

Original Research Paper

# Petrofabrics and Final Strain of Muteh-Golpayegan Amphibolites: Evidence of constructional Deformation in Sanandaj-Sirjan Metamorphic Zone

Behnaz Bakhtiari<sup>1</sup>, Nahid Shabanian-Broujeni<sup>1\*</sup>, Alireza Davoudian-Dehkordi<sup>1</sup> and Hossein Azizi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Natural Engineering, Faculty of Earth Sciences and Natural Resources, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

<sup>2</sup>Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2022 October 01

Accepted: 2023 February 25

Available online: 2023 September 23

### Keywords:

Muteh – Golpayegan metamorphic Complex

Petro-Fabric

Strain

Transpressional tectonic

## ABSTRACT

The Muteh–Golpayegan Metamorphic Complex is located within the center of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Zone. The strain parameter measurements by the strain ellipsoid including strain ratio in the XZ principal plane, strain ellipsoid (RXZ), strain ellipsoid shape (K), and strain intensity (D) exhibit prolate shape for the amphibole mineral for the deformed amphibolitic rocks in the Muteh–Golpayegan Metamorphic Complex. Several kinematic shear sense indicators consist of the asymmetric fold, kink fold, boudin, S/C fabrics, oblique grain shape, and mineral fishes show a dextral shear sense. The quantitative kinematic analyses highlight that  $W_k$  varies between 0.6 and 0.93, implying a general shear flow with  $42\% < \text{simple shear} < 74\%$  and  $26\% < \text{pure shear} < 58\%$ .

## 1. Introduction

The Zagros orogeny in the central part of the Alpine-Himalayan orogeny belt, southwestern Iran is a key place to understand the kinematics of oblique plate convergence in the continental crust (Davoudian et al., 2016). Transgressive deformation in different parts of the Zagros orogeny is caused by oblique subduction and the subsequent collision of the African-Arabian plates with the central Iranian subcontinent (Babaahmadi et al., 2012). During this type of deformation, both strike-slip and dip-slip components are simultaneously contributed to the formation of structural features (Jones et al., 2004). The results of several structural studies on the petrofabric of quartz crystals (Faghih and Sarkarinejad, 2011; Sadeghi et al., 2013) in the metamorphic rocks of the Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ) showed that

deformation is characterized by strain distribution. These textures can highlight areas of increased strain during the last stages of plastic deformation (Wallis, 1995; Xypolias, 2009).

Amphibole is considered as one of the important rock-forming minerals in the middle crust (Shelley, 1994), but there are general disagreements about its characteristics and deformation mechanisms. Amphiboles are experimentally deformed by twining and dislocation glide without dynamic recrystallization at high strain rates (Morrison-Smith, 1976). In high-temperature deformation, slip, dynamic recrystallization, and fracture are observed in amphibole crystals (Hacker and Christie, 1990). Also, sometimes the amphibole crystals are brittly deformed under the upper greenschist facies or the lower amphibolite facies

\* Corresponding author: Nahid Shabanian-Broujeni; E-mail: shabanian.nahid@sku.ac.ir

### Citation:

Bakhtiari, B., Shabanian-Broujeni, N., Davoudian-Dehkordi, A.R., and Azizi, H., 2023. Petrofabrics and Final Strain of Muteh-Golpayegan Amphibolites: Evidence of constructional Deformation in Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(3), 129, 123-138. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360975.2034>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2023.360975.2034

 doi: 10.22071/gsj.2023.360975.2034  dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.2.3



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

(Anderson and Smith, 1995). The deformation of amphiboles becomes more complex in upper amphibolite and granulite facies.

In this research, the amphibole crystals of amphibolitic rocks from the SaSZ in the Muteh-Golpayegan region are analyzed based on field observations, microstructure, and ultimate strain analysis. It also tries to add new insight into the history of crustal deformation in the Zagros orogeny, and specifically to the early stages of exhumation of metamorphic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone.

## 2. Geological settings

The investigated region is in the northeast of Golpayegan city, located in the structural-sedimentary zone of the SaSZ, Iran. The Muteh-Golpayegan metamorphic Complex has a relatively perpendicular trend to the SaSZ, the trend of this zone is northwest-southeast (Fig. 1). The main rocks of the Muteh-Golpayegan metamorphic Complex are granite, gneiss, amphibolite, and paragneiss. The age of zircon from Muteh-Golpayegan granite gneisses is  $557 \pm 12$  Ma in the Late Neoproterozoic (Moradi et al., 2020). The granite gneisses are medium-grained, augen-like, and banded (Moradi et al., 2020). The dark gray paragneisses are fine to coarse-grained and have foliations and lineations (Hashemi et al., 2019).

Four stages of deformation have been identified in the region. In the oldest stage, primary igneous and sedimentary rocks have been deformed and metamorphosed. This stage is characterized by isoclinal folds, foliation, lineation, and symmetrical boudins (Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). This phase shows the amphibolite facies conditions. The generation of lineation has an average strike of  $66^\circ$  toward the northeast. The average inclination of the lineation of this generation is  $52^\circ$  to  $81^\circ$  (Fig. 2 A, Moosavi, et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). The mylonite foliation and lineation, M, Z, S folds, and asymmetric boudins were identified in the second stage. Kinematic analyzes of the shear indices show the compression event in the region. The average extension of foliation in the second stage is  $42^\circ$  to  $77^\circ$ . The average inclination of lineation in the second stage is  $46^\circ$  to  $88^\circ$  (Fig. 2B; Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). In the third stage, deformation is identified by microscopic and mesoscopic folds. The average inclination of the lineation is measured in different rocks in this generation with the azimuth of  $125^\circ$  (south-east extension) is  $31^\circ$  (Fig. 2; Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). The second and third metamorphism introduce the Barovian metamorphic type under greenschist to amphibolite facies (Rashidnejad-Omran et al., 2002). Normal faults are introduced as the fourth stage indicator (Moosavi et al., 2014).

The K-Ar age of the amphibole mineral in the amphibolites is  $174 \pm 2.9$  Ma, which clearly indicates the age of cooling during the Middle Jurassic (Rashidnejad-Omran et al., 2002).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on biotite and amphibole crystals in the Muteh-Golpayegan Metamorphic Complex rocks provide two distinct time intervals of 72-110 Ma and 46-58 Ma (Moritz et al., 2006). In general, amphibolite facies conditions during the Cretaceous (72-110 Ma) have been reported for the amphibolite rocks of the Muteh-Golpayegan region (Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Rashidnejad-Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006; Verdel et al., 2011). In the age range of 58-64 Ma on the quartz syenite body, the temperature of the metamorphic rocks of the region was below  $300^\circ\text{C}$  (Rashidnejad-Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006).

## 3. Research Methodology

More than 40 samples of the amphibolite were structurally studied from different parts of GMC. Their petrographic observations were performed with a polarizing microscope. Two thin sections of every sample were provided in two directions, parallel (parallel to the linearity) and perpendicular (direction of the maximum elongation) to the surface S, corresponding to the main planes XY and XZ of the strain ellipse (Tikoff and Fossen, 1993; Forte and Bailey, 2007). Digital photos were continuously taken and integrated together by Microsoft ICE software to process more surface area. Then amphibole crystals were separated from other crystals using ImageJ software. By using Orient-3.8.0-Win software was measured the aspect ratio and major axis orientation of each amphibole crystal using the best circumscribed ellipsoid method. Afterwards, using the RF/ $\phi$  method (Ramsay, 1967), the values of tectonic strain ratio ( $R_s$ ) were calculated in each plane. In order to measure the strain in the third dimension (YZ plane), was used the equation ( $R_{YZ} = R_{XZ} * R_{YX}$ ) (Ramsay and Huber, 1983).

## 4. Result

The data and observations presented in this study highlight the significant characteristics of the exposed Muteh-Golpayegan metamorphic rocks, which are related to the oblique collision between the African-Arabian continent and the Iranian microcontinent. Asymmetrical microstructures such as amphibole fish, S/C textures, and microstructures resulting from strain show a dextral shear sense, which is similar to the shear direction of most parts of the SaSZ. According to Vitale and Mazzoli (2009), mylonite was classified into three types including strain intervals  $\epsilon = 0-1$  (protomylonites),  $\epsilon = 1-2.5$  (mylonite), and  $\epsilon > 2.5$  (ultramylonite). The amphibolite samples show the range of protomylonite (Table 1). A Flinn plot of the  $R_{xy}$  vs.  $R_{yz}$  of the samples (Fig. 8) shows that most finite strain data fall into the construction field ( $K > 1$ ) that Confirms the deformation characteristics of LS tectonics. The measured D parameter shows strain intensity variation (0.84-1.02) in different localities of the deformation zone (Table 1). Such strain partitioning is a very common

characteristic in areas of the transpressive zones. These WK values confirm that the deformation zone is affected by compressive deformation with  $42\% < \text{simple shear} < 74\%$  and  $26\% < \text{pure shear} < 58\%$  (Fig. 9 A, and B).

## 5. Discussions

The stages of development of the Golpayegan Metamorphic Complex can be represented by four stages. The D1 stage and its accompanying prograde metamorphism in the Jurassic may be caused by the steep subduction of the Neo-Tethys oceanic lithosphere beneath the central Iranian plate. The development of D2 shear zones with dominant simple shear and related structures is a regional event which major thrusts were formed by shortening of the Sanandaj-Sirjan metamorphic rocks, an example of which was reported in the Aligudarz region (Nadimi and Nadimi, 2008). The results related to the vorticity and kinematic analyzes of the amphibole crystals are consistent with the very inclined convergence along the active continental margin of the central Iran zone in the Late Cretaceous (Mohajjel and Fergusson, 2000; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Nadimi and Nadimi, 2008; Monié and Agard, 2009; Moosavi et al., 2014). The Cretaceous planar subduction model with regional compression proposed by Verdel et al. (2011) has been used to explain the development of D2 and D3 structures. According to this model, the change of the subduction angle led to the migration of magmatism and intra-continental orogeny towards Alborz in northern Iran. The D2-D3 regional deformation is associated with a significant volume of Paleocene and Eocene magmatism, the products of which have penetrated and erupted into Golpayegan metamorphic rocks (Rashidnejad Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006; Davoudian et al., 2007). Another effect of this magmatic flare is Buchan-type metamorphism and the crystallization of new minerals or the growth of regional metamorphic minerals already existing in the complex. They have the characteristics of the main and rare element of continental arc magmatism. The D4 shear zones associated with the extension of subsequent brittle normal faults led to the uplift of metamorphic rocks.

Compressive deformation is caused by the collision between the African-Arabian continent and the subcontinent of Iran in the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone using different strain gauges, including quartz LPO (Sarkarinejad et al., 2017; Faghih and Sarkarinejad, 2011; Samani, 2013 and 2017; Behyari and Shahbazi, 2019), asymmetric folds (Sarkarinejad and Keshavarz, 2014), mesoscopic foliation and lineation measurement method (Sheikholeslami et al., 2019; Mansouri et al., 2021) and deformed conglomerate (Samani, 2017). The calculated vorticity number of amphibole crystals shows a very common characteristic in the complex of compressional zones, which is consistent with

the Cretaceous planar subduction model with regional compression proposed by Verdel et al. (2011), which is compatible with the development of D2 and D3 metamorphic stages. All these works confirm that Zagros is a transitional orogenic belt, which consists of a volcanic arc (Urmia-Dakhtar), a high-pressure metamorphic belt (SaSZ), and a Thrust fold belt (Zagros) from northeast to southwest. The geometry and style of metamorphosed structures in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt with their formation in the oblique collision between the Afro-Arabian continents and Central Iran, where the division of displacement occurred in the Late Cretaceous to Early Cretaceous period, is consistent (Mohajjel and Fergusson, 2000; Sarkarinejad et al., 2009; Keshavarz and Faghih, 2020). However, similar structural style and deformation history of shear zones in lower crustal rocks in different parts of other convergent plate boundaries in the world such as the Aravalli-Delhi mobile belt, NW India (Tiwari et al., 2019), Ghats belt (Saha and Karmakar, 2015, reported the Attico-Cycladic massif from the Inner Hellenides, Greece (Xypolias et al., 2010) and the Everest massif, Tibet (Law et al., 2004). The important characteristics of the metamorphic rocks of the Muteh-Golpayegan complex show that it is related to the oblique collision between the African-Arabian continent and the Iranian subcontinent (Keshavarz and Faghih, 2020).

## 6. Conclusion

The results of field observations, microstructure, and final strain analysis in the Muteh-Golpayegan region are:

- 1- Asymmetrical microstructures such as amphibole fish, S/C textures, and extensional microstructures show a dextral shear sense in accordance with the parts of the SaSZ.
- 2- The amphibolitic samples as a proto-mylonite.
- 3- Most of the finite strain data are placed in the compressive field ( $K > 1$ ) implying the deformation features of LS tectonics.
- 4- The strain intensity is variable (0.84-1.02) suggesting compressive zones.
- 5- WK values (0.60-0.93) confirm that the deformation zone is affected by general deformation with  $42\% < \text{simple shear} < 74\%$  and  $26\% < \text{pure shear} < 58\%$  (pure shear).
- 6- The Muteh-Golpayegan region is affected by the compressional tectonic process, the diagonal convergence between the African-Arabian continent and the central Iranian subcontinent in the Upper Cretaceous.

## Acknowledgements

Hereby, the authors of the article express their gratitude and appreciation for the financial and spiritual support provided by the Faculty of Natural Resources and Earth Sciences of Shahrekord University in conducting this research.

# پتروفابریک و استرین نهایی آمفیولیت‌های ماته-گلپایگان: شواهدی از تغییر شکل ترا فشارشی در نوار دگرگونی سندج - سیرجان

بهناز بختیاری<sup>۱</sup>، ناهید شبانیان بروجنی<sup>۱\*</sup>، علیرضا داوودیان دهکردی<sup>۱</sup> و حسین عزیزی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>گروه مهندسی طبیعت، دانشکده علوم زمین و منابع طبیعی، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران  
<sup>۲</sup>گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

## چکیده

کمپلکس دگرگونی ماته-گلپایگان در مرکز پهنه دگرگونی سندج-سیرجان قرار دارد. اندازه گیری‌های متغیر استرین با استفاده از بیضوی استرین از جمله نسبت استرین در صفحه اصلی (XZ)، بیضی استرین (RXZ)، شکل بیضی استرین (K) و شدت استرین (D)، برای کانی آمفیبول - در آمفیولیت‌های دگرشکل شده ماته-گلپایگان حالت کشیده یا دو کی شکل را نشان می‌دهند. چندین نشانگر جهت برشی مثل بودین‌های نامتقارن، چین‌های نامتقارن Z، چین‌های شکنجی، بافت‌های S/C، شکل دانه مورب، و آمفیبول ماهی‌ها جهت برشی راست بر را نشان می‌دهند. تحلیل‌های کینماتیک کمی نشان می‌دهند که Wk بین ۰/۶۰ و ۰/۹۳ متغیر است، که دلالت بر یک برشی عمومی با مولفه‌های ۴۲٪ > برش ساده و ۷۴٪ و ۲۶٪ > برش محض ۵۸٪ است.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۷/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۰۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کمپلکس دگرگونی ماته-گلپایگان

پتروفابریک

استرین

زمین ساخت ترا فشارشی

## ۱- پیش‌نوشتار

تحلیل استرین نهایی رهیافتی به تکامل ساختاری در مناطق دگرشکل یافت است. یکی از روش‌های اندازه گیری استرین در دو بعد صفحه اصلی بیضوی استرین در دو صفحه اصلی بیضوی استرین و تعیین استرین در صفحه سوم از طریق ایجاد تناسب بین به صفحه اصلی استرین و استفاده از نمودار فیلین به منظور درک تصویر سه بعدی استرین می‌باشد (Ramsay and Huber, 1983).

آمفیبول‌ها به عنوان یکی از کانی‌ها مهم سنگ ساز در پوسته میانی در نظر گرفته می‌شوند (Shelley, 1994)، اما در مورد ویژگی‌ها و سازوکارهای تغییر شکل آن اختلاف نظرهای کلی وجود دارد. آمفیبول‌ها به طور تجربی با ماکل دار شدن و لغزش جابه جایی (dislocation glide) بدون تبلور دوباره دینامیکی با نرخ استرین بالا تغییر شکل پیدا می‌کنند (Morrison-Smith, 1976). در دگرشکلی دمای بالا، لغزش، تبلور دوباره دینامیکی و شکستگی در بلورهای آمفیبول دیده می‌شوند (Hacker and Christie, 1990). همچنین گاهی بلورهای آمفیبول تحت رخساره شیسب سبز بالایی یا رخساره آمفیولیت پایینی به صورت شکنا

کوهزاد زاگرس در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا، جنوب باختری ایران یک مکان کلیدی برای درک کینماتیک همگرایی در زمان طولانی بین ورقه ایران و ورقه عربی است (Davoudian et al., 2016). دگرشکلی ترا فشارشی در بخش‌های مختلف کوهزایی زاگرس ناشی از فرو رانش مایل و متعاقب آن برخورد صفحات آفریقایی-عربی با خرده قاره ایران مرکزی است (Babaahmadi et al., 2012; Aflaki et al., 2017; Sadeghi et al., 2016). در طول این نوع دگرشکلی، هر دو مولفه امتداد لغز و شیب لغز به طور هم زمان در شکل گیری ویژگی‌های ساختاری کمک می‌کنند (Jones et al., 2004). نتایج چندین مطالعه ساختاری بر روی پتروفابریک بلورهای کوارتز (Samani, 2013; Faghih and Sarkarinejad, 2011) در سنگ‌های دگرگونی پهنه دگرگونی سندج-سیرجان نشان داد که دگرشکلی با تقسیم بندی استرین محض می‌شود. پتروفابریک بلورها می‌تواند زمینه‌های استرینی افزایشی را در طول آخرین مراحل دگرشکلی شکل پذیر را برجسته سازند (Wallis, 1995; Xypolias, 2009).

\* نویسنده مسئول: ناهید شبانیان بروجنی؛ E-mail: shabanian.nahid@sku.ac.ir

## ماخذ تکاری:

بختیاری، ب.، شبانیان بروجنی، ن.، داوودیان دهکردی، ع.ر. و عزیزی، ح.، ۱۴۰۲، پتروفابریک و استرین نهایی آمفیولیت‌های ماته-گلپایگان: شواهدی از تغییر شکل ترا فشارشی در نوار دگرگونی سندج - سیرجان، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۳)، ۱۲۹-۱۳۸. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360975.2034>



doi: 10.22071/gsj.2023.360975.2034



dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.2.3

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

(Mohajjel and Fergusson, 2000). پوسته این پهنه در طی پرمین متحمل زمین ساخت کششی شد که با باز شدن اقیانوس نئوتتیس همراه بود و سپس در انتهای تریاس و ژوراسیک زیرین فرو رانش این اقیانوس به زیر پهنه سندج - سیرجان آغاز شد که سبب ظهور حوادث مهم و بزرگ دگرگونی و دگرشکلی شکل‌پذیر در سنگ‌های این پهنه شد که تاثیر این حوادث تا زمان بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره‌ای در پایان کرتاسه و ابتدای تریاسی در پوسته پهنه سندج - سیرجان کم و بیش مشهود است. به طور کلی نیروهای هم‌گرایی و برشی عملکردی هم‌زمان در تکامل این پهنه نقش داشته‌اند که مهم‌ترین تاثیر این همگرایی رژیم ترفشارش راست‌بر در پهنه سندج - سیرجان است (Mohajjel and Fergusson, 2000; Sadeghi et al., 2016).

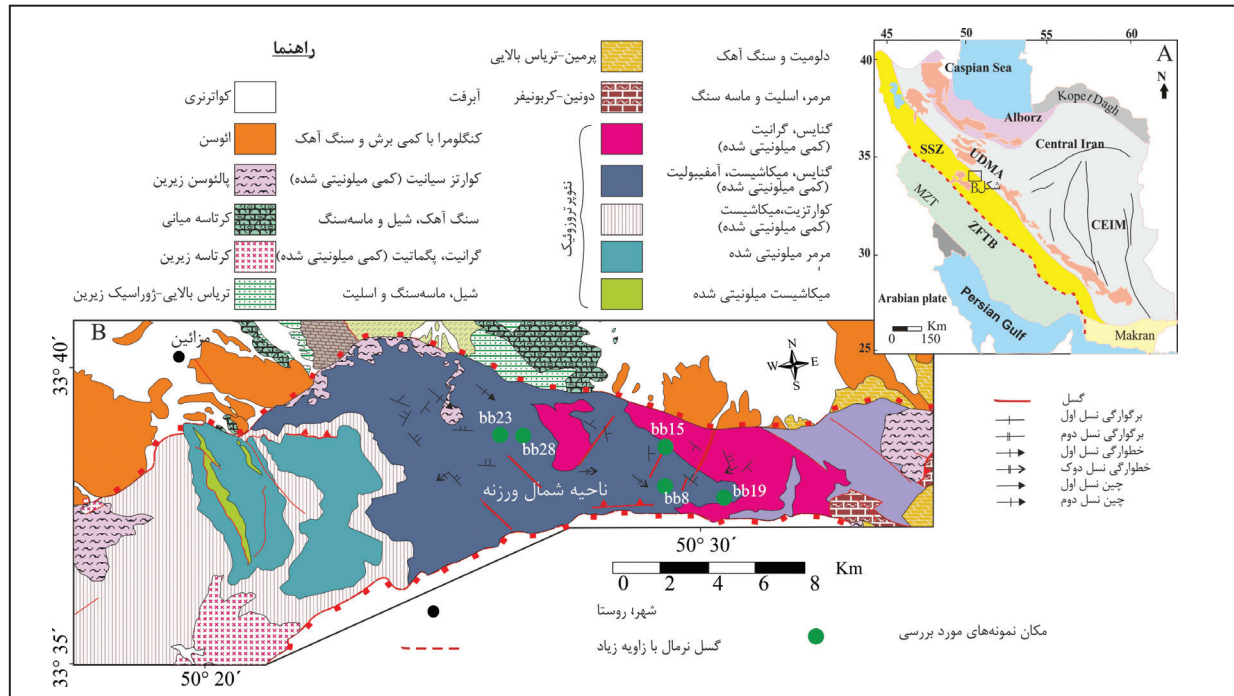
منطقه مورد بررسی در شمال‌خاور شهرستان گلپایگان واقع در پهنه ساختاری - رسوبی سندج - سیرجان است. مجموعه دگرگونی موه - گلپایگان دارای روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری نسبتاً عمود بر پهنه سندج - سیرجان است (Sheikholeslami and Zamani-Pedram, 2005)، روند این پهنه روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور است (شکل ۱). عمده سنگ‌های دیده شده در منطقه مورد مطالعه گرانیت گنایس، آمفیبولیت و پاراگنایس است (Moradi et al., 2020). سن زیر کن از گرانیت گنایس‌های موه - گلپایگان  $12 \pm 55$  میلیون سال در نئوپروتوزویک پسین است (Moradi et al., 2020). گرانیت گنایس‌ها دانه متوسط، چشمی و نواری هستند (Moradi et al., 2020). پاراگنایس‌های رنگ خاکستری تیره ریزدانه تا درشت‌دانه و دارای برگوارگی و خطواره هستند (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۸).

دگرشکل می‌شوند. دگرشکلی آمفیبول‌ها در رخساره‌های آمفیبولیت بالایی و گرانولیت پیچیده‌تر می‌شود. تبلور دوباره دینامیکی، لغزش، ماکل مکانیکی و دگرشکلی ریزدانه بلورهای آمفیبول تحت تنش‌های کششی در بلورها رخ می‌دهد (Ko and Jung, 2015). در حالی که تبلور دوباره مکانیکی، ماکل دوقلو و نوزایی ماکل دوقلویی در هسته بلورهای آمفیبول تاثیر تنش فشار را نشان می‌دهند (Wang et al., 2019).

در این مطالعه، بلورهای آمفیبول سنگ‌های آمفیبولیت از پهنه سندج - سیرجان در منطقه موه - گلپایگان بر اساس مشاهدات صحرایی، ریزساختاری و تحلیل استرین نهایی تجزیه و تحلیل می‌شوند. همچنین سعی می‌شود، بینش جدیدی از تاریخچه تغییر شکل پوسته در کوهزایی زاگرس و به طور خاص به مراحل اولیه برخاستگی سنگ‌های دگرگونی در پهنه دگرگونی سندج - سیرجان اضافه می‌شود.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

پهنه سندج - سیرجان از سنگ‌های پرکامبرین، پالئوزویک و مزوزویک دگرگون و دگرریخت شده که توسط توده‌های نفوذی به سن مزوزویک تحت تاثیر قرار گرفته، تشکیل شده است (شکل ۱، Sheikholeslami and Zamani-Pedram, 2005). چندین مرحله دگرشکلی در سنگ‌های دگرشکل شده پهنه دگرگونی سندج - سیرجان دیده شده است که آخرین مرحله دگرشکلی تحت‌تاثیر فرایند برخورد قاره‌ای بین ورقه‌های آفریقایی - عربی و ایران شکل گرفته است



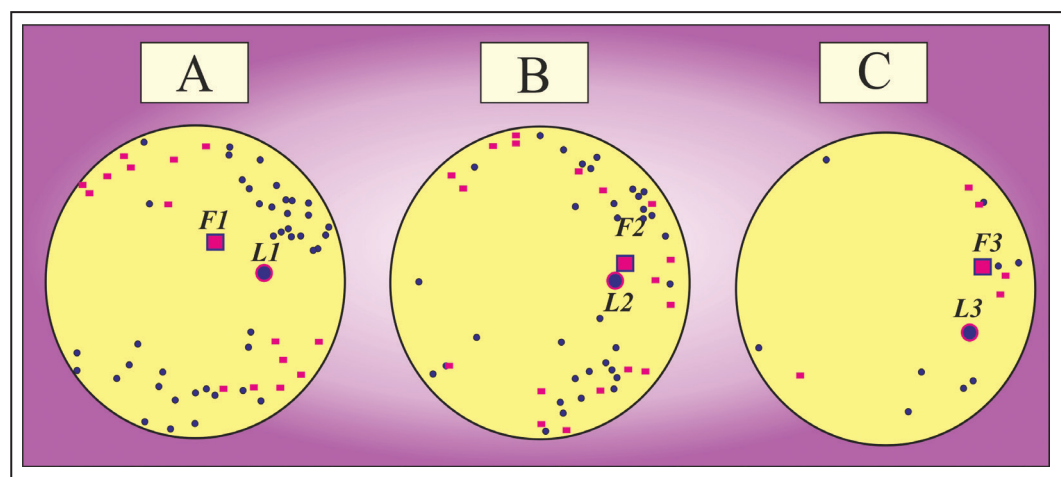
شکل ۱- A) تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران منطقه مورد مطالعه با مربع نشان داده شده است؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه گلپایگان- موه (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰).  
 (Sheikholeslami and Zamani-Pedram, 2005): پهنه سندج - سیرجان، ZFTB: کمربند تراست - چین خوردگی زاگرس، MZT: تراست اصلی زاگرس.

Figure 1. A) The division of the structural units of Iran that the study area is shown with a square; B) Simplified geological map of Golpayegan-Muteh area (Compiled from Sheikholeslami and Zamani, 2005, 1/100000 map).

۱۲۵° (امتداد جنوب‌خاور) برابر ۳۱° است (شکل ۲- C; Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). دگرگونی مرحله دوم و سوم را از نوع باروین و تحت شرایط رخساره شیت شیز تا آمفیبولیت معرفی می‌کنند (Rashidnejad-Omran et al., 2002). توسعه پهنه‌های برشی D2 با برش ساده غالب و ساختارهای مرتبط، یک رویداد منطقه‌ای است که طی آن، رانش‌های عمده‌ای با کوتاه‌شدن در پهنه سندج- سیرجان شکل گرفته است که نمونه‌ای از آن در مناطق الیگودرز گزارش شده است (Nadimi and Nadimi, 2008). به‌طور کلی شرایط رخساره آمفیبولیت در طول کرتاسه (۷۲-۱۱۰ میلیون سال) برای سنگ‌های آمفیبولیت منطقه موه- گلپایگان گزارش شده است (Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Rashidnejad-Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006; Verdel et al., 2011). در بازه سنی ۶۴-۵۸ میلیون سال بر روی توده کوارتز سینیت، دمای سنگ‌های دگرگونی منطقه زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (Rashidnejad-Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006). مدل فروانش مسطح کرتاسه همراه با فشرده‌سازی منطقه‌ای پیشنهاد شده توسط وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) برای توضیح توسعه ساختارهای D2 و D3 استفاده شده است. بر اساس این مدل، تغییر زاویه فروانش منجر به مهاجرت ماگماتیسیم و کوهزایی درون قاره‌ای به سمت البرز در شمال ایران شد (Agard et al., 2005). تغییر شکل ناحیه‌ای D2-D3 با حجم قابل توجهی از ماگماتیسیم پالئوسن و انوسن همراه است که محصولات آن درون سنگ‌های دگرگونی گلپایگان نفوذ کرده و فوران کرده‌اند (Rashidnejad-Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006; Davoudian et al., 2007; ShafieiBafti et al., 2015). اثر دیگر این شعله‌ور شدن ماگمایی، دگرگونی نوع بوکان و تبلور کانی‌های جدید یا رشد کانی‌های دگرگونی ناحیه‌ای از پیش موجود در منطقه مورد مطالعه است. دارای ویژگی‌های عناصر اصلی و کمیاب ماگماتیسیم کمان قاره‌ای هستند. زون‌های برشی D4 مرتبط با گسترش گسل‌های نرمال شکننده بعدی منجر بر خاستگی سنگ‌های دگرگونی شدند.

چهار مرحله دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده است. در اولین مرحله دگرشکلی سنگ‌های آذرین و رسوبی اولیه دگرشکل و دگرگون شده‌اند. شاخصه این مرحله چین‌های ایزوکلینال، برگوارگی، خطوارگی و بودین‌های متقارن است (Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). این مرحله دگرگونی شرایط رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهد. میانگین امتداد برگوارگی در این نسل ۶۶° به سمت شمال خاور است. میانگین میل خطواره‌های در این نسل ۵۲° تا ۸۱° است (شکل ۲- A; Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). سن K-Ar کانی آمفیبول در آمفیبولیت‌ها برابر با  $174 \pm 2/9$  میلیون سال است که به وضوح سن زمان ژوراسیک میانی را نشان می‌دهد (Rashidnejad-Omran et al., 2002). سنین  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  بر ای بلورهای بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های کمپلکس دگرگونی موه- گلپایگان دو بازه زمانی متمایز را در ۷۲-۱۱۰ میلیون سال و ۴۶-۵۸ میلیون سال ارائه می‌دهند (Moritz et al., 2006). مراحل تکوین مرحله D1 و دگرگونی پیشروی همراه آن در ژوراسیک ممکن است ناشی از فروانش شیب‌دار لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در زیر صفحه ایران مرکزی باشد. این تفسیر مبتنی بر ستر شدن پوسته همسن، دگرگونی‌های منطقه‌ای در مقیاس بزرگ و آشفته‌گی‌های زمین‌ساختی است که از پهنه سندج-سیرجان گزارش شده است (Davoudian et al., 2016; Berberian and King, 1981; McCall, 1985; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Stampfli, 2000; Verdel et al., 2011; Sheikholeslami et al., 2019).

در مرحله دوم، برگوارگی و خطوارگی میونیتی، چین‌های S، Z، M و بودین‌های نامتقارن شناسایی شدند. تحلیل‌های سینماتیکی شاخص‌های برش، رویداد فشارش را در منطقه نشان می‌دهند. میانگین امتداد برگوارگی در مرحله دوم ۴۲° تا ۷۷° است. میانگین میل خطواره‌های در مرحله دوم ۴۶° تا ۸۸° است (شکل ۲- B; Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). مرحله سوم دگرشکلی با چین‌هایی میکروسکوپی و مزوسکوپی شناسایی شدند. میانگین میل خطواره اندازه‌گیری شده در سنگ‌های مختلف در این نسل با آزمون



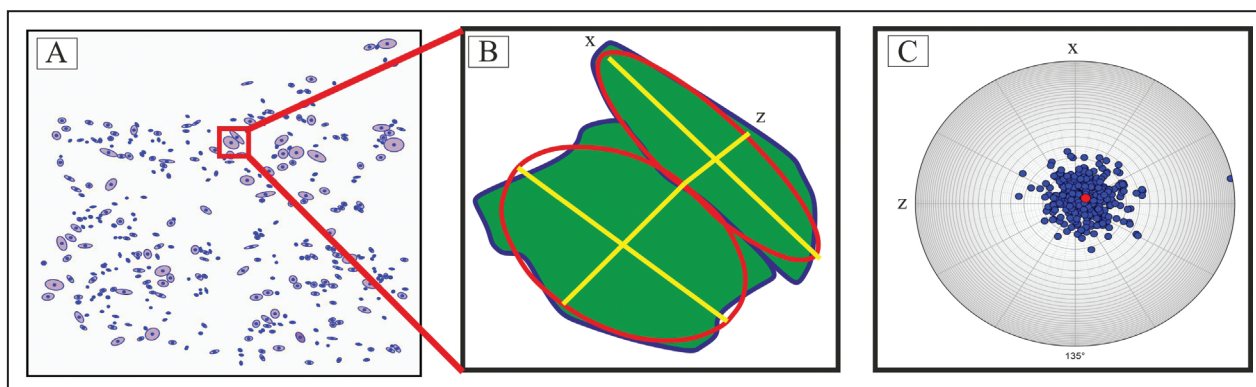
شکل ۲- A) محور چین‌خوردگی نسل اول (F1) و خطوارگی نسل اول (L1); B) محور چین‌خوردگی نسل دوم (F2) و خطوارگی نسل دوم (L2); C) محور چین‌خوردگی نسل سوم (F3) و خطوارگی نسل سوم (L3) (Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019).

Figure 2. A) First-generation fold axis (F1) and lineation of the first-generation (L1); B) Second-generation fold axis (F2) and second-generation (L2) lineation axis; C) Third-generation fold axis (F3) and third-generation lineation L3 (Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019).

### ۳- روش پژوهش

بیشتر از ۴۰ نمونه از آمفیبولیت از نقاط مختلف کمپلکس دگرگونی گلپایگان گردآوری، ویژگی‌ها و ارتباط صحرایی این سنگ‌ها با دیگر سنگ‌های منطقه مورد بررسی قرار گرفت. مطالعه سنگ‌نگاری با میکروسکوپ پلاریزان بر روی آن‌ها انجام شد. به‌طوری که در مرحله اول از هر نمونه به تعداد دو برش یکی به موازات سطح S (موازات خطوارگی) و دیگری در راستای کشیدگی بیشینه و عمود بر سطح S، مطابق با صفحات اصلی XY و XZ بیضوی استرین (Tikoff and Fossen, 1993; Forte and Bailey, 2007) تهیه شد. عکس‌های دیجیتالی به‌صورت پی‌درپی گرفته شد و توسط نرم‌افزار Microsoft ICE به یکدیگر الحاق شدند تا سطح

بیشتری از مقطع مورد پردازش قرار گیرد. در مرحله بعد با استفاده از نرم‌افزار ImageJ بلورهای آمفیبول از دیگر بلورها جدا شدند. با استفاده از نرم‌افزار Orient-3.8.0-Win با استفاده از روش بهترین بیضی محاطی نسبت ابعادی و جهت‌یابی محور بزرگ هر بلور آمفیبول اندازه‌گیری شد. سپس با استفاده از روش RF/φ (Ramsay, 1967) مقادیر نسبت استرین زمین‌ساختی (Rs) در هر صفحه محاسبه شد. شکل ۳ محاسبه مقادیر استرین زمین‌ساختی در صفحه اصلی XZ بیضوی استرین برای نمونه (bb-28) نشان می‌دهد. به‌منظور اندازه‌گیری استرین در بعد سوم (صفحه YZ) از معادله ( $RYZ = RXZ * RYX$ ) (Ramsay and Huber, 1983) استفاده شد.



شکل ۳- A) تعیین محورهای بلند و کوتاه بلورهای آمفیبول برای نمونه (bb-28); B) تصویری نمادین از تعیین محورهای بلند و کوتاه بلورهای آمفیبول برای نمونه (bb-28); C) محاسبه مقادیر استرین زمین‌ساختی در صفحه اصلی XZ بیضوی استرین برای نمونه (bb-28).

Figure 3. A) Determination of long and short axes of the amphibole crystals for sample bb-28; B) a large view of determining the long and short axes of amphibole crystals for sample bb-28; C) calculating the tectonic strain values in the XZ main plane of the strain ellipsoid for sample bb-28.

### ۴- سنگ‌نگاری

است (شکل ۵ - A و B). بودین‌های منحنی به‌عنوان بودین بدون لغزش معرفی می‌شوند (Goscombe et al., 2004). دگرشکلی‌هایی با برش ساده و محض وجود بودین‌های منحنی را توجیه می‌کند. این نوع بودین در ارتباط با حرکات برشی ساده ناهم‌محور تشکیل می‌شود (Goscombe et al. 2004).

کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، تیتانیت در نمونه‌های آمفیبولیت منطقه گلپایگان - مونه دیده شدند (شکل ۴ - A و B). بافت گرانوبلاستی، نماتوبلاستی و پویی کیلیتیک در این نمونه‌ها بافت چیره می‌باشند. حالت نواری شدن در بیشتر نمونه‌ها در مقطع نازک دیده شدند (شکل ۴ - C). بلورهای آمفیبول دگرشکلی درون بلوری و بلورهای پلاژیوکلاز ماکل مکانیکی، مرزهای دنداندار و حالت کینگینگ را نشان می‌دهند (شکل ۴ - D). به‌طور کلی بر مبنای شدت فولیاسیون می‌توان آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه رو به چهار گروه آمفیبولیت توده‌ای (بدون فولیاسیون)، گنیس - آمفیبولیت ضعیف، گنیس - آمفیبولیت متوسط و گنیس - آمفیبولیت قوی تقسیم کرد.

### ۵- بررسی ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی

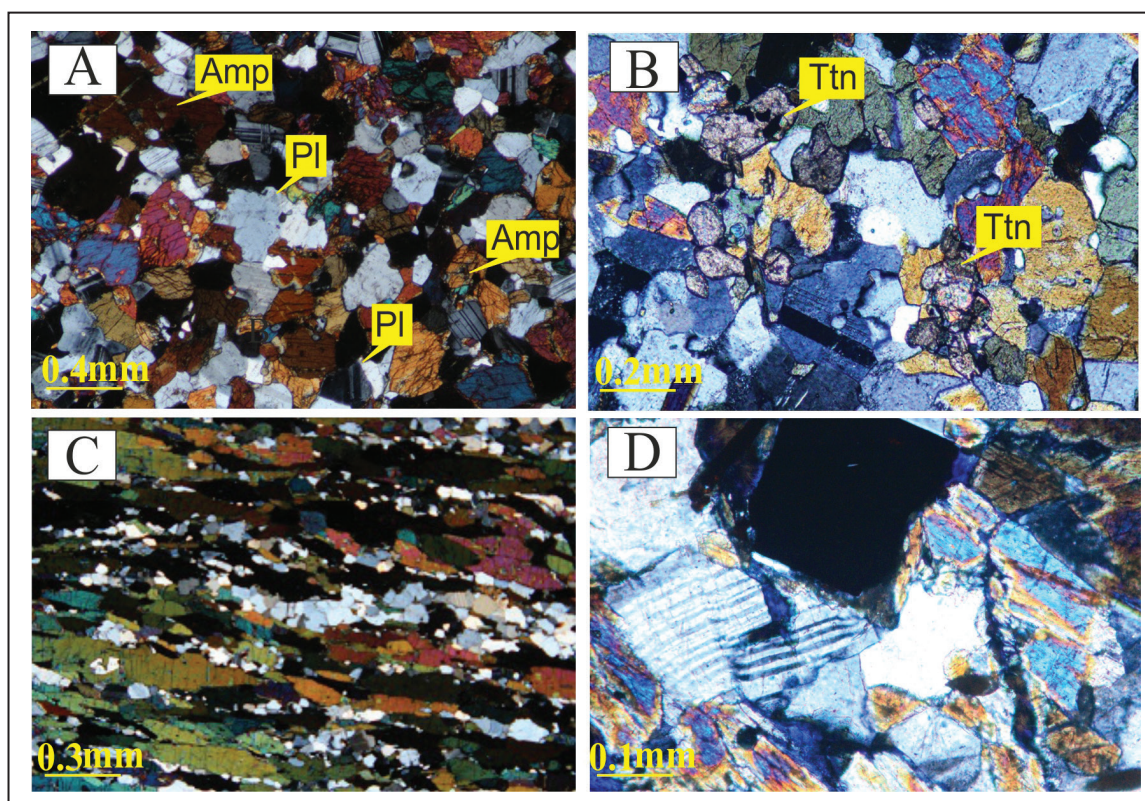
#### ۵-۱- بودین و بودیناز

بودین‌ها از نظر هندسی خطی - منحنی و عدسی شکل بوده و یک کشیدگی همسو در سطح بین بودین‌ها دیده می‌شود که بودین منحنی و عدسی شکل با جهت راست‌بر با میانگین امتداد کشیدگی ۵۵ درجه در شمال باختر منطقه مورد مطالعاتی قابل مشاهده

بودین‌های نامتقارن از نوع S و Z یکی از مهم‌ترین آثار دگرشکلی قابل دیدن در شمال باختر منطقه مورد مطالعه است. چین‌های Z شکل جهت برش راست‌بر با امتداد میانگین ۴۰ درجه را در شمال باختر منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل ۵ - D).

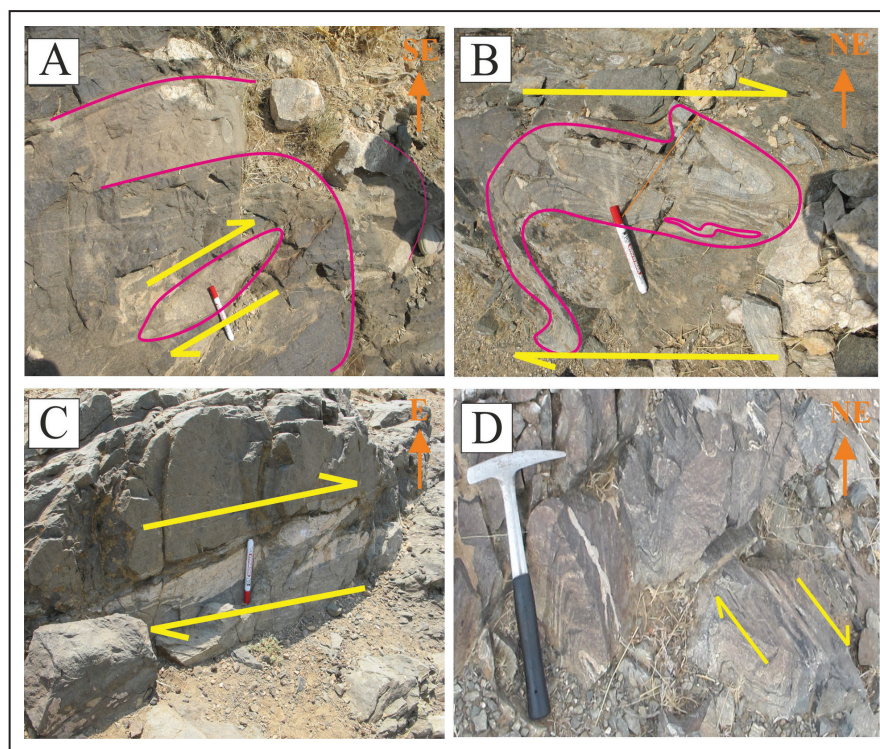
#### ۵-۳- چین شکنجی

چین‌های کششی نامتقارن از نوع S و Z



شکل ۴- (A) بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه‌های آمفیبولیتی، XPL؛ (B) بلورهای تیتانیت در نمونه‌های آمفیبولیتی، XPL؛ (C) حالت نواری در مقاطع نازک نمونه‌های مورد مطالعه، XPL؛ (D) کینگ شدن در بلورهای پلاژیوکلاز Amp. XPL= آمفیبول، Pl= پلاژیوکلاز، Ttn= تیتانیت (Whitney and Evan, 2010).

Figure 4. A) Plagioclase and amphibole crystals in amphibolitic samples, XPL; B) Titanite crystals in amphibolitic samples, XPL; C) strip feature in the thin sections of the samples, XPL; D) kinking in plagioclase crystals, XPL. Amp = amphibole, Pl = plagioclase, Ttn = titanite (Whitney and Evan, 2010).



شکل ۵- (A و B) نمایی از بودین‌های منحنی و عدسی شکل؛ (C) چین‌های نامتقارن Z؛ (D) چین شکنجی.

Figure 5. A and B) View of curved and lenticular boudins; C) Asymmetric Z folds; D) kink fold folds

#### ۴-۵- بررسی ساختارهای ماهی‌شکل

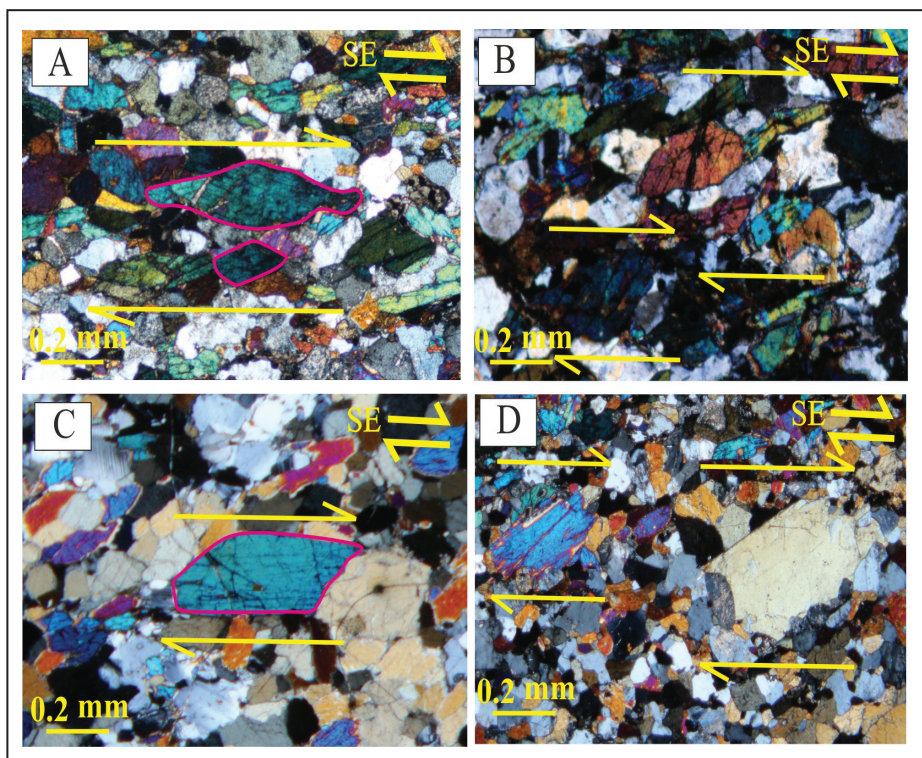
بلورهای ماهی‌شکل معمول‌ترین نشانگر سوی برش شکل‌پذیر در پهنه برشی در مقیاس میکروسکوپی هستند. در میلویت‌ها بلورهای ماهی‌گون پورفیروکلاست منفرد لوزی شکل و عدسی شکل کشیده هستند (Passchier and Trouw, 2005). در مقاطع نازک مورد مطالعه آمفیبول‌ها شکل ماهی از خود نشان می‌دهند. براساس تقسیم‌بندی ریخت‌شناسی ساختارهای ماهی‌شکل (Grotenhuis et al., 2003)، در این پهنه برشی بلورهای ماهی‌گون گروه ۱ تا ۵ و با سوی برش راست‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۶- A، B، C، D).

#### ۵-۵- ریزساختارهای حاصل از کشش

در تعدادی از مقاطع نازک بلورهای پورفیروکلاست آمفیبول و در طول چرخش جدا شده‌اند و تشکیل ریزساختارهای ۷ شکل حاصل از کشش داده‌اند (شکل ۷- A).

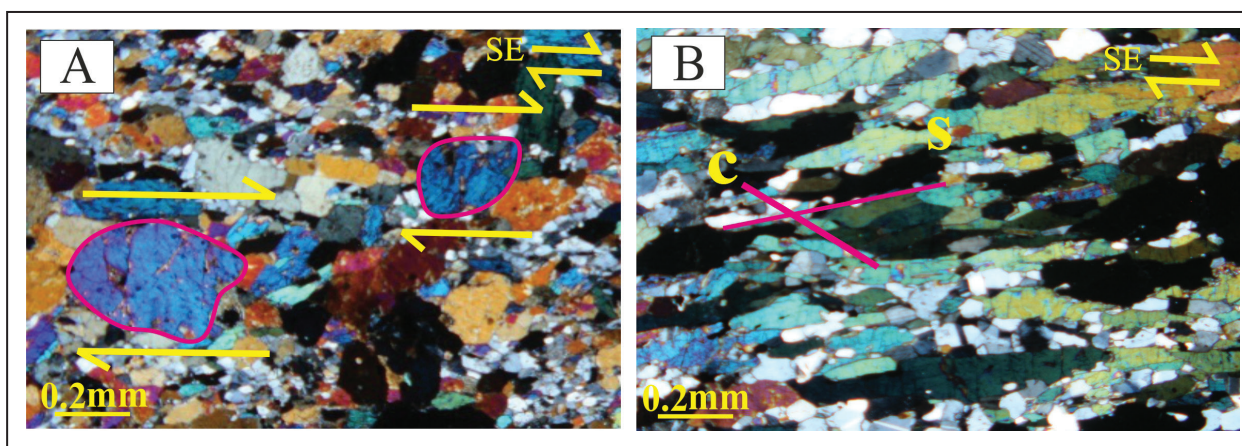
#### ۵-۶- ساختار S-C

در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر ساختار S-C از مهم‌ترین نشان‌گرهای سوی برش است. این ساختارها در مقیاس میکروسکوپی در مقاطع نازک نمونه‌های مورد مطالعه با سوی راست‌بر قابل مشاهده است (شکل ۷- B).



شکل ۶- تقسیم‌بندی آمفیبول ماهی‌ها (Ten Grotenhuis et al., 2003) با سوی برش راست‌بر در ناحیه شمال گلپایگان، نور XPL. (A) نوع یک، XPL؛ (B) نوع ۵ و ۲، XPL؛ (C) نوع ۳، XPL؛ (D) نوع ۴، XPL.

Figure 6. Amphibole classification of fishes (Ten Grotenhuis et al., 2003) with a dextral sense in the north of Golpayegan, XPL. A) type 1, XPL; B) type 5 and 2, XPL; C) type 3, XPL; D) type 4, XPL.



شکل ۷- (A) ساختار V، XPL؛ (B) ساختار S-C، XPL.

Figure 7. A) V-shaped structure, XPL; B) S-C structure, XPL.

## ۶- بحث

### ۶-۱- تحلیل سه‌بعدی استرین

استرین محدوده در میدان فشارشی ( $K > 1$ ) قرار می‌گیرند و ویژگی‌های تغییر شکل تکنونیت‌های LS را تایید می‌کند.

مقدار  $\epsilon$  جهت تعیین نوع میلونیت در بلورهای منطقه نیز با استفاده از رابطه یک برآورده شده است (جدول ۲). بر این مبنا میلونیت به سه نوع طبقه‌بندی شد که شامل بازه‌های استرین  $\epsilon = 0-1$  (پروتومیلونیت)،  $\epsilon = 1-2.5$  (میلونیت)، و  $\epsilon > 2.5$  (اولترامیلونیت) است (Vitale and Mazzoli, 2009).

$$\epsilon = \left( \frac{1}{3} \right)^{\frac{1}{2}} \times \left\{ \left( \ln \left( R_{xz} \right) \right)^2 + \left( \ln \left( R_{yz} \right) \right)^2 + \left( \ln \left( R_{xy} \right) \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad ۱ \text{ رابطه}$$

نمونه‌های آمفیولیت‌های مورد مطالعه محدوده پروتومیلونیت را (جدول ۱) نشان می‌دهند. پارامتر D اندازه‌گیری شده، تغییرات شدت استرین (0.84-1.02) را در مکان‌های مختلف ناحیه تغییر شکل (یعنی تقسیم‌بندی استرین) نشان می‌دهد (جدول ۱). چنین تقسیم‌بندی استرین یک مشخصه بسیار رایج در نواحی مناطق فشارشی است.

برای نمایش استرین سه بعدی به‌طور عمومی از نمودار فیلین استفاده می‌شود که روشی ساده برای بررسی و تحلیل شکل بیضوی استرین است (Lisle, 1985). در نمودار فیلین شکل بیضی استرین با K و شدت استرین با D نمایش داده شده است (Lisle, 1985). روی محور افقی این نمودار  $k=0$  و روی محور عمودی آن  $k=2$  است. همچنین خطی که با زاویه ۴۵ درجه در میان این دو محور قرار می‌گیرد؛ منطبق با  $k=1$  است و بیضوی‌های استرین با شکل کشیده را که گاه به آن‌ها بیضوی‌های دوکی شکل هم گفته می‌شود؛ از بیضوی‌های استرین با شکل پخ که به آن‌ها بیضوی‌های کلوچه‌ای شکل نیز گفته می‌شود؛ جدا می‌کند. روی این نمودار افزون بر متغیر  $k$ ، متغیر D را نیز می‌توان به دست آورد. با محاسبه این متغیر می‌توان شدت استرین را در نقاط مختلف منطقه بررسی کرد. با استفاده از داده‌های جدول ۱ مقادیر نسبت استرین در صفحات X/Y و Y/Z مربوط به هر کدام از نمونه‌ها روی نمودار فیلین پیاده شدند (شکل ۸). با استفاده از نمودار فیلین مقادیر K و D برای نمونه‌های جهت‌دار ناحیه به دست آمد (جدول‌های ۱ و ۲) که نشان می‌دهد که بیشتر داده‌های

جدول ۱- نسبت‌های استرین در صفحات XY, XZ, YZ بیضوی استرین که برپایه روش فرای به‌دست آمده است (Lisle, 1985).

Table 1. Strain ratios in the planes YZ, XZ, XY, and ellipse of strain were obtained based on Fry's method (Lisle, 1985).

| Lithology   | Sample no. | Fry's method |        |        |      |
|-------------|------------|--------------|--------|--------|------|
|             |            | RS-X/Z       | RS-Y/Z | RS-X/Y | K    |
| Amphibolite | bb-8       | 1.75         | 1.79   | 1.65   | 0.83 |
| Amphibolite | bb-19      | 1.8          | 1.32   | 1.78   | 2.44 |
| Amphibolite | bb-15      | 1.79         | 1.2    | 1.76   | 3.8  |
| Amphibolite | Bb-23      | 1.77         | 1.1    | 1.83   | 8.3  |
| Amphibolite | bb-28      | 1.79         | 1.28   | 1.8    | 2.86 |

$$K = R_{xy} - 1 / R_{yz} - 1$$

جدول ۲- مقادیر D, K، عدد تاوایی (WK)، نوع میلونیتی شدن ( $\epsilon$ )، مقدار برگوارگی اندازه‌گیری شده ( $\beta$ ).

Table 2. Values of D, K, vorticity number (WK), type of mylonitization ( $\epsilon$ ), the measured amount of foliation ( $\beta$ )

| Lithology   | Sample no. | D    | V        | $\epsilon$ | $\beta / ^\circ$ | Wk avg. |
|-------------|------------|------|----------|------------|------------------|---------|
| Amphibolite | bb-8       | 1.02 | 0.097222 | 1.05       | 65               | 0.77    |
| Amphibolite | bb-19      | 0.84 | -0.41818 | 0.98       | 77               | 0.60    |
| Amphibolite | bb-15      | 0.88 | -0.58333 | 0.94       | 58               | 0.89    |
| Amphibolite | Bb-23      | 0.88 | -0.78495 | 0.92       | 56               | 0.93    |
| Amphibolite | bb-28      | 0.85 | -0.48148 | 0.97       | 68               | 0.69    |

$$D = \{(R_{xy}-1)^2 + (R_{yz}-1)^2\}^{0.5}$$

$$V = 1 - K / 1 + K$$

### ۶-۲- تحلیل تاوایی

تاوایی از روش‌های نوین و ارزشمند است که پاسخگو ابهامات موجود در مطالعات ساختاری و زمین‌ساختی است (Ramsay and Huber, 1983; Xypolias, 2009; Fossen, 2016).

اگر مقادیر  $R_{xz}$  و زاویه  $\Theta$  مشخص باشند؛ می‌توان با استفاده از رابطه یک با نمودار ترسیمی استرین در صفحه xz در برابر زاویه  $\Theta$  مقدار تاوایی را به‌دست آورد (Xypolias, 2010). دگرشکلی که در آن برش محض مولفه چیره باشد تغییر متغیر تاوایی بین ۰ تا ۰/۳ است و در آن برش ساده کم‌تر از ۲۰ درصد نقش دارد.

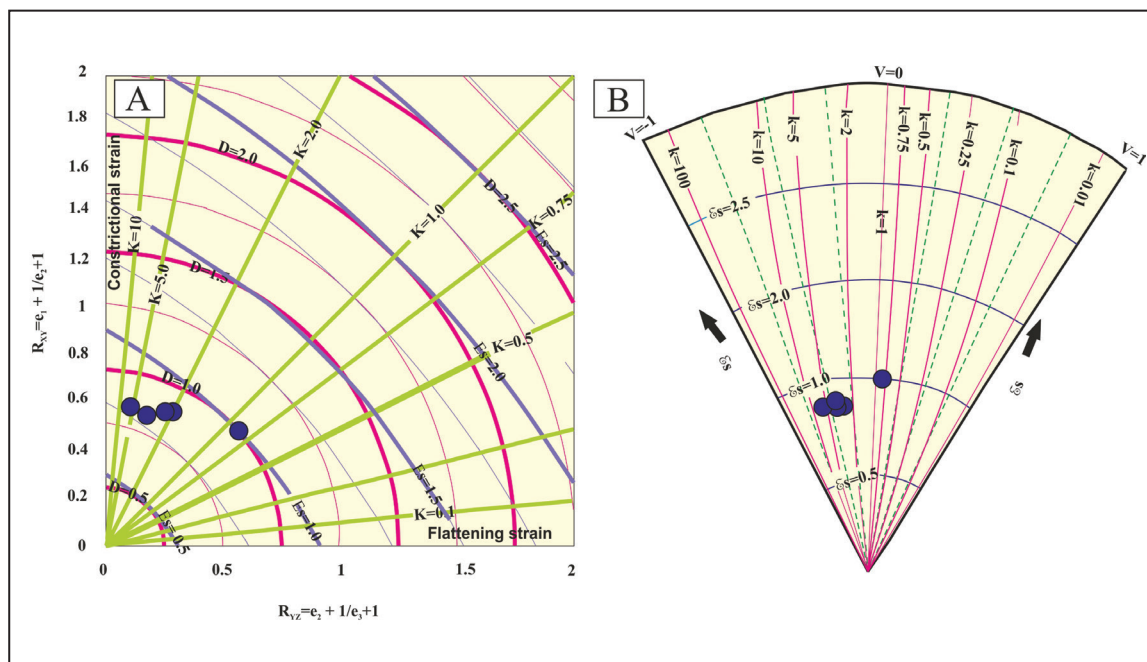
دگرشکلی طبیعی به‌طور معمول درون پهنه‌های برش با پهنای چند سانتی‌متر تا چند کیلومتر متمرکز می‌شود. بررسی کینماتیک جریان در این پهنه‌ها با بررسی بافت و ساختار سنگ‌های دگرشکل‌شده امکان‌پذیر است. تحلیل کمی تاوایی در سنگ‌های با دگرشکلی طبیعی برای مطالعه جنبش‌شناسی جریان در پهنه‌های برشی ضروری است و می‌توان آن را با روش‌های مختلف برآورد کرد (Xypolias, 2010). تاوایی، میزان ناهم محوری دگرشکلی و به عبارت دیگر نسبت برش ساده به برش محض موثر بر دگرشکلی را بیان می‌کند (Ramsay and Wood, 1973). تحلیل

طبق معادله دوم تعیین شد.

رابطه ۲)

$$WK = \sin\left\{\tan^{-1}(\sin(2\theta)) / (R_s + 1)(R_s - 1) - \cos(2\theta)\right\} \times (R_s + 1)(R_s - 1)$$

در مقابل دگرشکلی که در آن برش ساده مولفه چیره است تاوایی دارای مقادیری بزرگتر از ۹۰٪ می‌باشد و در آن برش ساده بیش‌تر از ۸۵ درصد نقش ایفا می‌کند. مقادیر تاوایی بین ۰/۳ تا ۰/۹۵ نشان دهنده جریان استرین عمومی می‌باشد (شکل ۸- A). مقادیر عدد تاوایی بر روی صفحه XZ بیضوی استرین برای هر نمونه



شکل ۸- A و B) نسبت متوسط ابعاد بلورهای آمفیبول در سطوح بیضوی استرین در نمودار فیلین.

Figure 8. A and B) The average aspect ratio of amphibole crystals in the ellipsoid surfaces of Strains in Philin's diagram

مورد بررسی است (شکل ۹- C).

رابطه ۳

$$S = \left\{ \left( \frac{1}{2} (1 - WK^2) \right)^{\frac{1}{2}} \times \left( (R_{xz}) + (R_{xz})^{-1} + 2 \times \left( \frac{1 + WK^2}{1 - WK^2} \right)^{\frac{1}{2}} + (R_{xz} + (R_{xz})^{-1} - 2) \right) \right\}^{-1}$$

تکوین ساختاری پهنه سندانج-سیرجان توسط دو مدل پیشنهاد شده است. مدل اول به مدل ستر پسته شهرت دارد. در این مدل گسل‌های ژرف و پی‌سنگ به‌عنوان خاستگاه معرفی شده‌اند (صدر و همکاران، ۱۳۸۹). یکی از ویژگی‌های این مدل کوتاه‌شدگی در سنگ‌ها و ساختارهای شکل‌پذیر گسلی سنگ‌ها است. فعالیت دوباره گسل‌های ژرف در مراحل پیشین در یک رژیم کششی دگرشکلی سبب ظهور پی سنگ شده است. سیستم‌های راندگی در این پهنه بیشتر از نوع فلسی یا دوپلکس است (برای مثال، Agard et al., 2009; Mohajjel et al., 2003). دوم به مدل نازک پوسته معروف است. در این مدل صفحات راندگی نازک و کم شیب با رفتار شکل‌پذیر و شکننده عامل تکوین و توسعه پهنه سندانج-سیرجان معرفی شده‌اند (Alavi, 1980; Alavi, 1994; Alavi & Mahdavi, 1994). صفحات راندگی پیچیده بر اثر سیستم راندگی، ساخت‌های پیشین خود را بریده و جابه‌جا می‌نمایند. راندگی اصلی زاگرس از مجموعه راندگی‌هایی با شیب کم تشکیل شده است (Alavi, 1980; 1994).

ریزساختارهای نامتقارن مانند ماهی آمفیبول، بافت‌های S/C، ساختارهای حاصل از کشش در نواحی برشی موت-گلپایگان جهت برش راست‌بر نشان می‌دهند که مشابه جهت برش بیشتر نقاط پهنه سندانج-سیرجان است. میانگین میل

به وسیله این معادله مقادیر عدد تاوایی ( $0.6 < wk < 0.93$ ) محاسبه شد که منعکس‌کننده استرین عمومی که خود بیانگر یک رژیم فشارشی در منطقه مورد مطالعه است. تحلیل تاوایی در آمفیبولیت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده برش عمومی می‌باشد که در آن هر دو مولفه برش محض و ساده بصورت ترکیبی عمل کرده است. مطالعات استرین نهایی و تاوایی می‌تواند نشان‌دهنده ماهیت جریان دگرشکلی در منطقه باشد. بررسی سه بعدی بیضوی استرین حاصل از داده‌های موجود بر روی دیاگرام فیلین در محدوده مورد مطالعه نشان‌دهنده تغییرات شکل بیضوی استرین سه بعدی به‌صورت بیضی کشیده سه محوری می‌باشد (شکل ۹- A و B). مقادیر WK تأیید می‌کند که ناحیه تحت تاثیر تغییر شکل عمومی با ۴۲٪ > برش ساده > ۷۴٪ و ۲۶٪ > برش خالص > ۵۸٪ (برش محض) قرار گرفته است (شکل ۹- A و B).

$$K = \left( \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1} \right)$$

$$D = \left\{ \left( R_{xy} - 1 \right)^2 + \left( R_{yz} - 1 \right)^2 \right\}^{0.5}$$

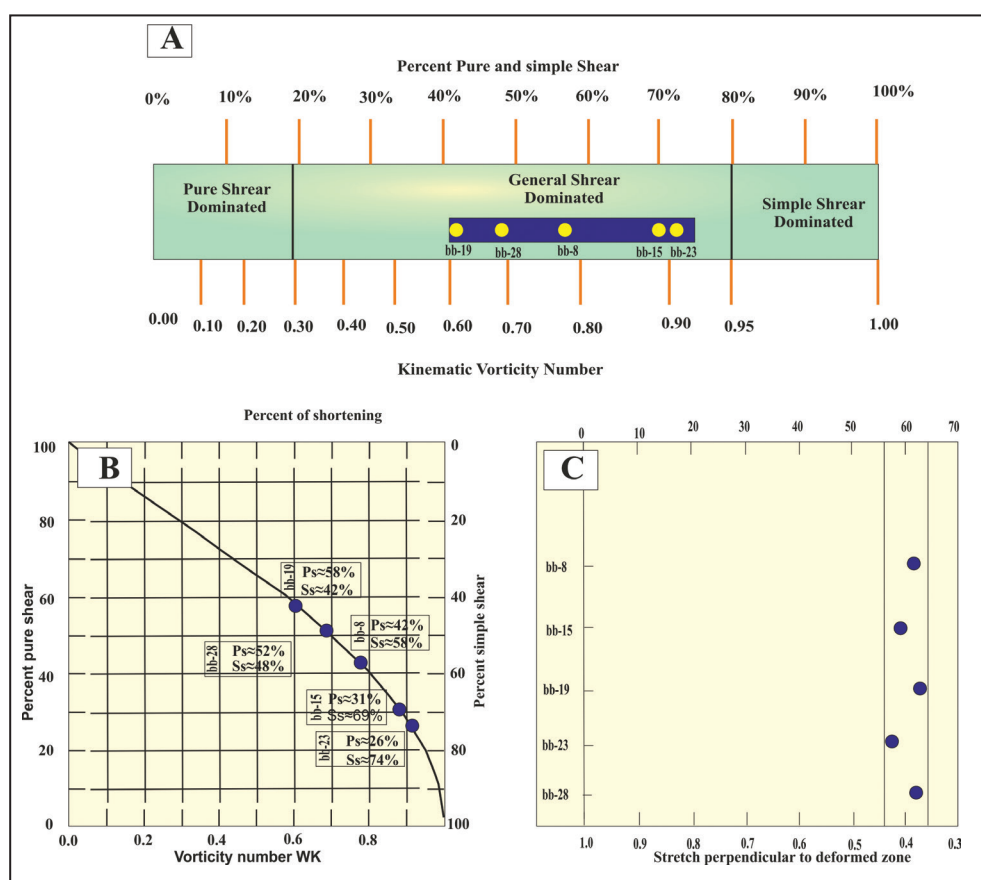
$$V = 1 - K / 1 + K$$

### ۳-۶- کوتاه‌شدگی

با توجه به نزدیکی پهنه سندانج-سیرجان به پیشانی دگرشکلی، کوتاه‌شدگی پوسته‌ای در ارتباط با فرورانش و برخورد قاره‌ای در ناحیه مورد مطالعه میزان قابل توجهی را نشان می‌دهد. مقادیر کوتاه‌شدگی بر اساس روش والیس به موازات صفحه XZ بیضوی استرین نهایی برای نمونه‌ها اندازه‌گیری شد (رابطه ۳، Wallis, 1992)، نتایج شان‌دهنده میزان کوتاه‌شدگی در محدوده ۵۵٪ تا ۶۵٪ در منطقه

خطوارگی‌ها و امتداد بر گوارگی‌های اندازه‌گیری شده در منطقه مورد مطالعه مشابه (شکل ۲- B) است که با مدل فروانش سطح کرتاسه همراه با فشرده‌سازی منطقه‌ای پیشنهاد شده توسط وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) تبعیت می‌کند. میلونیت‌های منطقه برشی به سه نوع طبقه‌بندی شد که شامل بازه‌های استرین  $\epsilon = 0-1$  (پروتومیلونیت)،  $\epsilon = 1-2.5$  (میلونیت)، و  $\epsilon > 2.5$  (اولترامیلونیت) است (Vitale and Mazzoli, 2009). نمونه‌های آفیبولیت‌های مورد مطالعه محدوده پروتومیلونیت (جدول ۱) نشان می‌دهند. نمودار از مقادیر  $R_{xy}$  در برابر  $R_{yz}$  نمونه‌های آفیبولیت‌های مورد مطالعه (شکل ۸) نشان می‌دهد که بیشتر داده‌های استرین محدود در میدان فشارشی ( $K > 1$ ) قرار می‌گیرند. ویژگی‌های تغییر شکل تکنونیت‌های LS را تایید می‌کند. متغیر D اندازه‌گیری شده، تغییرات شدت استرین ( $0.84-1.02$ ) را در مکان‌های مختلف ناحیه تغییر شکل (یعنی تقسیم‌بندی استرین) نشان می‌دهد (جدول ۱). چنین تقسیم‌بندی استرینی یک مشخصه بسیار رایج در نواحی مناطق فشارشی است. عدد تاوایی به‌دست آمده ( $0.93-0.60$ ) منعکس‌کننده جریان عمومی که خود بیانگر یک رژیم فشارشی در منطقه مورد مطالعه است. این مقادیر WK تایید می‌کند که ناحیه تغییر شکل تحت‌تأثیر تغییر شکل فشاری با  $> 42\%$  برش ساده و  $> 26\%$  برش خالص  $> 58\%$  (برش محض) قرار گرفته است (شکل ۹- A و B).

تغییر شکل فشاری ناشی از برخورد بین قاره آفریقا-عربی و خرد قاره ایران در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با استفاده از استرین سنج‌های مختلف از جمله LPO کوارتز (Sarkarinejad et al., 2017; Faghih and Sarkarinejad, 2011; Samani, 2013 and 2017; Behyari and Shahbazi, 2019)، چین‌های نامتقارن (Sarkarinejad and Keshavarz, 2014) بر گوارگی و خطوارگی مزوسکوپی



شکل ۹- A و B) محاسبه مقادیر مولفه‌های برش محض و برش ساده؛ C) تابع تصویر کوتاه‌شدگی پوسته‌ای نمونه‌های مورد مطالعه.

Figure 9. A and B) calculation of pure shear and simple shear components. P. The image function of crustal shortening of the samples.

## ۷- نتیجه‌گیری

نتایج مشاهدات صحرایی، ریزساختاری و تحلیل استرین نهایی در منطقه ماته-گلپایگان شامل:

۱- ریزساختارهای نامتقارن مانند ماهی آمفیبول، بافت‌های S/C و ریزساختارهای حاصل از کشش جهت برش راست بر نشان می‌دهند که مشابه جهت برش بیشتر نقاط پهنه سندنج-سیرجان است.

۲- نمونه‌های آمفیبولیت‌های مورد مطالعه محدوده پروتومیلونیت را نشان می‌دهند.

۳- بیشتر داده‌های استرین محدود در میدان فشارشی ( $K > 1$ ) قرار می‌گیرند. ویژگی‌های تغییر شکل تکنیت‌های LS را تایید می‌کند.

۴- پارامتر D اندازه‌گیری شده، تغییرات شدت استرین (0.84-1.02) را نشان می‌دهد که یک مشخصه بسیار رایج در نواحی مناطق فشارشی است.

## کتاب‌نگاری

- صادقی، ش.، یساقی، ع. و فتح‌الهی، م.، ۱۳۹۲، تحلیل ساختاری گسل اصلی جوان زاگرس و ارتباط آن با گسل وارون اصلی زاگرس در کردستان، فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۲، شماره ۸۸، صفحه ۴۱-۵۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2013.53639>.
- صدر، ا.، محجل، م.، و یساقی، ع.، ۱۳۸۹، تحلیل ساختاری پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر الیگودرز. فصلنامه علوم زمین، ۱۹ (۷۶)، ۱۴۹-۱۵۸.
- هاشمی، م.، داویدیان‌دهکردی، ع.، شبانین‌بروجنی، ن. و عزیزی، ح.، ۱۳۹۸، بررسی سنگ‌نگاری پاراگنیس‌های شمال شرق گلپایگان: میگماتیته شدن و شواهد دگرگونی پسروده. بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۲۷ (۱)، ۱۷۹-۱۹۰.

## References

- Aflaki, M., Shabanian, E., Davoodi, Z., and Mohajjel, M., 2017. Reactivation versus reworking of the active continental margin during the Zagros collision: Mahallat-Muteh-Laybid complexes, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 107, pp.1-19. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.03.001>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence History across Zagros, Iran; Constraints from Collisional and Earlier Deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401-419. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. and Burov, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 53-79. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.002>.
- Alavi, M. and Mahdavi, M.A., 1994. Stratigraphy and structures of the Nahavand region in western Iran, and their implications for the Zagros tectonics. *Geological Magazine*, 131(1), 43-47. <https://doi.org/10.1017/S0016756800010475>.
- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, *Geology*, 8, 144-149.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American mineralogist*, 80 (5-6), pp.549-559.
- Babaahmadi, A., Mohajjel, M., Eftekhari, A., and Davoudian, A.R., 2012. An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj-Sirjan Zone. *J. Asian Earth Sci.* 43, 77-88. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2011.08.012>.
- Behyari, M., and Shahbazi, M., 2019. Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): implications for Neo-Tethys post-collision events. *J. Struct. Geol.* 126, 198-209. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.06.002>.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-163>.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. 40Ar/39Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. *Gondwana Research*, 37, pp.216-240. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013>.
- Davoudian, A.R., Hamedani, A., Shabanian, N., and Mackizadeh, M.A., 2007. Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, pp.117-129. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2007/0085>.

- Faghih, A., and Sarkarinejad, K., 2011. Kinematics of rock flow and fabric development associated with shear deformation within the Zagros transpression zone, Iran. *Geol. Mag.* 148, 1009–1017. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000276>.
- Forte, A.M., and Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis. *J. Struct. Geol.* 29, 983–1001. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.01.006>.
- Fossen, H., 2016. *Structural geology* second edition, Cambridge University Press, 520 p.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., and Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of structural Geology*, 26(4), pp.739-763.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J. and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372(1-2), pp.1-21. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.015>.
- Hacker, B. R., and Christie, J. M., 1990. Brittle/ductile and plastic/cataclastic transition in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite. In A. G. Duba, W. B. Durham, J. W. Handin, & H. F. Wang (Eds.), *The brittle–ductile transition in rocks* (pp. 127–148). AGU Geophysical Monograph. <https://doi.org/10.1029/GM056p0127>.
- Hashemi, M., Davoudian D. A., Shabanian B. N., and Azizi, H., 2019. *Petrographical study of paragneisses in Northeast of Golpayegan: migmatization and evidences of retrograde metamorphism. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(1), pp.179-190. <http://ijcm.ir/article-1-1234-en.html>. (In Persian)
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35(3), 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., and Tavarnerelli, E., 2004. Inclined transpression. *J. Struct. Geol.* 26, 1531–1548. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.01.004>.
- keshavarz, S., and Faghih, A., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *Int. J. Earth Sci.* 109, 421–438. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01812-9>.
- Ko, B., and Jung, H., 2015. Crystal preferred orientation of an amphibole experimentally deformed by simple shear. *Nature communications*, 6(1), p.6586. <https://doi.org/10.1038/ncomms7586>.
- Law, R.D., Searle, M.P., and Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the greater himalayan slab, everest massif, Tibet. *J. Geol. Soc.* 161, 305–320. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-047>.
- Lisle, R.J., 1985. *Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/Φ Technique*. Pergamon Press, New York, p. 99.
- Mansouri, S.M., Keshavarz, S., Shahpasandzadeh, M., and 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, p.104358. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104358>.
- McCall, G.J.H., 1985. In: *East Iran Project, Area no. 1, North Makran and South Baluchestan*, Geological Survey of Iran, Rep No, p. 57. <http://www.mindat.org/index.php>.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj Sirjan zone, western Iran. *J. Struct. Geol.* 22, 1125–1139.
- Mukherjee, S., 2013. *Deformation Microstructures in Rocks*. Springer, Berlin, 1–111. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7).
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *J. Asian Earth Sci.* 21, 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Monie, P., and Agard, P., 2009. Coeval blueschist exhumation along thousands of kilometers: Implications for subduction channel processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(7). Doi:10.1029/2009GC002428.
- Moosavi, E., Mohajjel, M., and Rashidnejad-Omran, N., 2014. Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: an example of strain partitioning during transpressional deformation in north Golpaygan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *J. Asian Earth Sci.* 94, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.07.003>.
- Moradi, A., Shabanian, N., Davoudian, A.R., Azizi, H., Santos, J.F. and Asahara, Y., 2020. Geochronology and petrogenesis of the Late Neoproterozoic granitic gneisses of Golpayegan metamorphic complex: a new respect for Cadomian crust in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *International Geology Review*, 64(10), 1450-1473. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1821251>.
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B. S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, eastern Iran: a result of latestage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen, *Economic Geology*, 101, 1497-1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>.
- Morrison-Smith, D.J., 1976. Transmission electron microscopy of experimentally deformed hornblende. *American Mineralogist*, 61(3-4), 272-280.

- Nadimi, A., and Nadimi, H., 2008. Exhumation of old rocks during the Zagros collision in the northwestern part of the Zagros Mountains, Iran. Investigations into the tectonics of the Tibetan Plateau. Geol. Soc. Am., Spec. Pap, 444, 105-122. DOI: 10.1130/2008.2444(07).
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A., 2005. Microtectonics. Springer Science & Business Media.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H., and Pique, A., 2002. Lithostratigraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran Méridional). Comptesrendus Géoscience, 334, 1185-1191. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01861-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01861-8).
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Strain Analysis, Academic Press, London, 307 p.
- Ramsay, J.G., and Wood, D.S., 1973. The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics, 16(3-4), 263-277. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90015-2).
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, New York.
- Saha, T., and Karmakar, S., 2015. Petrotectonic framework of granitoids and associated granulites at nagavalli shear zone (NSZ), eastern Ghats belt: evidence of a late transpression orogeny. J. Earth Syst. Sci. 124, 707-727. <https://doi.org/10.1007/s12040-015-0579-4>.
- Sadeghi, S., Storti, F., Yassaghi, A., Nestola, Y., and Cavozi, C., 2016. Experimental deformation partitioning in obliquely converging orogens with lateral variations of basal décollement rheology: Inferences for NW Zagros, Iran. Tectonophysics, 693, 223-238. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.014>.
- Sadeghi, S., Yassaghi, A., and Fathollahi, M., 2013. Structural Analysis of the Main Recent Fault and its Relation with The Main Zagros Reverse Fault in Kurdistan. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 22(88), 41-50. <https://doi.org/10.22071/gsj.2013.53639>. (In Persian)
- Sadr, A.H., Mohajjel, M., and Yasaghi, A., 2010. Structural Analysis of the Zagros Collision Zone, West Aligodarz. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 19(76), 149-158. <https://doi.org/10.22071/gsj.2010.55674>. (In Persian)
- Samani, B., 2013. Quartz c-axis evidence for deformation characteristics in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. J. Afr. Earth Sci. 81, 28-34. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.01.006>.
- Samani, B., 2017. Deformation flow analysis and symmetry of Goushti shear zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Iran Geopersia 7, 117-130. Doi: 10.22059/geope.2017.219333.648281.
- Sarkarinejad, K., and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology, 30(1), 116-136. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.10.001>.
- Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity flow analysis and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. J. Struct. Geol. 31, 691-706. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.003>.
- Sarkarinejad, K. and Keshavarz, S., 2014. Quantitative kinematic analysis of the asymmetric boudins of the Zagros accretionary prism, Iran. J. Geosci. 19, 415-430. <https://doi.org/10.1007/s12303-014-0049-z>.
- Sarkarinejad, K., Keshavarz, S., Faghih, A., Samani, B., 2017. Kinematic analysis of rock flow and deformation temperature of the Sirjan thrust sheet, Zagros Orogen, Iran. Geol. Mag. 154, 147-165. <https://doi.org/10.1017/S0016756815000941>.
- ShafieiBafti, Sh. and Mohajjel, M., 2015. Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Int. J. Earth Sci. 104, 587-601. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1106-6>.
- Sharifi, M., Noghreyan, M., Safaei, H., Noorbehesht, I., and Ahmadian, J., 2007. Classification of granitoids from the Golpaygan area on the basis of the tectonic setting. J. Appl. Sci. 7 (220), 3420-3430. <https://scialert.net/abstract/?doi=jas.2007.3420.3430>
- Sheikholeslami, M.R., Ghassemi, M.R., and Hassanzadeh, J., 2019. Tectonic evolution of the hinterland of the Zagros Orogen revealed from the deformation of the Golpaygan Metamorphic Complex, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 182, p.103929. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.103929>.
- Sheikholeslami, M.R., and Zamani-Pedram, M., 2005. Geological Map of Iran Sheet 6057- Mahallat, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Shelley, D., 1994. Spider texture and amphibole preferred orientations. Journal of Structural Geology, 16(5), 709-717. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90120-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90120-1).
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. Geological society, london, special publications, 173(1), 1-23.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics, 372(1-2), 1-21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00231-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00231-2).
- Tikoff, B., and Fossen, H., 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. Tectonophysics, 217(3-4), 267-283. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90010-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90010-H).

- Tiwari, S.K., Beniast, A., and Biswal, T.K., 2019. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India). *J. Struct. Geol.* 130 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103912>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3). <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Vitale, S., and Mazzoli, S., 2009. Finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: insights into 3-D coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning. *J. Struct. Geol.* 31, 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.10.011>.
- Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14(3), pp.271-280. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90085-B](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90085-B).
- Wallis, S.R., 1995. Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan. *J. Struct. Geol.* 17, 1077–1093. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00005-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00005-X).
- Wang, K., Liu, J., Yang, H., and Liang, S., 2019. Deformation of amphibolites from the Paleoproterozoic Liaohe Group, Liaodong Peninsula, China: Implications to the crustal structure of the Jiao-Liao-Ji mobile belt in the eastern block, North China Craton. *Geological Journal*, 54(2), 791-803. <https://doi.org/10.1002/gj.3469>.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), pp.185-187. Doi: 10.2138/am.2010.3371.
- Xypolias, P., 2009. Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites. *J. Struct. Geol.* 31, 3–10. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.09.009>.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *Journal of structural Geology*, 32(12), 2072-2092. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009>.
- Xypolias, P., Spanos, D., Chatzaras, V., Kokkalas, S., and Koukouvelas, I., 2010. Vorticity of flow in ductile thrust zones: examples from the attico-cycladic massif (internal Hellenides, Greece). *Geol. Soc. London, Special Publ.* 335, 687–714. Further reading. <https://doi.org/10.1144/SP335.28>.