

Research Article

## Study of deformation pattern and kinematic characteristics in the Gelmandeh metamorphic complex, Saghand region, Central Iran

Ali Faghih<sup>1\*</sup>, Marzieh Dehghan<sup>2</sup>, Seyedeh Saeedeh Sobhani<sup>3</sup>

1- Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

2- Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

3- Fars Education Organization, Shiraz, Iran

**Keywords:** *Gelmandeh metamorphic complex, Dynamic recrystallization, Kinematic vorticity number, Deformation regime*

### 1- Introduction

The concept of metamorphic core complex was expressed at the same time as the study of the Tertiary extensional tectonics of Cordillera. The metamorphic core complex has been identified as one of the most important structural styles of the lithospheric deformation in the several Phanerozoic orogenic belts. By definition, a metamorphic core complex consists of three basic structural components including low angle detachment shear zone and lower and upper plates comprising gneissic and nonmetamorphic rocks, respectively (Platt et al., 2015). The metamorphic core complexes form in orogenic belts, providing important opportunities to study low to mid crustal outcrops in areas affected by large-scale extension, uplift and erosion (Konstantinou et al., 2013). Structural and microstructural studies in shear zones help to understand the mechanisms of their formation and to reconstruct the deformation history (Xypolias, 2010).

The main objective of this research is to study the microstructural features of metamorphic rocks in the Gelmandeh metamorphic complex, Central Iran (Fig. 1) in order to reconstruct the kinematics of ductile deformation during formation of the complex. For this purpose, kinematic analysis including determining the shear direction, finite strain and vorticity and their variations in the Gelmandeh metamorphic complex was carried out to reconstruct the deformation conditions (i.e. depth, pressure and temperature).

### 2- Material and methods

In order to study the deformation induced microstructures and to determine the deformation parameters such as strain and vorticity, 9 mylonitic samples were selected from different parts of the Gelmandeh core complex along a NW-SE transect. Thin sections were cut in the XZ section of the strain ellipsoid (perpendicular to the foliation and parallel to the lineation) and were examined regarding mineralogy, petrofabric and kinematic characteristics.

The direction of movement in a shear zone is often determined parallel to the stretching lineation. However, the shear direction can be specified as dextral or sinistral. This can be determined using the kinematic indicators such as displaced layers or dykes or the curvature of the layers or foliations in a shear zone. The geometry of these structures in a deformation zone can be used to determine the sense of shear (Fossen, 2010).

\* Corresponding author: afaghih@shirazu.ac.ir

DOI:10.22055/AAG.2021.37039.2216

Received 2021-04-02

Accepted 2021-07-06

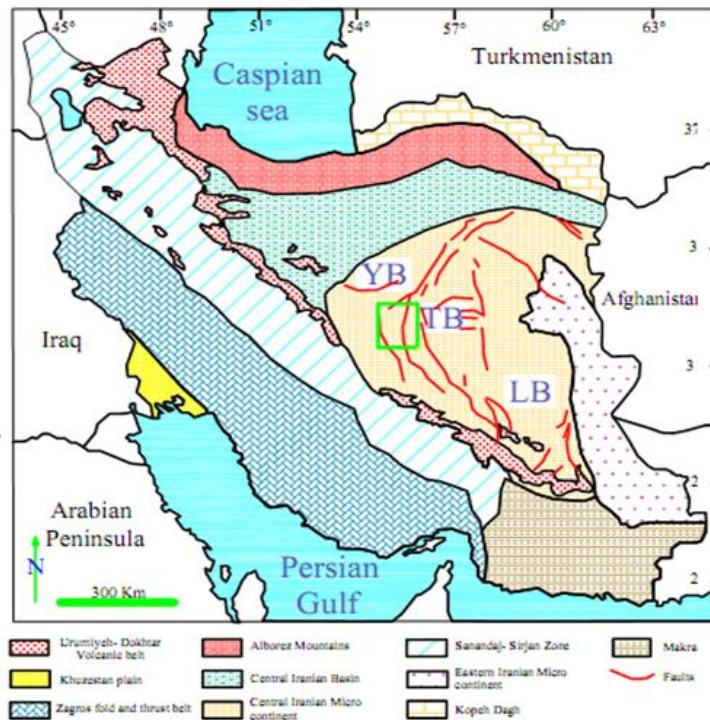


Fig. 1. Structural zones of Iran. The green rectangle shows the Kerman-Kashmat tectonic zone and location of the study area (Ramezani and Tucker, 2003).

The vorticity concept highlights the measurement of the internal rotation of the rigid grains in the matrix during deformation in a shear zone. This term is used to discuss fluid dynamics and is comparable to the rotation of a moving pedal during fluid flow. Assuming the existence of a steady state deformation, the value of the kinematic vorticity ( $W_k$ ) is introduced as  $0 \leq W_k \leq 1$ . For pure shear deformation,  $W_k = 0$  and for simple shear deformation  $W_k = 1$  (Fossen, 2010).

Recently, Jessup et al. (2007), after comparing different methods, introduced the rigid grain net (RGN) method as a graphical method for estimating the kinematic vorticity number (Fig. 2).

According to many studies, the type of dynamic recrystallization is related to the deformation temperature in mylonites (Passchier and Trouw, 2005). In this research, the deformation temperature was estimated based on the identification of different types of dynamic recrystallization regimes (e.g. bulging, subgrain rotation and grain boundary migration) of quartz and feldspar grains in the mylonites of the study area.

Several methods have been proposed for strain analysis by structural geologists (e.g. Ramsay and Huber, 1983). The  $RF/\Phi$  method is used to analysis the strain of objects that were originally spherical or elliptical. In this study, porphyroclasts have been used as strain markers via the software provided by Chew (2003).

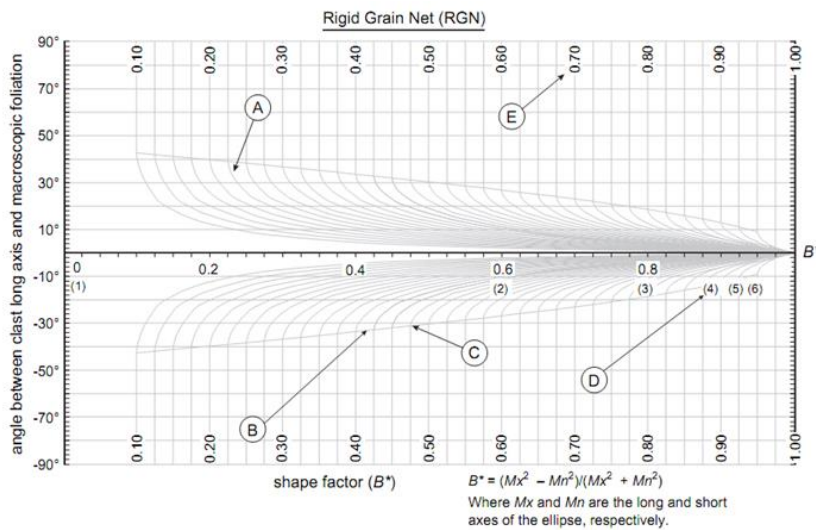


Fig. 2. A view of the graph used in the Rigid Grain Net method based on semi-hyperbolic (Jessup et al., 2007).

### 3- Results and discussions

Using rotated porphyroclasts and S-C structures, a top-to-the-NE sense of shear was identified during ductile deformation in the study area (Fig. 3).

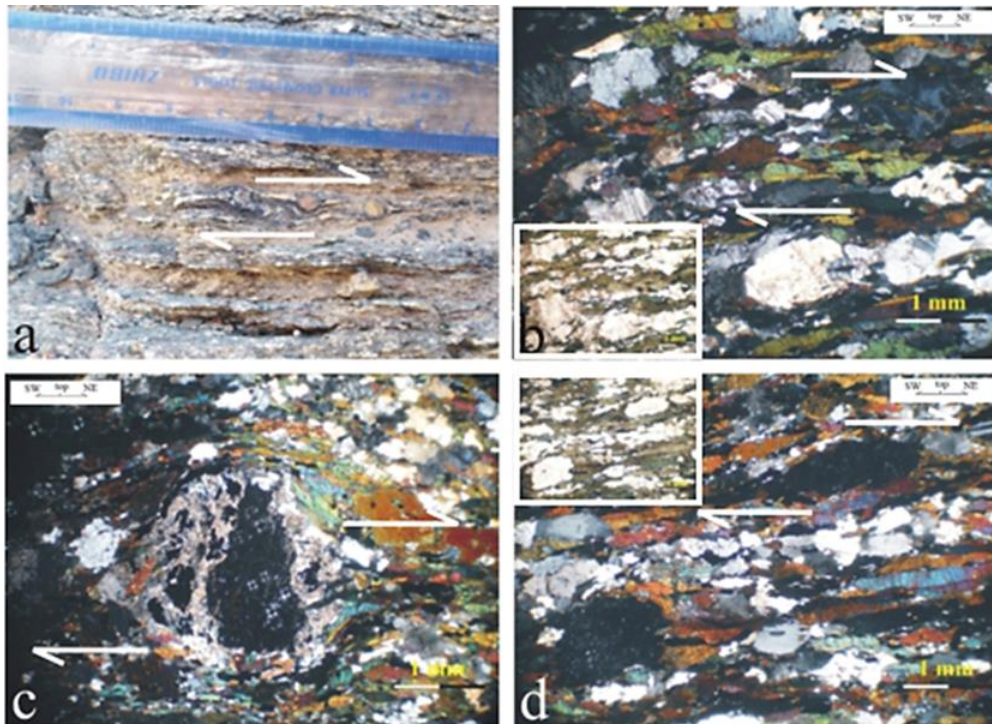


Fig. 3. (a) rotated porphyroclasts, (b)  $\delta$  structure in the center and rotated porphyroclasts, (c) garnet rotated porphyroclasts, and (d) microscopic photo of quartz ribbon. All these structures show Top-to-the NE sense of shear during ductile deformation in the Gelmandeh metamorphic complex.

Microscopic study of the deformed rocks revealed the presence of dynamic crystallization of grain boundary migration (GBM) type in quartz grains. This type of recrystallization shows a deformation temperature of more than 500 ° C in the Gelmandeh metamorphic complex. In feldspars grains of the mylonites, the bulging recrystallization (BLG) to a combination of bulging and sub-rotation (SR)



recrystallization are most common. Based on these data, the deformation temperature is estimated about 500 to 650 ° C in the Gelmandeh metamorphic complex equivalent to the amphibolite metamorphic facies (Fig. 4).

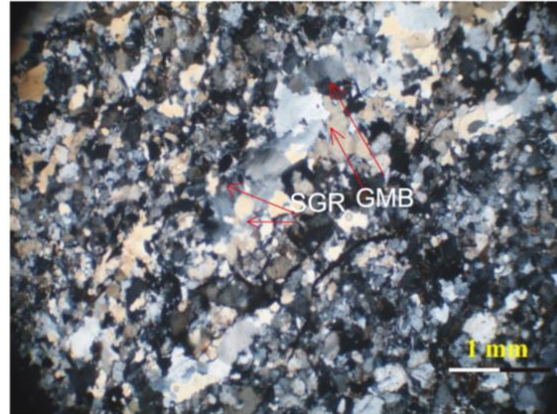


Fig. 4. Microscopic photo of mylonite showing recrystallization mechanism including grain boundary migration in quartz and bulging and subgrain rotation in feldspar.

The  $Rf/\Phi$  method was used to measure the amount of strain in the metamorphic rocks of the core complex. The results of strain measurements and the diagrams obtained from the software provided by Chew (2003) are shown in Fig. 5, in which the vertical axis is the angle  $\Phi$  and the horizontal axis is  $\ln Rf$ .

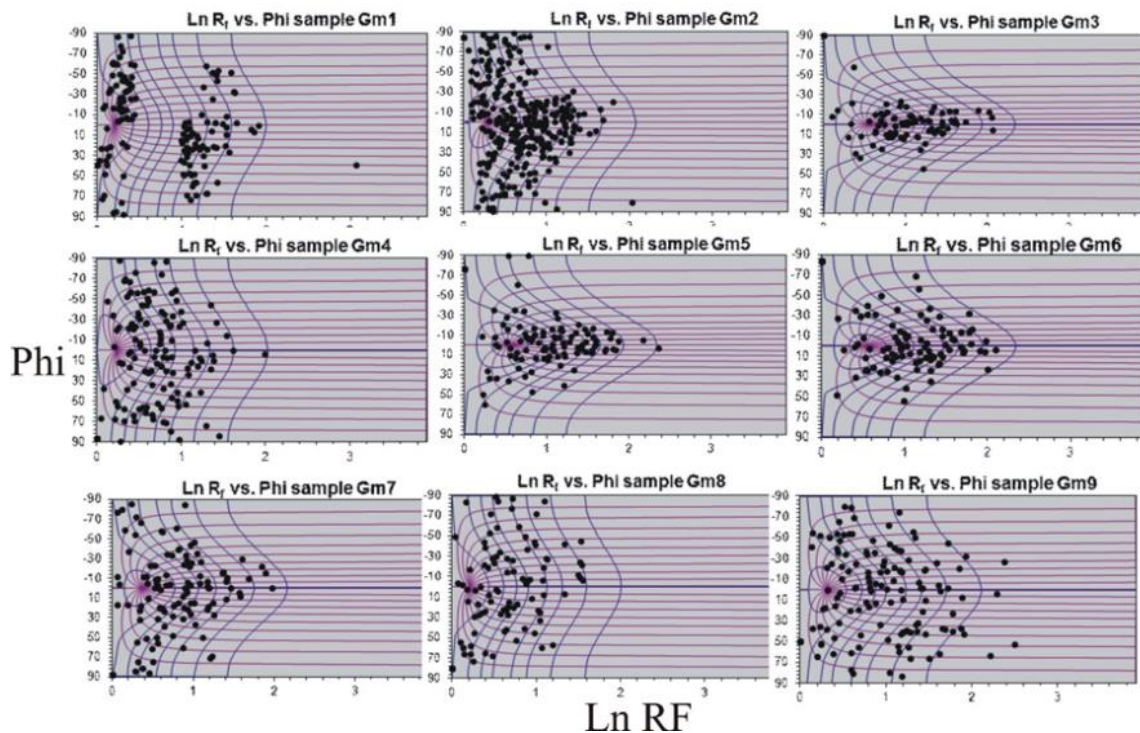


Fig. 5. Strain measurements based on the  $Rf/\Phi$  method on the XZ sections.

The results of vorticity measurements using RGN method are given in Fig. 6. The contribution of simple and pure shear components in the deformation of the Gelmandeh core complex was calculated according to the results of vorticity values using diagrams presented by Xypolias (2010) and Forte and Bailey (2007). Simple shear and pure shear contribution were 55% and 45%, respectively, which highlight the presence of general shear deformation regime in the study area.

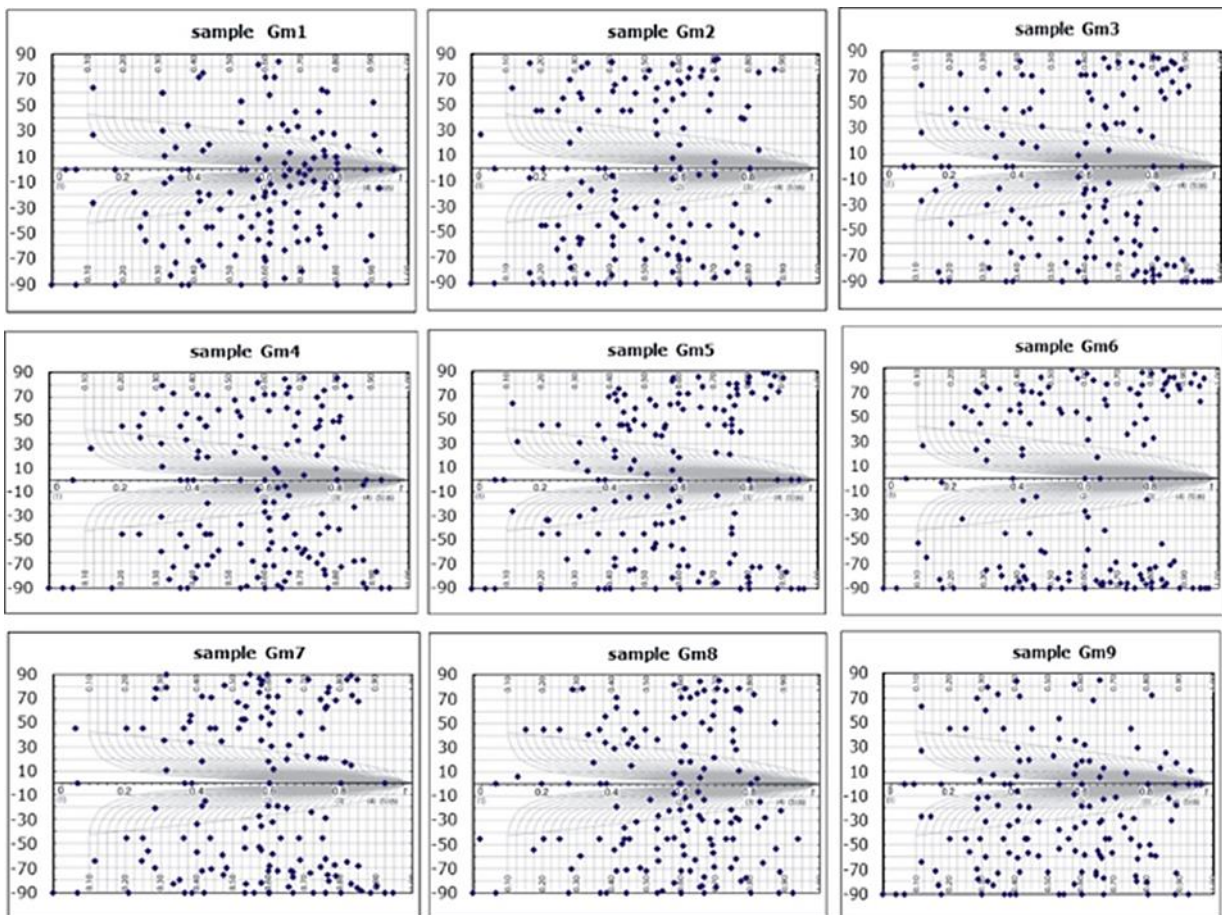


Fig. 6. Vorticity measurements in the RGN plots

#### 4- Conclusion

The Gelmandeh metamorphic complex is located in the Central East Iranian Microcontinent. In this research, structural and microstructural studies have been performed to determine the nature of the deformation in the Gelmandeh metamorphic complex. The presence of microstructures such as mica fish, rotating porphyroclasts, and the S/C structure all indicate the top-to-northeast sense of shear. Based on the dynamic recrystallization studies, the deformation temperature in the Gelmandeh metamorphic complex is estimated between 500 and 650° C. This condition corresponds to amphibolite metamorphic facies. Using the Rigid Grain Net (RGN) method, the mean kinematic vorticity number was estimated to be 0.75. Based on the results of kinematic studies, the deformation regime in the Gelmandeh metamorphic complex was determined as a general shear with contribution of 55% simple shear and 45% pure shear.

#### Acknowledgments

This research supported by the grant of the Shiraz University Research Council which is acknowledged. The constructive suggestions and comments by the editor and reviewers of the Journal of Advanced Applied Geology improved the scientific content of the manuscript.

#### References

Chew, D.M., 2003. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the  $R_f/\Phi$  technique. Computers and Geosciences 29, 795–799. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00027-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00027-X).

- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2007.01.006>.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*. 1st edition, Cambridge University Press, New York. p. 463. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Jessup, M.J., Law, R.D., Frassi, C., 2007. The Rigid Grain Net (RGN): an alternate method for estimating mean kinematic vorticity number (Wm). *Journal of Structural Geology* 29, 411- 421. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.11.003>.
- Konstantinou, A., Strickland, A., Miller, E., Vervoort, J., Fisher, C.M., Wooden, J., Valley, J., 2013. Synextensional magmatism leading to crustal flow in the Albion–Raft River–Grouse Creek metamorphic core complex, northeastern Basin and Range. *Tectonics* 32, 1384–1403. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20085>.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. 2nd edition, Springer Berlin, p. 366, ISBN: 3-540-64003-7.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Cooper, F.J., 2015. Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. *Journal of the Geological Society*. <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2014-036>.
- Ramezani, J., Tucker, R.D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science* 303, 622-665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Ramsay, J.G., Huber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain analysis. Academic Press, Londo, p. 307, ISBN:978-0125769013.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *Journal of Structural Geology* 32, 2072-2092. [https:// http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009](https://http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009).

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Faghih, A., Dehghan, M., Sobhani, S. 2023. Study of deformation pattern and kinematic characteristics in the Gelmandeh metamorphic complex, Saghand region, Central Iran, *Adv. Appl. Geol.* 617-634.

DOI:10.22055/AAG.2021.37039.2216

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_17048.html](https://aag.scu.ac.ir/article_17048.html)

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



## مطالعه الگوی دگرشکلی و ویژگی‌های جنبش‌شناختی در مجموعه دگرگونی گلمنده، ناحیه ساغند، ایران مرکزی

علی فقیه\*

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایران

مرضیه دهقان

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایران

سیده سعیده سبحانی

سازمان آموزش و پرورش استان فارس، شیراز، ایران

\*afaghih@shirazu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۴/۱۵

### چکیده

مجموعه دگرگونی گلمنده در خردقاره شرق ایران مرکزی قرار دارد. در این پژوهش، مطالعات ریزساختاری و ساختاری به منظور تعیین ماهیت دگرشکلی در مجموعه دگرگونی گلمنده انجام شده است. حضور ریزساختارهایی مانند پورفیروکلاست‌های چرخیده، ساختار S/C و میکافیش وجود جهت برش Top-to-the-NE را نشان می‌دهد. براساس مطالعات بازبلورش دینامیکی، دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی گلمنده بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد. این شرایط مطابق با رخساره دگرگونی آمفیبولیت است. با استفاده از روش شبکه دانه صلب، میزان میانگین عدد تاوایی جنبش‌شناختی ۰/۷۵ برآورد گردید. بر اساس نتایج مطالعات جنبش‌شناختی، نوع رژیم دگرشکلی در مجموعه دگرگونی گلمنده، برش کلی با میزان ۵۵٪ برش ساده و ۴۵٪ برش محض تعیین شد.

**واژه‌های کلیدی:** مجموعه دگرگونی گلمنده، بازبلورش دینامیکی، عدد تاوایی جنبش‌شناختی، رژیم دگرشکلی

### ۱- مقدمه

دگرگونی به صورت قابل توجهی پایین‌تر از هسته دگرگونی که گسل جدایشی را می‌پوشانند (Maccready et al., 1997; Wernicke, 1985; Buck, 1991; Konstantinou et al., 2013). برخی مطالعات، بر اهمیت گسل جدایشی در بروز سنگ‌های صفحه پایینی تأکید دارند (Whitney et al., 2013). در سراسر جهان، هم‌تافت‌های هسته دگرگون در کمربندهای کوهزایی شکل می‌گیرند و فرصت‌های مهمی را برای بررسی رخنمون‌های پوسته قاره‌ای میانی تا پایینی در مناطقی که تحت تاثیر کشش در مقیاس بزرگ، فرازش و فرسایش قرار گرفته‌اند، ارائه می‌دهند (Crittenden, 1980; Armstrong, 1982). تمرکز دگرشکلی در طول پهنه‌های برشی، میلونیت‌ها یا سنگ‌های خرد شده را ایجاد می‌کند که این امر مرتبط با عمق و محیط

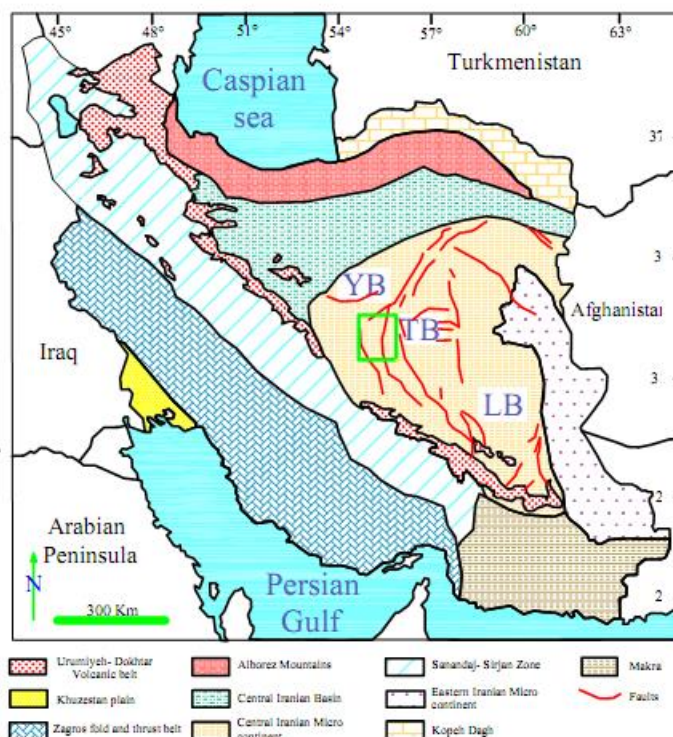
مفهوم هم‌تافت هسته دگرگون (Metamorphic Core Complex) هم‌زمان با مطالعه زمین‌ساخت کششی ترشیری کردیلران بیان شد. هم‌تافت هسته دگرگون به عنوان یکی از مهم‌ترین سبک‌های ساختاری سنگ‌کره، در بسیاری از کمربندهای کوهزایی فائوزونیک شناسایی شده است. در تعریف، یک هم‌تافت هسته دگرگون شامل سه جزء ساختاری اساسی است: (۱) یک پهنه گسلی جدایشی با شیب ملایم و جابجایی زیاد در اطراف یک گنبد دگرگونی، (۲) یک صفحه پایینی متشکل از گنایس‌های درجه بالا، که گاهی اوقات با توده‌های گرانیتی نفوذی هم‌زمان با زمین‌ساخت همراه هستند و (۳) صفحه بالایی متشکل از سنگ‌های غیردگرگونی با درجه

و دما) براساس مطالعات ریزساختاری خواهد بود.

## ۲- زمین شناسی

خرد قاره ایران مرکزی توسط پهنه‌های ساختاری البرز، سندج-سیرجان، خرده قاره شرق ایران، کپه داغ و مکران احاطه شده است. منطقه مورد مطالعه در نزدیکی روستای ساغند قرار دارد. منطقه ساغند در بخش غربی خرده قاره ایران مرکزی، در حدود ۱۰۰ کیلومتری شمال-شمال شرقی محور کمان ارومیه - دختر قرار گرفته است. خرده قاره ایران مرکزی شامل سه بلوک لوت، طیس و یزد (از شرق به غرب) است (Alavi, 1991). در منطقه مرزی بین بلوک طیس و یزد، پهنه تکتونیکی کاشمر-کرمان معرفی شده توسط رضانی و تاکر (۲۰۰۳)، یک کمربند مقعر به پهنای ۵۰-۱۰۰ کیلومتر، طول ۶۰۰ کیلومتر را شکل می‌دهد که شامل سنگ‌های چینه‌ای کامبرین می‌باشد. سنگ‌های تشکیل دهنده این پهنه تکتونیکی غالباً با سنگ‌های مزوزوئیک غیردگرگون و جوان دو بلوک دیگر در تضاد است (شکل ۱).

دگرگونی می‌باشد. دگربرختی‌های طبیعی موجود در پهنه‌های برشی از چند سانتی‌متر تا در مقیاس کیلومتری وسعت دارند. درک جنبش‌شناختی دگرشکلی در این پهنه‌های برشی جهت توضیح جنبه‌های مهم تکونیک پوخته زمین و همچنین مشخصات جنبشی فابریک‌ها در سنگ‌های دگرشکل شده لازم است (Xypolias, 2010). مطالعات ساختاری و ریزساختاری در پهنه‌های برشی، به شناخت سازوکارهای ایجاد آن‌ها، جهت تنش‌های وارده و بازسازی تاریخچه دگرشکلی کمک شایانی می‌نماید. یکی از اهداف اصلی در این پژوهش، مطالعه ویژگی‌های ریزساختاری سنگ‌های دگرگونی در مجموعه دگرگونی گلمنده به منظور بازسازی جنبش‌شناختی دگرشکلی شکل‌پذیر در طی شکل‌گیری این مجموعه است. بدین منظور مطالعات جنبش‌شناختی در حیطه زمین‌شناسی ساختاری مدنظر قرار می‌گیرد که شامل تعیین جهت برش در مجموعه دگرگونی گلمنده براساس نشانگرهای ساختاری و ریزساختار، مطالعات تعیین و بررسی تغییرات احتمالی میزان کرنش و مطالعات تاوایی در منطقه گلمنده و نهایتاً تعیین شرایط دگرشکلی (عمق و فشار



شکل ۱- پهنه‌های ساختاری ایران. کادر سبز پهنه تکتونیکی کرمان- کاشمر است که منطقه مورد مطالعه در آن قرار دارد (Ramezani and Tucker, 2003).

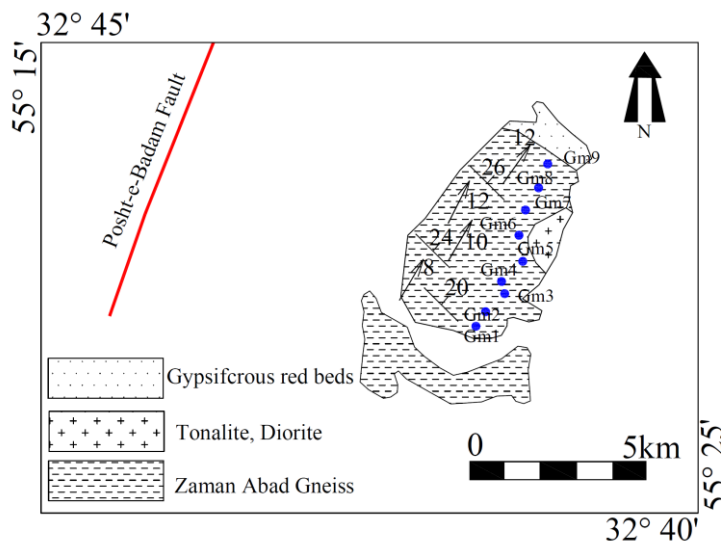
Fig. 1. Structural zones of Iran. The green rectangle shows the Kerman-Kashmar tectonic zone and location of the study area (Ramezani and Tucker, 2003).



پی سنگ ایران مرکزی اهمیت زیادی دارد. پشته گلمنده تناوبی از گنایس‌های صورتی، کوارتز، میکاشیست‌های سفید رنگ، مرمر و آمفیبولیت‌های گارنت‌دار می‌باشد که سنگ‌های مارنی-گچی در دامنه‌های آن رخمون دارند. سنگ‌های دگرگونی پشته گلمنده شامل گرانیت پروتوکاتاکلاستیکی تا پروتومیلونیتی، سنگ‌های سری میلونیتی، سنگ‌های کاتاکلاستی، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای میلونیتی، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کاتاکلاستی است.

در بلوک پشت‌بادام-کلمرد مجموعه‌ای قدیمی از پرکامبرین تا پالئوزویک زیرین حاوی سنگ‌های آذرین و دگرگونی و رسوبات مزوزوئیک رخمون دارد. این بلوک را می‌توان از دید زمین‌شناسی، ریخت‌شناسی به دو بخش غربی و شرقی تقسیم نمود که گسل پشت‌بادام مرز جدایش این دو محدوده با روند شمال غربی- جنوب شرقی است (Samani, 1998).

منطقه مورد مطالعه پشته گلمنده بخشی از کمپلکس بنه شورو است که به صورت یک گنبد بیضی شکل با روند شمال شرق- جنوب غرب در میان کویر الله‌آباد و شرق گسل پشت‌بادام، رخمون دارد (شکل ۲). مطالعه این پشته به عنوان



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساختاری مجموعه دگرگونی گلمنده (Dehghan, 2020).

Fig. 2. Structural geology map of the Gelmandeh metamorphic complex (Dehghan, 2020).

### ۳- روش کار

مثل لایه‌های جابه‌جا شده یا دایک‌ها یا انحنای لایه‌ها یا برگواری‌ها در یک پهنه برشی تعیین شود. هندسه این ساختارها در یک پهنه دگرشکلی می‌تواند برای تعیین جهت برش مورد استفاده قرار گیرد (Xypolias, 2010).

#### ۳-۲- عدد تاوایی جنبش‌شناختی (Wk)

مفهوم تاوایی اندازه‌گیری چرخش داخلی ذرات صلب تشکیل دهنده در زمینه‌ای دانه‌ریز در طی دگرشکلی در پهنه برشی می‌باشد (Xypolias, 2010). این اصطلاح از مباحث دینامیک سیالات گرفته شده و قابل قیاس با چرخیدن پدال در حال حرکت در طی جریان سیال است (Fossen, 2010). با فرض

به منظور مطالعه ریزساختارها در مقیاس میکروسکوپی، نمونه‌های جهت‌دار در جهت XZ (عمود بر برگواری و موازی با خطوارگی) تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از دیدگاه کانی‌شناسی، پتروفابریکی و شاخص‌های میکروسکوپی برای تعیین جهت برش با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت.

#### ۳-۱- شاخص‌های تعیین جهت برش در مناطق شکل‌پذیر

جهت برش در یک زون برشی اغلب به موازات خطوارگی تجمعی یا دانه‌ای تعیین می‌شود. این موضوع می‌تواند با استفاده از نشانگرهای جنبش‌شناختی موجود در سنگ دیواره (میزبان)

تخمین زده می‌شود (Law et al., 2004).

۴- کرنش باید به اندازه‌ای بزرگ باشد که اجازه دهد کلاست‌ها به یک موقعیت نسبتاً ثابت رسیده، در غیر این صورت مقدار  $W_m$  تخمین زده شده بیشتر از مقدار واقعی خواهد بود. وجود کلاست‌های خوب تکامل یافته نشان‌دهنده این است که سنگ‌های آنالیز شده، دگرشکلی کافی را تحمل نموده‌اند (Ten Brink and Passchier, 1995; Bailey et al., 2004; Xypolias and Kokkalas, 2006).

۵- نمیرخ‌های بررسی شده باید عمود بر محور چرخش پورفیروکلاست‌ها بوده، در غیر این صورت مقدار  $W_m$  کمتر از مقدار واقعی حاصل می‌شود، اگرچه این معیار سختی برای کنترل کردن است.

از مزایای عمده استفاده از این روش می‌توان به ورود داده‌ها در جداول نرم‌افزار اکسل و تخمین  $W_m$  به صورت بسیار آسان اشاره نمود. در شکل ۳ نمودار RGN مشاهده می‌شود. مکان A مثالی از نیمه هذلولی‌ها و مکان B نشانگر منحنی رئوس است و مکان C مثالی از مقدار  $R_c$  در زمانیکه  $W_m = \beta^*$  و مکان D شامل یک سری مقادیر نسبت ظاهری R بر روی RGN برای نشان دادن ارتباط با فاکتور شکل با حساسیت کمتر و مکان E مقدار  $W_m$  برای نیمه هذلولی است (شکل ۴) (Jessup et al., 2007).

### ۳-۳- دمای دگرشکلی

براساس بسیاری از مطالعات، نوع بازبلورش دینامیک ارتباط مستقیمی با دمای دگرشکلی در میلونیت‌ها دارد (Lafrance et al., 1998; Altenberger, 2000; Stipp et al., 2002; Rosenberg and Stünitz, 2003; Guang et al., 2009; Mancktelow and Pennacchioni, 2004; Passchier and Trouw, 2005). عمدتاً در سنگ‌های دگرشکل شده، شروع بازبلورش دینامیک کوارتز از دمای حدود ۲۸۰ درجه بوده و با افزایش دما بازبلورش برآمدگی (BLG) در محدوده دمایی ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد، بین دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بازبلورش زیردانه (SGR) تشکیل شده و بازبلورش مهاجرت مرز دانه (GBM) در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Stipp et al., 2002; Guang et al., 2009).

کانی فلدسپار در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رفتار

وجود یک دگرشکلی با جریان پیوسته مقدار عدد تاوایی جنبش‌شناختی ( $W_k$ ) به صورت  $0 \leq W_k \leq 1$  معرفی شده است و برای حالت برش محض  $W_k=0$  و در برش ساده  $W_k=1$  می‌باشد (Means, 1994).

آنالیزهای تاوایی روشی نسبتاً جدید و ارزشمند برای حل مشکلات زمین‌شناسی ساختاری و تکتونیک حتی با وجود پیچیدگی‌هایی که در دگرشکلی‌های طبیعی وجود دارد، است (Passchier, 1987; Passchier and Urai, 1988; Simpson and De Paor, 1993; Tikoff and Teyssier, 1994; Bailey and Eyster, 2003; Xypolias, 2010; Faghih and Soleimani, 2015).

از زمان انجام اولین آنالیزهای تاوایی مطالعات متعددی با استفاده از پورفیروکلاست‌ها مانند روش نسبت محوری (Porphyroclast Aspect Ratio, PAR)، روش توزیع هیپربولیکی

پورفیروکلاست‌ها (Hyperbolic Porphyroclastic Distribution, PHD) و روش شبکه دانه صلب (Rigid Grain Net, RGN) توسط محققان معرفی شده است (Passchier, 1987; Wallis et al., 1993; Simpson and De Paor, 1997; Jessup et al., 2007).

Jessup و همکاران (۲۰۰۷) روش شبکه دانه صلب را به عنوان یک روش گرافیکی برای تخمین میزان تاوایی ( $W_k$ ) معرفی نمودند. در حقیقت این روش، تصحیح شده روش پاشیر است. با این آگاهی باید قبل از استفاده از این روش چندین پیش فرض در نظر گرفته شود:

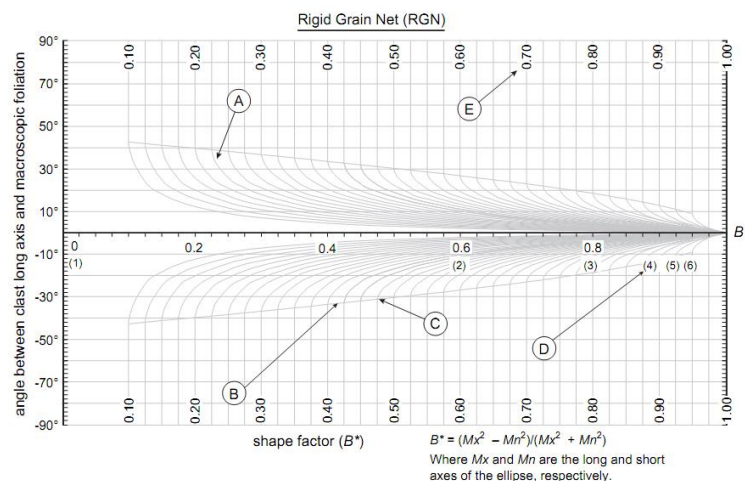
۱- کلاست‌های صلب باید در یک زمینه هموزن و کاملاً دانه‌ریز دگرشکل شده باشند. گرچه زمینه دانه‌درشت نیز می‌تواند رفتار پیوسته داشته باشد (Marques and Burlini, 2008).

۲- نباید شکل کلاست‌ها در طی دگرشکلی و در بازبلورش و شکستگی تغییر کند و همچنین لازم است تقارن ارتورومبیک خود را حفظ نمایند.

۳- باید نمونه‌ها دارای اجتماعی از کلاست‌ها در یک بازه نسبت محوری مشابه باشند. اگر اجتماع کلاست‌ها فاقد اعضای با نسبت محوری بزرگ باشند مقدار تاوایی کمتر از مقدار واقعی

درجه سانتی‌گراد است. گذر از بازبلورش چرخش زیردانه به بازبلورش مهاجرت مرز دانه در دماهای ۷۰۰ تا ۸۰۰ و ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و بازبلورش مهاجرت مرز دانه در فلدسپار در دمای بالاتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده شده است (Lafrance et al., 1998; Altenberger, 2000; Rosenberg and Stüntz, 2003; Mancktelow and Pennacchioni, 2004; Guang et al., 2009).

شکننده دارد که این ویژگی با همزیستی ریزترک‌ها و کشیدگی پلاستیک در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین می‌شود. در دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد شروع بازبلورش دینامیک فلدسپار رخ می‌دهد (Passchier and Trouw, 2005; Guang et al., 2009). بازبلورش برآمدگی در فلدسپار بین دمای ۵۰۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و بازبلورش برآمدگی تا بازبلورش چرخش زیردانه در دمای ۶۵۰ تا ۷۰۰



شکل ۳- نمای از نمودار مورد استفاده در روش شبکه دانه صلب بر اساس نیمه هذلولی‌ها (Jessup et al., 2007).

Fig. 3. A view of the graph used in the Rigid Grain Net method based on semi-hyperbolic (Jessup et al., 2007).

جهت برش top-to-the-NE مشخص شد (شکل ۴). تحلیل بافت ساختاری در مقیاس میکروسکوپی و مزوسکوپی با استفاده از پورفیروکلاست‌های نامتقارن، ساختارهای S-C و میکافیش‌ها نشان دهنده جهت برش یادشده در بالا در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

با مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک از سنگ‌های دگرشکل شده موجود، در کوارتزها بازبلورش دینامیکی از نوع مهاجرت مرز دانه (GBM) مشاهده می‌شود. این نوع بازبلورش درجه حرارت دگرشکلی بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در مجموعه دگرگونی گل‌منده را نشان می‌دهد. در فلدسپارهای موجود در میلیونیت اکثراً بازبلورش از نوع برآمدگی (BLG) تا ادغامی از بازبلورش برآمدگی (BLG) و چرخش زیردانه (SR) مشاهده می‌گردد. درجه حرارت دگرشکلی حدود ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد معادل رخساره دگرگونی آمفیبولیت در مجموعه دگرگونی گل‌منده را نشان می‌دهد (شکل ۵).

### ۴-۳- تجزیه و تحلیل کرنش محدود با استفاده از روش

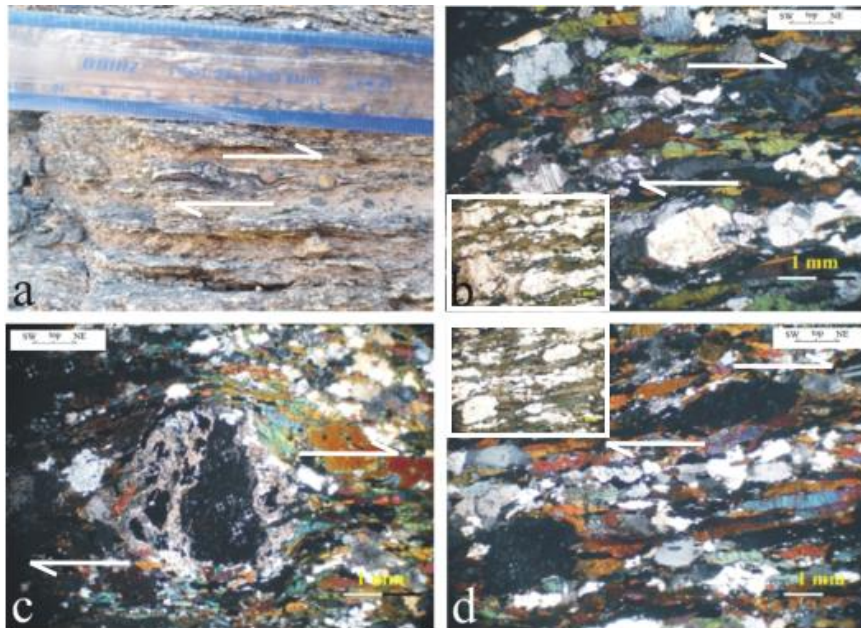
$$R_f/\Phi$$

روش‌های مختلفی برای تجزیه و تحلیل کرنش توسط زمین‌شناسان ساختاری پیشنهاد شده است (Ramsay and Huber, 1983). روش  $R_f/\Phi$  برای تجزیه و تحلیل کرنش اجسامی که در ابتدا کروی (مانند اووئید و رادیولار) یا بیضوی شکل (مانند قلوهای کنگلومرا) بوده‌اند، استفاده می‌شود. در این مطالعه پورفیروکلاست‌ها به عنوان نشانگر در مطالعات کرنش مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با استفاده از نرم‌افزار ارائه شده توسط Chew (۲۰۰۳)، می‌توان آزمون تقارن (Isym) و آزمون تتا ( $\chi^2$ ) را با دقت کامل انجام داد. همچنین در این نرم‌افزار مقادیر میانگین هماهنگ (Harmonic mean) و جهت‌یابی میانگین محور بلند نشانگرها ( $\Phi$ ) نیز محاسبه می‌گردد.

### ۴- نتایج

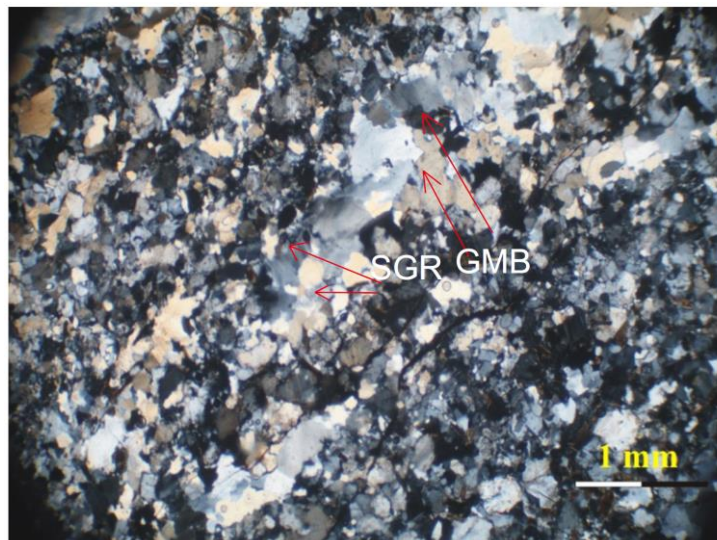
با استفاده از پورفیروکلاست‌ها، ساختارهای S-C، میکافیش





شکل ۴- (a) پورفیروکلاست‌های چرخیده، (b) ساختار دلتا ( $\delta$ ) در مرکز و پورفیروکلاست‌های چرخیده، (c) پورفیروکلاست گارنت چرخیده و (d) تصویر میکروسکوپی کوارتزهای نواری. همگی این ساختارها نشان دهنده برش (Top- to- the NE) در طی دگرشکلی شکل‌پذیر در مجموعه دگرگونی گلمنده می‌باشند. تصاویر در نور XPL هستند. در شکل‌های b و d تصاویر میکروسکوپی با نور PPL نیز در گوشه تصویر نیز نشان داده شده است.

Fig. 4. (a) Rotated porphyroclasts, (b)  $\delta$  structure in the center and rotated porphyroclasts, (c) Garnet rotated porphyroclasts, and (d) Microscopic photo of quartz ribbon. All these structures show Top-to-the NE sense of shear during ductile deformation in the Gelandeh metamorphic complex.



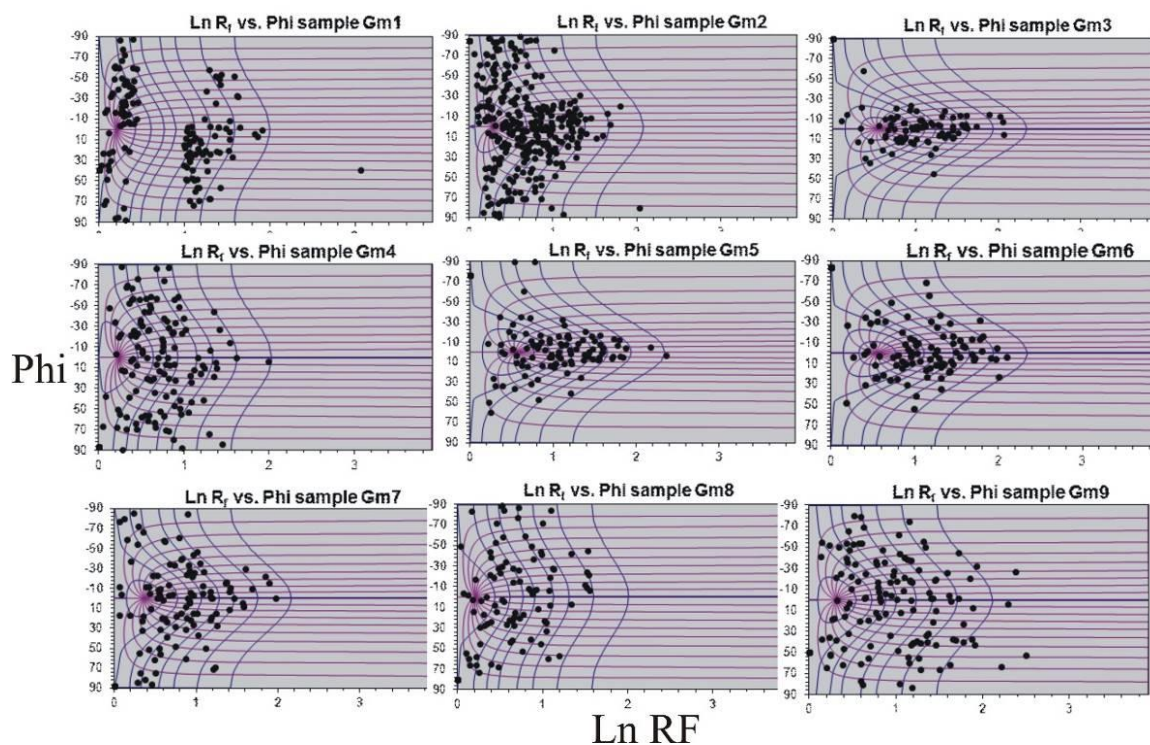
شکل ۵- تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) از میلونیت که نشان دهنده وجود مکانیسم‌های بازبلورش مهاجرت مرز دانه در کوارتز و بازبلورش برآمدگی و چرخش زیردانه در فلدسپار است.

Fig. 5. Microscopic photo of mylonite showing recrystallization mechanism including grain boundary migration in quartz and bulging and subgrain rotation in feldspar.

جدول ۱- اطلاعات حاصل از روش  $Rf/\Phi$

**Table 1.** Obtained data from  $Rf/\Phi$  method

Strain data( $R_s$ ) using the $Rf/\Phi$ method			
sample	$I_{SYM}$	$\chi^2$ minimum	$R_s$ value
Gm1	0.5208333	16.0000	1.23
Gm2	0.8344371	22.7682	1.33
Gm3	0.8604651	60.9767	1.74
Gm4	0.84375	16.0625	1.27
Gm5	0.94	34.8000	1.74
Gm6	0.9213483	18.3034	1.74
Gm7	0.9345794	9.4486	1.45
Gm8	0.8571429	3.6154	1.24
Gm9	0.9365079	21.6190	1.38



شکل ۶- مقادیر کرنش بدست آمده از روش  $Rf/\Phi$  از مقاطع در صفحه  $XZ$ .

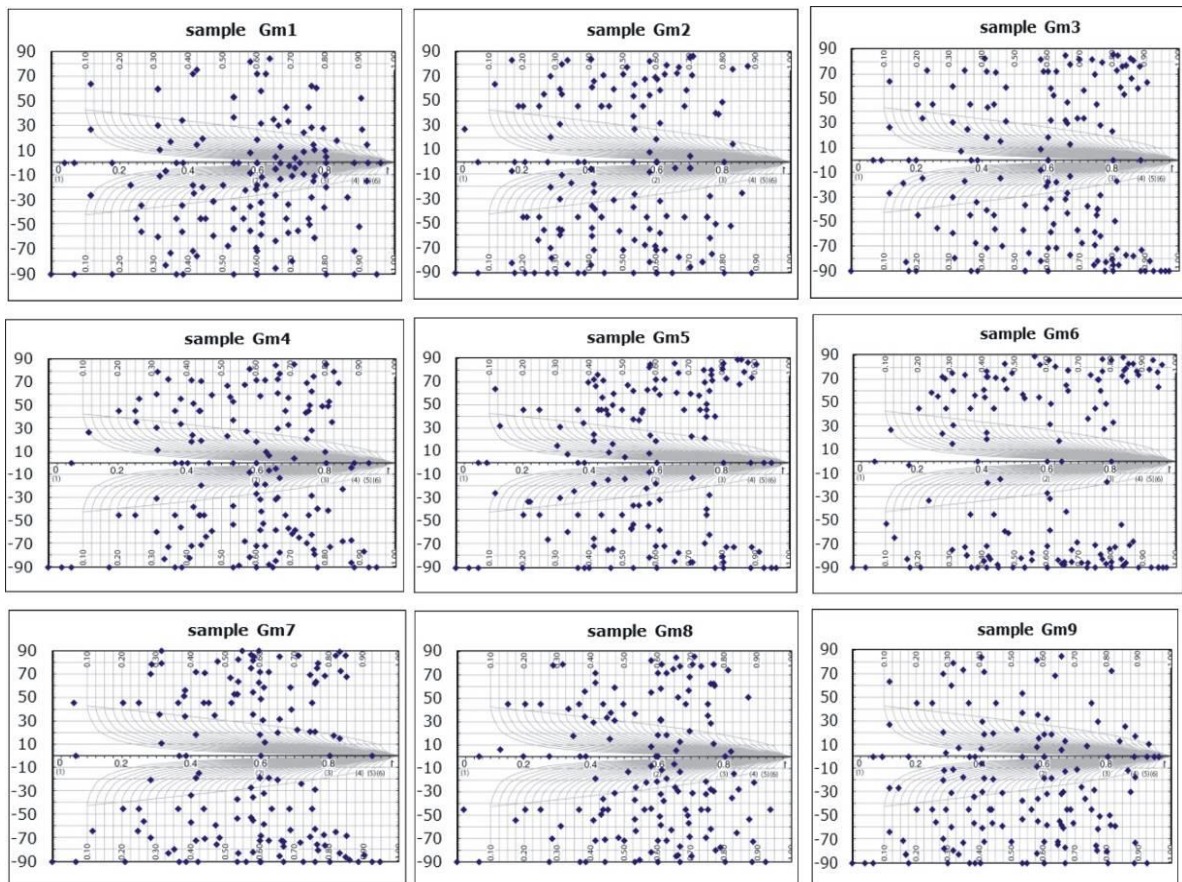
Fig. 6. Strain measurements based on the  $Rf/\Phi$  method on the  $XZ$  sections.



جدول ۲- مقادیر Wm با استفاده از روش RGN

Table 2. Vorticity measurements using RGN methods

Sample	Wm
Gm1	0.74 - 0.78
Gm2	0.78 - 0.82
Gm3	0.80 - 0.82
Gm4	0.62 - 0.74
Gm5	0.68 - 0.74
Gm6	0.62 - 0.79
Gm7	0.63 - 0.81
Gm8	0.70 - 0.82
Gm9	0.82 - 0.89



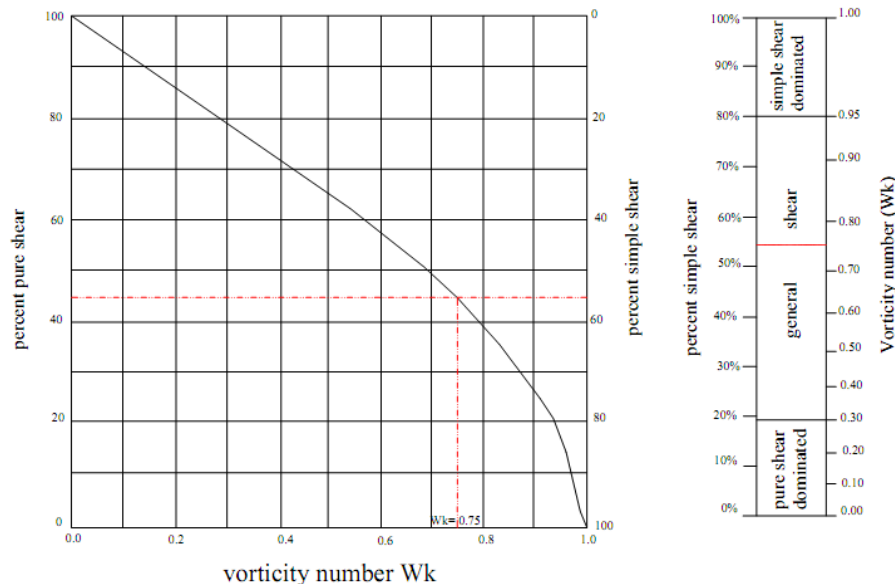
شکل ۷- نمودارهای روش RGN برای اندازه گیری تاوایی.

Fig. 7. Vorticity measurements in the RGN plots



۴۵٪ در منطقه مورد مطالعه بدست آمد (شکل ۸). همچنین رژیم دگرشکلی در مجموعه دگرگونی گلمنده برش کلی (general shear) براساس شکل ۸ مشخص گردید.

درصد برش ساده و برش محض در پشته گلمنده با توجه به نتایج حاصل از مقادیر تاوایی و براساس نمودارهای ارائه شده توسط Xypolias (۲۰۱۰) و Forte و Bailey (۲۰۰۷)، محاسبه شد. میزان برش ساده و برش محض به ترتیب ۵۵٪ و



شکل ۸- درصد برش ساده و برش محض اندازه گیری شده در مجموعه دگرگونی گلمنده.

Fig. 8. The simple shear and pure shear percentage in the Gelmandeh metamorphic complex.

۱- با مطالعه نشانگرهای برش در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی مانند ساختار S-C، میکافیش و پورفیروکلاست‌های چرخیده در مقاطع جهت‌دار XZ جهت برش Top- to- the NE مشخص گردید.

۲- با مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک از سنگ‌های دگرشکل شده مجموعه دگرگونی گلمنده، کوارتزهای موجود بازلورث دینامیکی از نوع مهاجرت مرز دانه (GBM) را نشان داده‌اند که نشان‌دهنده درجه حرارت دگرشکلی بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است. در فلدسپارهای موجود در میلیونیت عمدتاً بازلورث از نوع برآمدگی (BLG) تا ادغامی از بازلورث برآمدگی (BLG) و چرخش زیردانه (SR) مشاهده گردید که نشان‌دهنده درجه حرارت دگرشکلی حدود ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد در مجموعه دگرگون گلمنده است. این دما معادل با شرایط رخساره دگرگونی آمفیبولیت است. این محدوده‌ی دمایی برای توسعه میلیونیت در زون‌های برشی شکل‌پذیر معمول است (مانند Grujic et al., 2011). عمق شکل‌گیری زون برشی شکل‌پذیر، با احتساب شیب زمین‌گرایی میانگین

## ۵- بحث و نتیجه‌گیری

میلونیت‌ها معمولاً دارای ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی خاصی هستند که تحلیل جنبشی و تعیین شرایط فشار و دمای تغییرات ساختاری را برای زمین‌شناسان امکان‌پذیر نموده‌اند. تکامل زمین‌ساختی هماتفت‌های هسته دگرگون پیچیده‌تر از آن است که بتوان صرفاً با رژیم کششی آن را توضیح داد. اگرچه برخی از هماتفت‌های هسته دگرگون ممکن است توسط کشش لیتوسفر تفسیر شوند، اما یک مجموعه کامل از هسته‌های دگرگونی در جایگاه تکتونیکی فشاری نیز ممکن است، شکل گیرد. در زون‌های برشی می‌توان نوع دگرشکلی، فازهای دگرشکلی، سازوکارهای ایجاد آن‌ها، جهت تنش‌های وارده، بازسازی تاریخچه دگرشکلی را با مطالعات ساختاری مشخص نمود. داده‌های ریزساختاری و جنبش‌شناختی ارائه شده در این مطالعه نشان می‌دهد که سنگ‌های میلیونیتی رخنمون یافته در یک زون برشی جدایشی شکل‌پذیر قرار گرفته‌اند.

براساس مطالعات ساختاری و ریزساختاری انجام شده در مجموعه دگرگونی گلمنده نتایج زیر بدست آمد:

رژیم دگرشکلی برش کلی (general shear) در منطقه مورد مطالعه با ۵۵ درصد برش ساده و ۴۵ درصد برش محض است. این نتایج نشان می‌دهد که بروزند سنگ‌های دگرگونی در منطقه با عملکرد همزمان کرنش برشی خالص و ساده صورت گرفته است.

۳۰ درجه سانتی‌گراد، حدود ۲۰ کیلومتر تخمین زده می‌شود. ۳- میزان عدد تاوایی جنبش‌شناختی با استفاده از روش شبکه دانه صلب (RGN) در نمونه‌های میلونیتی بین ۰/۶۲ تا ۰/۸۹ است. میانگین تاوایی جنبش‌شناختی (۰/۷۵) نشان‌دهنده

## مراجع

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103, 983-992. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2).
- Altenberger, U., 2000. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics* 320, 107-121. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00048-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00048-2).
- Armstrong, R.L., 1982. Cordilleran metamorphic core complexes; from Arizona to southern Canada. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 10, 129-154. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.10.050182.001021>.
- 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. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00044-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00044-0).
- Bailey, C.M., Francis, B. E., Fahrney, E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. *Geological Society* 224, 249-264. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.224.01.16>.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Solid Earth* 96, 20161-20178. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB01485>.
- Ceriani, S., Mancktelow, N.S., Pennacchioni, G., 2003. Analogue modelling of the influence of shape and particle/matrix interface lubrication on the rotational behavior of rigid particles in simple shear. *Journal of Structural Geology* 25(12), 2005-2021. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00098-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00098-1).
- Chew, D.M., 2003. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the  $R_f/\Phi$  technique. *Computers and Geosciences* 29, 795-799. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00027-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00027-X).
- Crittenden, M.D., 1980. Metamorphic core complexes of the North American Cordillera: Summary. In: Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H. (Eds.), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir 153, 485-490. <https://doi.org/10.1130/MEM153-p485>.
- Dehghan, M., 2020. Microstructural Analysis of the metamorphic rocks in the Gelmandeh metamorphic complex, Central Iran. M.Sc. thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.016>.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2007.01.006>.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*. 1st edition, Cambridge University Press, New York. p. 463. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Guang, Z., Cheng-Long, X., Wen, C., Xiang, Bi-W., Zhao-Qi, H., 2009. Evolution of the Hongzhen metamorphic core complex: Evidence for Early Cretaceous extension in the eastern Yangtze craton, eastern China. *Geological Society of America Bulletin* 122, 506-516. <https://dx.doi.org/10.1130/B30028.1>.
- Grujic, D., Warren, C.J., Wooden, J.L., 2011. Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. *Lithosphere* 3, 346-366. <https://dx.doi.org/10.1130/L154.1>.

- Jessup, M.J., Law, R.D., Frassi, C., 2007. The Rigid Grain Net (RGN): an alternate method for estimating mean kinematic vorticity number ( $W_m$ ). *Journal of Structural Geology* 29, 411- 421. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.11.003>.
- Johnson, S.E., Lenferink, H.J., Marsh, J.H., Price, N.A., Koons, P.O., West, D.P., 2009b. Kinematic vorticity analysis and evolving strength of mylonitic shear zones: new data and numerical results. *Geology* 37, 1075-1078. <http://dx.doi.org/10.1130/G30227A.1>.
- Johnson, S.E., Lenferink, H.J., Price, N.A., Marsh, J.H., Koons, P.O., West, D.P., Beane, R., 2009a. Clast-based kinematic vorticity gauges: the effects of slip at matrix/clast interfaces. *Journal of Structural Geology* 31, 1322-1339. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.07.008>.
- Konstantinou, A., Strickland, A., Miller, E., Vervoort, J., Fisher, C.M., Wooden, J., Valley, J., 2013. Synextensional magmatism leading to crustal flow in the Albion–Raft River–Grouse Creek metamorphic core complex, northeastern Basin and Range. *Tectonics* 32, 1384–1403. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20085>.
- Lafrance, B., John Barbara, E., Frost, B.R., 1998. Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: Examples from the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 20, 945–955. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00021-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00021-2).
- Law, R.D., Searle, M.P., Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of the Geological Society* 161, 305–320. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-047>.
- Lisle, R.J., 1985. *Geological strain analysis: a manual for the RF / $\Phi$  method*. Elsevier Netherland, P. 99. ISBN: 9781483286457.
- Lister, G.S., Davis G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology* 11, 65–94. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90036-9](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9).
- MacCready, T., Snoke, A.W., Wright, J.E., Howard, K.A., 1997. Mid-crustal flow during Tertiary extension in the Ruby Mountains core complex, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 109, 1576-1594. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109%3C1576:MCFDTE%3E2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109%3C1576:MCFDTE%3E2.3.CO;2).
- Mancktelow, N.S., Pennacchioni, G., 2004. The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites. *Journal of Structural Geology* 26, 47–69. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00081-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00081-6).
- Marques, F.O., Burlini, L., 2008. Rigid inclusions rotate in geologic materials as shown by torsion experiments. *Journal of Structural Geology* 30, 11, 1368-1371. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.07.002>.
- Mulchrone, K.F., 2007. Shape fabrics in populations of rigid objects in 2D: Estimating finite strain and vorticity. *Journal of Structural Geology* 29, 1558-1570. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2007.06.006>.
- Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow e a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 9, 679- 690. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90152-0](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(87)90152-0).
- Passchier, C.W., 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geologische Rundschau* 77, 309- 318. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01848692>.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. 2nd edition, Springer Berlin, p. 366, ISBN: 3-540-64003-7.
- Passchier, C.S., Urai, J.L. 1988. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. *Journal of Structural Geology*: 10, 755–763. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90082-X](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90082-X).
- Ramezani, J., Tucker, R.D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science* 303, 622-665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Ramsay, J.G., Huber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain analysis. Academic Press, Londo, p. 307, ISBN:978-0125769013.
- Rosenberg, C.L., Stünitz, H., 2003. Deformation and recrystallisation of plagioclase along a temperature gradient: An example from the Bergell tonalite: *Journal of Structural Geology* 25, 389–408. [https://10.1016/S0191-8141\(02\)00036-6](https://10.1016/S0191-8141(02)00036-6).



- Samani, B., 1998. Precambrian metallogeny in Central Iran. *Precambrian Research* 39, 85-106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8).
- Simpson, C., De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* 15, 1–20. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90075-L](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(93)90075-L).
- Simpson, C., De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from the Scandinavian Caledonides. In: Sengupta, S., (Ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro- Scales*, Chapman and Hall, pp. 169–184. ISBN:0412750309.
- Stipp, M., Stünitz, 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. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4).
- Ten Brink, C.E., Passchier, W.P., 1995. Modelling of mantled porphyroclasts using non-Newtonian rock analogue materials. *Journal of Structural Geology* 17, 131–146. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)E0032-T](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(94)E0032-T).
- Teyssier, C., Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* 30, 1139–1142. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030%3C1139:GDAO%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C1139:GDAO%3E2.0.CO;2).
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16, 1575-1588. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90034-5](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(94)90034-5).
- Wallis, S.R., Platt, J.P., Knott, S.D., 1993. Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with examples from the Calabrian Arc and the Eastern Alps. *American Journal of Science* 293, 463-494. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.293.5.463>.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, 108-125. <http://dx.doi.org/10.1139/e85-009>.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P., Buck, W.R., 2013. Continental and oceanic core complexes. *Geological Society of America Bulletin* 125, 273-298. <http://dx.doi.org/10.1130/B30754.1>.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *Journal of Structural Geology* 32, 2072-2092. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009>.
- Xypolias, P., Kokkalas, S., 2006. Heterogeneous ductile deformation along a mid-crustal extruding shear zone: An example from the External Hellenides (Greece). In: Law, R.D., Searle M.P, Godin, L., (Eds.), *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zone*, of Geological Society special Publication 268, pp. 497–516. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.23>.