها و فابریک‌ها را متحول و پیچیده می‌کنند.

مقادیر K به دست آمده در منطقه مورد مطالعه (جدول ۱)، در محدوده‌ای بین ۰/۵۱ تا ۱/۱۸ قرار می‌گیرد. همچنین نمودار فلین (شکل ۶) نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده‌ای قرار می‌گیرند که تقارن بیضوی کرنش حالت تخت‌شدگی (K نزدیک به یک) دارد. بر اساس پژوهش ویتال و مازولی (Vitale and Mazzoli, 2009)، میلونیت‌ها به سه دسته تقسیم‌بندی شده‌اند که شامل بازه‌های تغییر شکل $\varepsilon = 0-1$ (پروتومیلونیت)، $\varepsilon = 1-2.5$ (میلونیت) و $\varepsilon > 2.5$ (اولترامیلونیت) می‌شود. نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در محدوده میلونیت تا پروتومیلونیت قرار می‌گیرند (جدول ۱). این نتایج با مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی نیز تایید می‌شود. مقادیر D اندازه‌گیری شده، بین مقادیر ۱/۱ تا ۲/۲ قرار دارد و تغییرات شدت

کرنش در محدوده‌های مختلف منطقه دگرشکلی (یعنی جزءبندی کرنش) نشان می‌دهد و به هتروژنیته دگرشکلی اشاره دارد (جدول ۱). چنین جزءبندی کرنشی ویژگی بسیار رایج در مناطق ترافشارش محسوب می‌شود. یکی دیگر از اثرات مهم جزءبندی کرنش، با تغییر در سهم مؤلفه‌های برش ساده و برش محض در زون‌های برشی نمایان می‌شود. بر اساس مدل‌سازی نظری فورت و بیلی (Forte and Bailey, 2007)، جریان با غلبه برش محض (Pure-shear dominated flow) هنگامی رخ می‌دهد که W_k بین ۰ تا ۰/۳ باشد که با کمتر از ۲۰٪ مؤلفه برش ساده (Simple-shearing) همراه است (شکل ۸-ا). از سوی دیگر، جریان با غلبه برش ساده (Simple-shear dominated) با $W_k > 0.95$ مشخص می‌شود که معادل بیش از ۸۰٪ برش ساده است. تغییر شکل برش عمومی (Sub-simple or general-shear deformation) در محدوده $0.3 < W_k < 0.95$ اتفاق می‌افتد. عدد تاوایی به‌دست‌آمده ۰/۷۵-۰/۸۳ می‌باشد که بازتابی از تقسیم‌بندی مکانی جریان بین حوزه‌هایی با جریان هم‌محور (coaxial) و غیرهم‌محور (non-coaxial) است. این مقادیر W_k تأیید می‌کنند که منطقه دگرشکلی تحت تأثیر تغییر شکل ترافشارشی با ۴۴-۵۵٪ برش ساده و ۳۶-۴۵٪ برش محض قرار گرفته است (شکل ۸-ب).



شکل ۸- (a) نمودار غیر خطی (اقتباس شده از Law et al., 2004) و (b) نمودار خطی (اقتباس شده از Forte and Bailey, 2007) که رابطه بین عدد جنبش شناختی تاوایی و درصد برش ساده و برش محض در جریان دو بعدی را نشان می‌دهند.

Fig. 10. a) Non-linear digram (modified after Law et al., 2004); b) Non-linear digram (modified after Forte and Bailey, 2007) Relation between kinematic vorticity number W_k and components of pure and simple shear for instantaneous 2D flow.

نتیجه گیری

یافته‌های این مطالعه نشان می‌دهد که مجموعه دگرگونی چای کور واقع در کمربند سهندج-سیرجان تحت تأثیر یک سیستم دگرشکلی پیچیده قرار داشته که حاصل تعامل سه فاز تغییر شکل است. نتایج نشان می‌دهد که این منطقه در یک سیستم ترافشارشی با عملکرد همزمان مؤلفه‌های برش ساده و محض قرار گرفته است. تحلیل عدد تاوایی ($W_k = 0.75 - 0.83$) بیانگر عملکرد جریان غیرهم‌محور (non-coaxial) با $55-64\%$ برش ساده و $36-45\%$ برش محض است. ریزساختارهای میکروتکتونیکی مانند پورفیروکلاست‌های سیگما/دلتا، ساختارهای S/C، و میکاهای ماهی‌گون، جهت برش راست‌گرد (Top-to-the-SE) را تأیید می‌کنند. سامانه‌های بازبلورش کوارتز (SGR) و GBM) دمای دگرشکلی را $400-650^\circ\text{C}$ (رخساره آمفیبولیت) تخمین می‌زند و ظهور بازبلورش برآمدگی مرز دانه و ریزساختارهای قفسه‌کتابی در فلدسپارها کاهش دمای دگرشکلی در مراحل پایانی دگرشکلی را نشان می‌دهد. مقادیر $K (0.51 - 1.18)$ و $D (1.1 - 2.2)$ در نمودار فلین، الگوی کرنش تخت شده تا صفحه‌ای و ناهمگنی شدت تغییر شکل را مشخص می‌کنند. این یافته‌ها با مدل‌های جنبشی زون‌های برشی زاگرس همخوانی دارد و تأیید می‌کند که دگرشکلی منطقه ناشی از همگرایی مایل اوراسیا-عربی است. مطالعه حاضر نقش جزءبندی کرنش و تأثیر شرایط دما و دگرشکلی بر ریزساختارها را در تکامل پهنه‌های برشی برجسته می‌سازد.

از دیدگاه زمین‌ساختی، این مطالعه نشان می‌دهد که مجموعه دگرگونی چای کور به‌عنوان یک آرشیو طبیعی از فرآیندهای دگرشکلی مرتبط با همگرایی قاره‌ای عمل می‌کند. نتایج به دست‌آمده نه تنها درک ما از تکامل تکتونیکی پهنه دگرگونی سهندج-سیرجان را بهبود می‌بخشد، بلکه می‌تواند به عنوان الگویی برای مطالعات مشابه در دیگر زون‌های برشی مورد استفاده قرار گیرد. این نتایج با سایر مطالعات انجام شده در زون‌های برشی سهندج-سیرجان مطابقت دارد و نشانه‌ای یکپارچگی الگوی ناحیه‌ای دگرشکلی می‌باشد (Behyari et al., 2019; Keshavarz and Faghih, 2020; Partabian and Faghih, 2021; Derikvand, 2021; Mansouri et al., 2021; Faghih et al., 2023; Shafiei bafti et al., 2022; Mansouri et al., 2023; Soleimani et al., 2024). همچنین در مقیاس جهانی در بسیاری از زون‌های برشی کمربند آلپ-همالیا نتایج مشابهی گزارش شده است (Wu et al., 2023; Kanyan et al., 2021; Tiwari et al., 2020). برای مطالعات آینده، تلفیق داده‌های ساختاری با تحلیل‌های ترمومتری پیشرفته و مدل‌سازی عددی جریان دگرشکلی پیشنهاد می‌شود. چنین رویکردی می‌تواند به درک عمیق‌تری از روابط بین شرایط فیزیکی، رفتار رئولوژیکی سنگ‌ها و الگوهای تغییر شکل در پوسته زمین منجر شود. همچنین، انجام مطالعات ژئوشیمیایی دقیق می‌تواند به روشن شدن ارتباط بین فرآیندهای دگرشکلی و دگرگونی در این منطقه کمک شایانی نماید.

References

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, 1–20.
- Al-Saleh, M.M., KASSEM, Q. M.K., 2012. Microstructural finite strain analysis and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ evidence for the origin of the Mizil gneiss dome, eastern Arabian Shield, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* 70, 24–35.

- Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., 2006. Sheath folds as discriminators of bulk strain type. *Journal of Structural Geology* 1588–1606.
- Baggazi, H.M., Al Kashghari, W. A., Elfakharani, A., Matsah, M., El-Shafei, K., 2019. Northern Arabian Shield shear zones: strain analysis comparison. *Arabian Journal of Geoscience* 12(75). <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4233-3>.
- Bailey, C.M., Eyster, E.L., 2003. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona. *Journal of Structural Geology* 25, 1883–1892.

- Bailey, C.M., Francis, B.E., Fahrney, E.E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. In: Aslop, G.I., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.H., Hand, M. (Eds.), *Flow Processes in Faults and Shear Zones*, vol. 224. Geological Society, London, Special Publications, pp. 249–264.
- Behyari, M., Shahbazi, M., 2019. Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): implications for Neo-Tethys post-collision events. *Journal of Structural Geology* 126, 198–209.
- Dashti Chandanagh, S., Sheikholeslami, M.R., Taheri, j., 2018. Finite strain analysis and vorticity estimation in the metamorphic rocks around Mashhad. *Scientific quarterly journal of geosciences*. 26, 215–220 (in Persian).
- Derikvand, S., 2021. Quantitative kinematic analyses of the Darizhun shear zone within the hinterland of the Zagros orogenic belt, Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 110, 609–626.
- Dutta, D., Mukherjee, S., 2021. Extrusion kinematics of UHP terrane in a collisional orogen: EBSD and microstructure-based approach from the Tso Moriri Crystallines (Ladakh Himalaya). *Tectonophysics* 800, 228641.
- Faghih, A., Sarkarinejad, K., 2011. Kinematics of rock flow and fabric development associated with shear deformation within the Zagros transpression zone, Iran. *Geological Magazine* 148, 1009–1017.
- Faghih, A., Kusky, T., Samani, B., 2012. Kinematic analysis of deformed structures in a tectonic mélange: a key unit for the manifestation of transpression along the Zagros Suture Zone, Iran. *Geological Magazine* 149, 1107 – 1117.
- Faghih, A., Sobhani, S., Dehghan, M., 2023. Study of deformation pattern and kinematic characteristics in the Gelmandeh metamorphic complex, Saghand region, Central Iran. *Advanced applied geology* 12, 617–634.
- Faghih, A., Soleimani, M., 2015. Quartz c-axis fabric development associated with shear deformation along an extensional detachment shear zone: chapedony Metamorphic Core Complex, Central-East Iranian Microcontinent. *Journal of Structural Geology* 70, 1–11.
- Fazlnia, A., Miri, M.M. 2024. Metamorphic conditions of dolomitic marbles from the Qori metamorphic complex, southern Sanandaj-Sirjan zone, using phase thermodynamic diagrams. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 10(2), 465- 490.
- Forster, M.A., Lister G.S., 2008. Ectonic sequence diagrams and the structural evolution of schists and gneisses in multiply deformed terranes. *Journal of the Geological Society* 165, 923–939.
- Forte, A.M., Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 29, 983–1001.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology* 15, 413–422.
- Fossen, H., 2016. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Fossen, H., Geane, Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – A review, *Earth-Science Reviews* 171, 434–455.
- Fry, N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 806–807.
- Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Dolati, A., 2024. Microtectonic and petrofabric investigation of graphite-bearing schist units in the Band-e-Cherk district, Kuh-e-Dom metamorphic zone. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 10(1), 152–178.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24(5), 513–528.
- Goscombe, B., Passchier, C.W., Hand, M. 2004. Boudinage classification: end member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739–63.
- 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.
- Hatami Noy, S., Alizadeh, A., Ahangari, M., 2024. Investigations of deformation in west of Silvana mica schists, southwest of Urmia: Implication for tectonic structures and microstructures. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 9(2), 106– 132.
- Hsu, T.C., 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *Journal of Strain Analysis* 1, 216–222.
- Jones, R., Tanner, G.P.W., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793–802.
- Kassem, O.M.K., Hamimi, Z., 2018. Finite Strain Analysis of the Wadi Fatima Shear Zone in Western Arabia, Saudi Arabia. *Geotectonics* 52, 251–265.

- Keshavarz, S., Faghih, A., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences* 109, 421–438.
- Keshavarz, S., Zarei, S., Shahpasandzadeh, M., Mukherjee, S., 2025. Deformation conditions and quantifying strain in the Chai-Kour shear zone, Zagros orogenic belt of Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*. In proof.
- Kanyan, L., Jain, A.K., Singh, S., 2021. Vorticity patterns along the Main Central Thrust Zone, Alaknanda–Dhauliganga Valleys (Garhwal), Uttarakhand Himalaya. *Journal of Earth System Science* 130: 31. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01539-1>
- Langille, J., Jessup, M.J., Cottle, J.M., Newell, D.L., 2010. Kinematics of the Ama Drime Detachment: insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet Nepal. *Journal of Structural Geology* 32, 900–919.
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology* 6, 616–638.
- Lode, W., 1926. Versuche über den Einfluss der mittleren Hauptspannung auf das Fließen des Metalle Eisen, Kupfer, und Nickel. *Zeitschrift für Physik* 36, 913–939.
- Mahmoudi Sivand, S., Faghih, A., Keshavarz, S., Soleimani, M., 2021. Characterizing synconvergent extension along the Neybaz–Chatak detachment shear zone, Central Iran: insights from microstructures, quartz petrofabrics and flow vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 143, 104270. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104270>
- Mansouri, S.M., Keshavarz, S., Shahpasandzadeh, M., Faghih, A., 2021. Strain and vorticity analyses using rotated porphyroclasts in the Tanbour metamorphic rocks: evidence of transpressional deformation along the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, SW Iran. *Journal of Structural Geology* 148, 104358.
- Mansouri SM, Keshavarz S, Shahpasandzadeh M, Faghih, A (2023). Kinematics of the Tanbour Metamorphic Complex (SE Iran): Implications for Cenozoic Metamorphism and Deformation in the Northeastern Margin of the Afro-Arabian Plate. *Geotectonics* 57, 213–229.
- Mersch, A.J., Hatcher, R.D., Davis, T.L., 2005. The northern Inner Piedmont, southern Appalachians, USA: kinematics of transpression and SW-directed midcrustal flow. *Journal of Structural Geology* 27, 1252–1281.
- 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(4), 397–412.
- Mookerjee, M., Mitra, G., 2009. Understanding kinematic data from the Moine thrust zone in terms of a kinematic-based mathematical model of deforming thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 31, 1556–1572.
- Mookerjee, M., Peek, S., 2014. Evaluating the effectiveness of Flinn's k-value versus Lode's ratio. *Journal of Structural Geology* 68, 33–43.
- Partabian, A., Faghih, A., 2021. Deforming along the Zagros transpression zone, SW Iran: insights from microstructural analysis of heterogeneous deformation. *Arabian Journal of Geosciences* 14, <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06835-8>
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Science and Business Media, p. 336.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain Analysis. London: Academic Press.
- Ramsay, J.G. and Huber, M. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press.
- Sabzehie, M., Nezamzadeh, M., Roshan Ravan, J., Azizan, H., 1996. 1:100,000 Baghat geological map.
- Samani, B., Charchi, A., Faghih, A., 2012. Investigation of deformation pattern using finite strain and kinematic vorticity analyses, Cheshmeh Sefid deformed area, Sanandaj–Sirjan metamorphic belt. *Advanced applied geology* 2, 20–26.
- Samani, B., Faghih, A., Grasemann, B., 2020. Strain pattern and vorticity analysis of deformed conglomerates in the Heneshk area within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Zagros mountains, *International Journal of Earth Sciences* 109, 145–157.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A., Grasemann, B., 2008. Transpressional deformations within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt (Zagros mountains, Iran). *Journal of Structural Geology* 30 (7), 818–826.
- Sarkarinejad, K., Heyhat, M., Faghih, A., Kusky, T., 2010. Heterogeneous ductile deformation and quartz c-axis fabric development within the HP-LT Sanandaj–Sirjan Metamorphic Belt, Iran. *Tectonophysics* 485, 283–289.

- Sarkarinejad, K., Partabian, A., Faghih, A., and Kusky, T. M., 2012. Usage of strain and vorticity analyses to interpret large-scale fold mechanisms along the Sanandaj–Sirjan HP-LT metamorphic belt, SW Iran. *Geological Journal* 47(1), 99–110.
- Shafiei bafti, SH., Keshavarz, S., Zarei, S., 2022. Strain partitioning in the Kahdan shear zone: Microstructural and kinematic evidence from the SE Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogeny. *Journal of Structural Geology* 165, 104759.
- Shafiei Bafti, SH., Mohajjel, M., 2014. Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *International Journal of Earth Sciences* 104, 587–601.
- Simpson, C., De Paor, D., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* 15, 1–20.
- Soleimani, M., Faghih, A., Bagherpour, B., Adibinejad, M., 2024. Deformation microthermometry in the Toutak gneiss dome based on petrofabric characteristics of quartz crystal, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *Advanced Applied Geology* 14, 106–121.
- Soleimani, M., Faghih, A., Kusky, T., 2021. Mesozoic compressional to extensional tectonics in the Central East Iranian Microcontinent: evidence from the Boneh Shurow metamorphic core complex. *Journal of the Geological Society* 178, <https://doi.org/10.1144/jgs2020-123>.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861–1884.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. *American Association of petroleum Geologists Bulletin* 52(7), 1229–1258.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372, 1–2.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450.
- Thigpen, J.R., Law, R.D., Lloyd, G.E., Brown, S.J., 2010. Deformation temperatures, vorticity of flow, and strain in the Moine thrust zone and Moine nappe: reassessing the tectonic evolution of the Scandian foreland–hinterland transition zone. *Journal of Structural Geology* 32, 920–940.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 12, 1771–1784.
- Tiwari, SK., Beniast, A., Biswal, TK., 2020. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India), *Journal of Structural Geology* 139: 103912. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103912>
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. New York: W.H. Freeman.
- Vitale, S., Mazzoli, S., 2009. finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: insights into 3-D = coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning. *Journal of Structural Geology* 31, 104–113.
- Wells, M.L., 2001. Rheological control on the initial geometry of the Raft River detachment fault and shear zone, western United States. *Tectonics* 20, 435–457.
- Wu, Y., Zhang, J., Zhang, B., Mao, X., Lu, Z., Zho, G., Teng, X., Guo, Q., 2023. Early Paleozoic oblique convergence from subduction to collision: Insights from timing and structural style of the transpressional dextral shear zone in the Qilian orogen, northern Tibet of China. *GSA Bulletin* 136 (5-6): 1889–1915.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *Journal of Structural Geology* 32 (12), 2072–2092.
- Zhang, Q., Fossen, H., 2020. The dilemma of asymmetric porphyroclast systems and sense of shear. *Journal of Structural Geology* 130, 103893.