

Research Article

## Deformation microthermometry in the Toutak gneiss dome based on petrofabric characteristics of quartz crystal, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran

Masoumeh Soleimani<sup>1</sup>, Ali Faghih<sup>1\*</sup>, Borhan Bagherpour<sup>1</sup>, Masoumeh Adibinejad<sup>1</sup>, Seyedeh Saeedeh Sobhani<sup>2</sup>

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

2-Fars Education Organization, Shiraz, Iran

*Keywords: Sanandaj-Sirjan, Toutak gneissic dome, Quartz c-axis pattern, deformation temperature, Iran*

### 1-Introduction

Gneissic domes are evidence of orogenic movements in both compressional and extensional tectonic regimes (Eskola, 1949; Teyssier and Whitney, 2002). For the first time, Scola (1949) described the geological setting and tectonic features of gneissic domes in orogenic belts worldwide. Generally, gneissic domes (e.g., Burg et al., 1984; Amato et al., 1994; Thigpen et al., 2000) and metamorphic core complexes (e.g., Coney, 1980; Davis et al., 1988; Lister and Davis, 1989; Harris et al., 2002; Faghih and Soleimani, 2015; Faghih et al., 2021; Mahmoudi Sivand et al., 2021, Mansouri et al., 2021; Soleimani et al., 2021) are developed in compressional and extensional tectonic regimes, respectively. These domes include a set of metamorphic rocks and intrusive masses covered with the upper layers of crustal rocks. The Toutak gneissic dome is located in the high-pressure-low-temperature Sanandaj-Sirjan metamorphic belt and is an example of the gneissic domes in the Zagros orogenic system (Figure 1).

This research investigated the microstructural and petrofabric characteristics of metamorphosed rocks to highlight the kinematic characteristics of deformation in the Toutak gneissic dome.

### 2-Material and methods

Oriented samples (XZ section, perpendicular to the foliation and parallel to the lineation) were used to study the microstructures. The prepared thin sections were examined from the petrofabric point of view, to determine the deformation temperature. In addition, the microscopic shear sense indicators were used to determine the sense of shear during deformation.

#### 2-1- Quartz C-axis fabric

In most metamorphosed rocks, the deformed crystals are oriented and arranged systematically. Such rocks have a lattice-preferred orientation (LPO). The optical method and polarized microscope measure the LPO and the orientation of the c and a axis in deformed quartz. In these studies, thin sections oriented in the XZ section of strain ellipse are used (Passchier, 1988).

This study used the universal stage (U-stage) to measure the lattice-preferred orientation of deformed quartz (C-axis fabric). This method also determines the orientation of slip systems in crystals such as quartz. In this method, the orientation of the quartz C axis is measured, and then the quartz fabric pattern must be drawn in Stereonet to detect the quartz LPO (Passchier and Trouw, 2005).

LPO patterns in quartz with strain variations are shown in the Flinn diagram. In this figure, the shape of the c-axis is shown as a textured skeleton, and the a-axis is shown schematically with curved lines. The symmetry

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

DOI: 10.22055/AAG.2023.43423.2360

Received: 2023-04-11

Accepted: 2023-07-09

of these fabrics in this figure indicates a coaxial deformation. The theoretical models of quartz crystallographic fabrics for coaxial deformations showed a clear relation between these fabrics and strain axes.

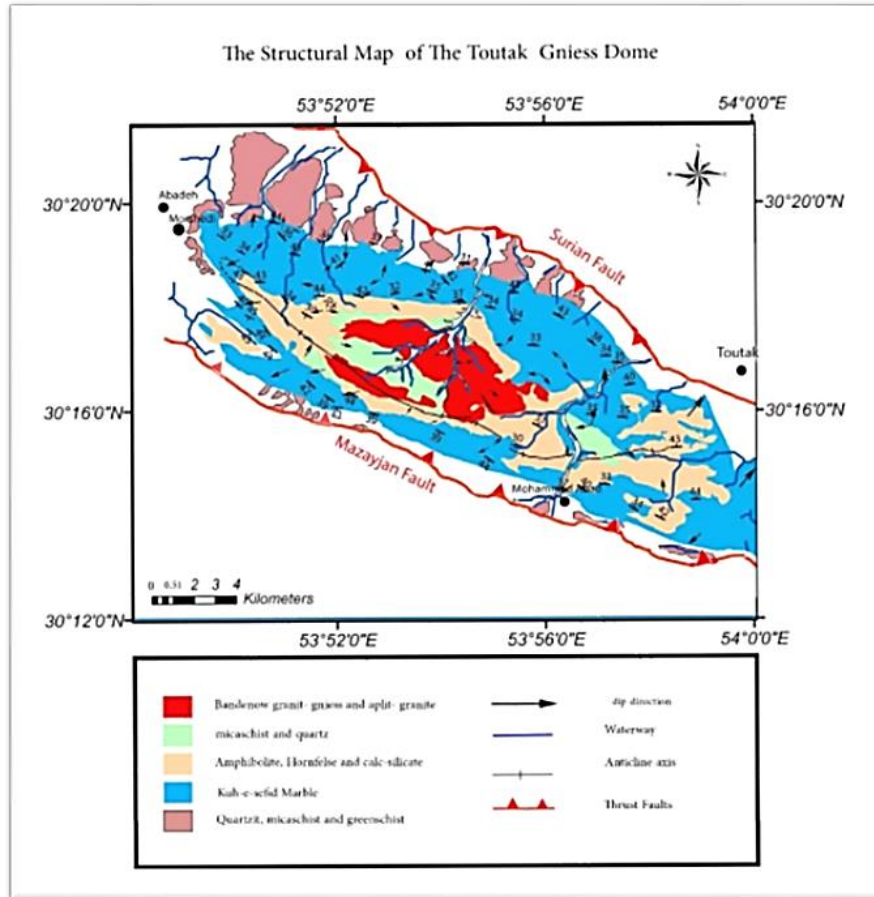


Fig. 1. Geological map of the Toutak gneiss dome.

A combination of active slip systems directly controls the lattice-preferred orientation pattern in all kinds of deformed minerals. Basal  $\langle a \rangle$  slip system is essential at low temperatures. With increasing temperature, the importance of prism  $\langle a \rangle$  slip system rises, and the pattern leads to the maximum around the Y axis. At very high temperatures and in the presence of water, the prism  $\langle c \rangle$  becomes active and causes the C axis to parallel the fabric attractor. Small circle girdles (Passchier and Trouw, 2005) are standard in low to moderate metamorphism conditions. Increasing the temperature increases the opening angle in a small circle. In addition, in non-coaxial progressive deformation, the C-axis patterns of quartz will become asymmetric, and using it, the sense of shear can be recognized.

### 3-Results and discussions

The deformation temperature was determined by analyzing the quartz c-axis pattern (Figure 2). T02, T01, T04, and T08 show that the temperature varies between  $475 \pm 50$  to  $565 \pm 50$  °C during deformation (Figure 3 and Table 1).

According to Kruhl (1998), the opening angle around the Z axis in the XY plane between the two maximum points can be used as a deformation thermometer. Therefore, the opening angles measured in the fabric skeleton can determine the deformation temperature (Law, 2004). According to the location of the samples in the study area, it was observed that the samples with low deformation temperature are located on the edge of the gneissic dome. While approaching the center of the gneiss dome, the deformation temperature increases.

Table 1. Estimation of deformation temperature using the opening angle (Kruhl, 1998)

Sample No.	Temperature(°C)	Opening angle(°)
T01	50 ±565	71
T02	50 ±555	69
T03	50 ±260	30
T04	50 ±490	62
T05	50 ±340	42
T06	50 ±380	48
T07	50 ±495	63
T08	50 ±475	59

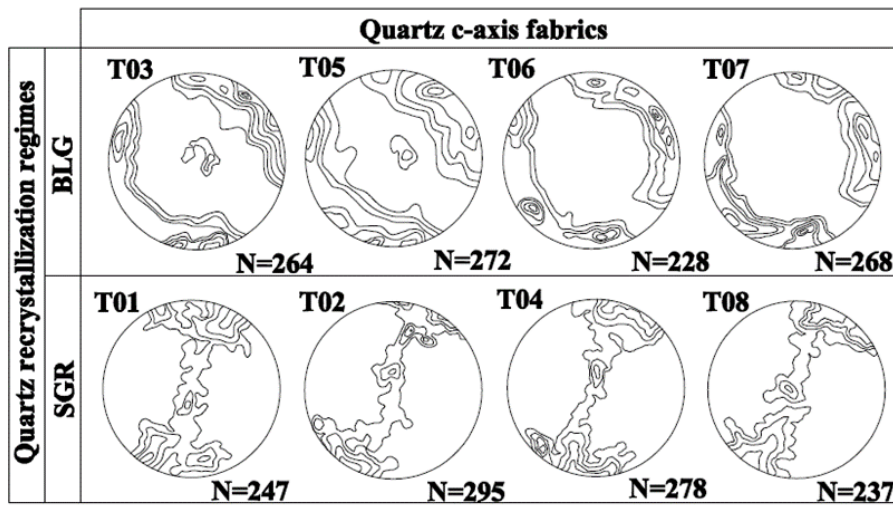


Fig. 2. Quartz C-axis fabrics in the Toutak Gneiss dome

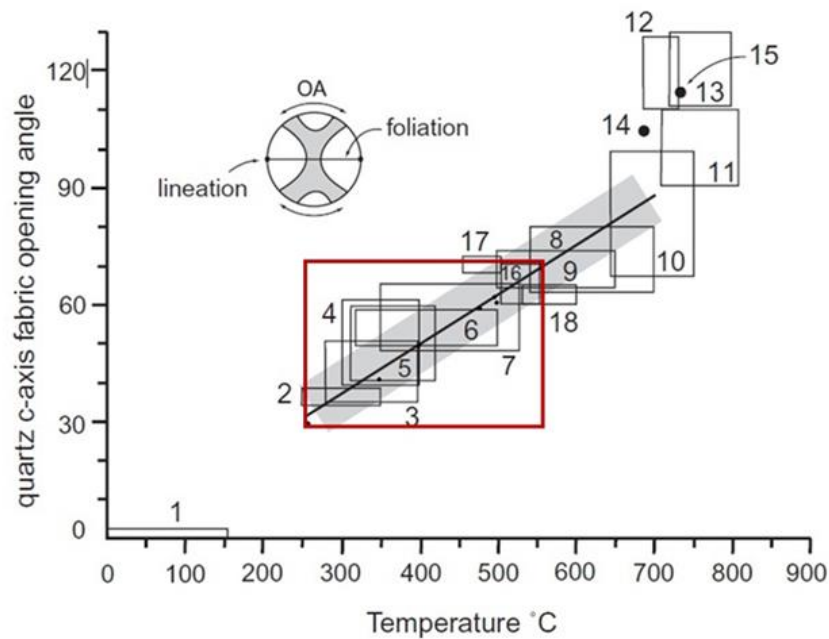


Fig. 3. Deformation temperature obtained using the opening angle of the quartz C-axis fabric

#### 4-Conclusion

The following results were obtained based on the microstructural studies carried out in the Toutak Gneiss dome:

-In the metamorphic rocks in the gneissic dome's center, the quartz C-axis patterns are categorized as Type-I Cross girdle. According to the opening angle in the skeleton fabric patterns (T02, T01, T04, and T08), the deformation temperature is determined between  $475 \pm 50$  and  $565 \pm 50$  °C.

-The samples with small circle skeleton fabric show a much lower temperature. According to the quartz C-axis pattern in samples T03, T05, T06, and T07 with peripheral maxima, the deformation temperature varies from  $260 \pm 50$  to  $495 \pm 50$ °C.

#### 5-References

- Amato, J.M., Wright, J.E., Gans, P.B., Miller, E.L., 1994. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. *Tectonics* 13, 515–527. <https://doi.org/10.1029/93TC03320>
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M., Liu, G.H., 1984a. Deformation of leucogranites of the Crystalline Main Central Thrust Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology* 6(5): 535-542. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90063-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90063-4).
- Coney, P., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. *Geological Society of America Memoir* 153, 7–31. <https://doi.org/10.1130/MEM153-p7>
- Davis, G.A., Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera. In Clark, S.P., Burchfiel, B.C., Suppe, J., (Eds.), *Processes in continental lithospheric deformation*, Geological Society of America Special Paper 218, 133-159. <https://doi.org/10.1130/SPE218-p133>
- Eskola, P.E., 1949. The problem of mantled gneiss domes: Quarterly. *Journal of the Geological Society of London* 104, 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>
- 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, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.016>
- Faghih, A., Soleimani, M., Partabian, A. 2020. Exhumation style of the Chapedony core complex, Central Iran: insights from kinematic vorticity analysis. *Geotectonics* 54, 705–712, <https://doi.org/10.1134/S0016852120050040>
- Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H., 2002. Mechanisms for the folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth Science Reviews* 59, 163–210. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00074-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00074-0)
- Keshavarz, S., Faghih, F., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences* 109, 421–438. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01812-9>
- Kruhl, J.H., 1998. Reply: Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142–6. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.00413.x>
- Law, R.D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology* 66, 129–161, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.023>
- 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, London* 161, 305–320. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-047>
- 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. U.S.A. *Journal of Structural Geology* 11, 65–94. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9)

- Mahmoudi Sivand, S., Faghih, A., Keshavarz, S. Soleimani, M., 2021. Characterizing syn-convergent extension along the Neybaz-Chatak detachment shear zone, Central Iran: insights from microstructures, quartz petrofabrics and flow vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 143, 104270, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104270>
- Passchier, C.W., 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geologische Rundschau* 77, 309–318. <https://doi.org/10.1007/BF01848692>
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*: New York, Springer, 366 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Soleimani, M., Faghih, A., Kusky, T., 2021. Mesozoic compressional to extensional tectonics in the Central East Iranian Microcontinent: evidence from the Boneh Shurow metamorphic core complex. *Journal of Geological Society of London*. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-123>
- Teyssier, C., Whitney, D.L. 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* 30, 1139–1142, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1139:GDAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1139:GDAO>2.0.CO;2)
- Thigpen, J. Ryan., Lawa, R.D., Lloyd, G.E., Brown, S.J., 2010. Deformation temperatures, vorticity of flow, and strain in the Moine thrust zone and Moine nappe: Reassessing the tectonic evolution of the Scandian foreland hinterland transition zone. *Journal of Structural Geology* 32(7), 920-940. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.05.001>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Soleimani, M., Faghih, A., Bagherpour, B., Adibinejad, M., Sobhani, S., 2024. Deformation micro thermometry in the Toutak gneiss dome based on petrofabric characteristics of quartz crystal, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *Adv. Appl. Geol.* 14(1), 106-121.

DOI: 10.22055/AAG.2023.43423.2360

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18652.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18652.html)

©2024 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

## ریزدماسنجی دگرشکلی در گنبد گنایسی توتک بر اساس ویژگی‌های پتروفابریکی کانی کوارتز، کمر بند

## دگرگونی سنندج - سیرجان، ایران

معصومه سلیمانی

بخش علوم زمین دانشکده علوم دانشگاه شیراز

علی فقیه

بخش علوم زمین دانشکده علوم دانشگاه شیراز

برهان باقرپور

بخش علوم زمین دانشکده علوم دانشگاه شیراز

معصومه ادیبی نژاد

بخش علوم زمین دانشکده علوم دانشگاه شیراز

سیده سعیده سبحانی

آموزش و پرورش استان فارس، شیراز، ایران

afaghiah@shirazu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۸

## چکیده

گنبد‌های گنایسی شواهدی از جنبش‌های عمودی در هر دو رژیم زمین‌ساختی فشارشی و کششی در سامانه‌های کوهزایی می‌باشند. این گنبد‌ها شواهدی از تعامل متقابل بین نیروهای گرانشی و نیروهای زمین‌ساختی در پوسته قاره‌ای هستند و ساختارهای منحصر به فردی را در مناطق دگرشکل شده نشان می‌دهند. این گنبد‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده و توده‌های نفوذی پوشیده شده با لایه‌های بالایی پوسته هستند. گنبد گنایسی توتک در کمر بند دگرگونی فشار بالا-دما پایین سنندج-سیرجان نمونه‌ای از گنبد‌های گنایسی در سیستم کوهزایی زاگرس است. هدف از انجام این پژوهش تعیین دمای دگرشکلی بر اساس ویژگی‌های بافت‌ساختاری کانی کوارتز در سنگ‌های میلونیتی برونزد یافته در گنبد گنایسی توتک می‌باشد. دمای بدست آمده از الگوی محور C کوارتز محدوده دمایی بین  $260 \pm 50$  تا  $565 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد را برای دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. عدم تقارن الگوهای محور بلورشناسی کانی کوارتز (محور C) نشانگر عملکرد برش راستگرد در طی این دگرشکلی می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** سنندج-سیرجان، گنبد گنایسی توتک، الگوی محور C کوارتز، دمای دگرشکلی، ایران

## ۱- مقدمه

گنبد‌های گنایسی شواهدی از جنبش‌های کوهزایی در هر دو رژیم زمین‌ساختی فشارشی و کششی در پوسته قاره‌ای هستند (Eskola, 1949; Teyssier and Whitney, 2002). این ساختارها نشان‌دهنده تعامل متقابل بین نیروهای گرانشی و نیروهای زمین‌ساختی در پوسته می‌باشند (Burg, 2004). برای اولین بار Eskola (۱۹۴۹) جایگاه زمین‌شناختی و ویژگی‌های زمین‌ساختی گنبد‌های گنایسی در کمر بند‌های کوهزایی سراسر جهان را تشریح نمود. معمولاً در سامانه‌های کوهزایی، گنبد‌های

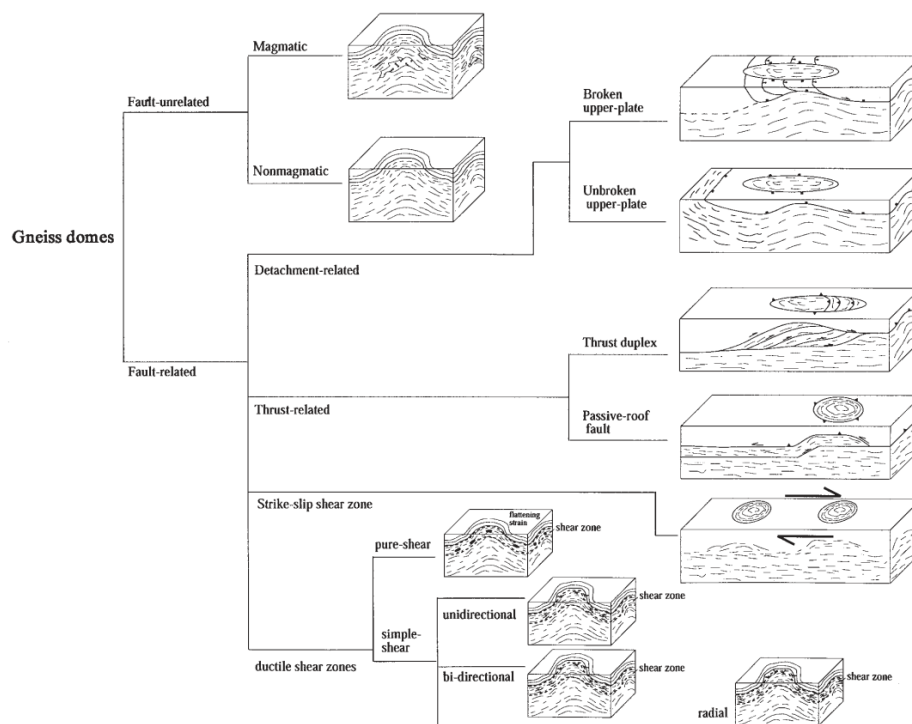
گنایسی تحت تاثیر زمین‌ساخت فشارشی (e.g., Burg et al., 1984; Amato et al., 1994; Thigpen et al., 2010) و هم‌تافت‌های هسته دگرگون تحت تاثیر زمین‌ساخت کششی (e.g., Coney, 1980; Davis et al., 1988; Lister and Davis, 1989; Harris et al., 2002; Faghiah and Soleimani, 2015; Mahmoudi Sivand et al., 2021) ایجاد می‌گردند (شکل ۱). در گنبد‌های گنایسی گرانیتهای اولیه و میگماتیت نفوذی همزمان با شکل‌گیری گنبد گنایسی، قابل مشاهده است (Yin, 2004). سازوکار رشد گنبد‌های



گنایسی توتک در کمربند دگرگونی فشار بالا- دما پایین سنندج- سیرجان نمونه‌ای از گنبد‌های گنایسی در سامانه کوهزایی زاگرس است (Alizadeh et al., 2010).

در این پژوهش، ویژگی‌های ریزساختاری سنگ‌های دگرشکل‌شده در گنبد گنایسی توتک مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. به منظور شناخت ویژگی‌های جنبش‌شناختی دگرشکلی در محدوده مورد مطالعه، از تحلیل‌های بافت‌ساختاری استفاده شده است.

گنایسی با ایجاد حرکت در گسل‌های فشاری با شیب کم و یک الگوی شعاعی از خطوارگی قابل توصیف است (O'Neill et al., 1988). الگوی شعاعی خطوارگی و جابجایی با جهت معکوس در سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده می‌تواند نشان‌دهنده وجود گنبد‌های گنایسی باشد (Hannah, 2006). گنبد‌های گنایسی از مناطق منحصر به فرد برای انجام مطالعات ساختاری در مناطق دگرشکلی می‌باشند. این گنبد‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی پوشیده شده با لایه‌های بالایی سنگ‌های پوسته هستند. گنبد



شکل ۱- تقسیم‌بندی گنبد‌های گنایسی بر اساس سازکار شکل‌گیری آنها (برگرفته از Yin, 2004).

Fig. 1. Classification of gneissic domes based on their formation mechanism (Modified after Yin, 2004).

(Talbot, 2006). این کمربند در راستای شمال شرق- جنوب غرب شامل پهنه‌های ساختاری مختلفی از جمله ارومیه- دختر، سنندج-سیرجان و زاگرس چین‌خورده-رانده می‌باشد (Berberian and King, 1981; Blanc et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006). پهنه ساختاری سنندج-سیرجان دارای روند شمال غرب-جنوب شرق بوده و از سنگ‌های دگرشکل‌شده با درجات مختلف دگرگونی و گسل‌های راندگی تشکیل شده است. ویژگی‌های سنگی و ساختاری این پهنه معرف یک گودی ژرف و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان می‌باشد. در این پهنه دگرشکلی، پدیده‌های

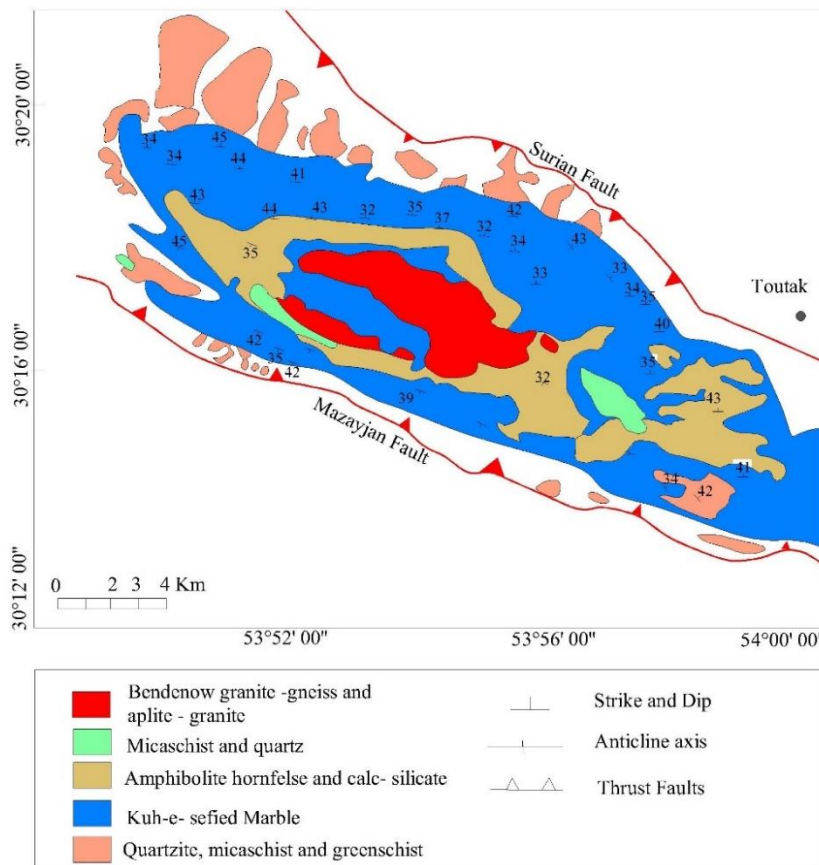
## ۲- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی منطقه مورد

### مطالعه

کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-همیالیا و در حاشیه شمال شرقی صفحه سنگ‌کره‌ای آفروربی قرار گرفته است (Alavi, 1994; Sarkarinejad et al., 2015). این کمربند کوهزایی در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر خرده قاره ایران مرکزی و برخورد قاره-قاره از زمان کرتاسه پسین تا ترشیری شکل گرفته است (Stöcklin, 1968; Dewey et al., 1973; Berberian and King, 1981; Blanc et al., 2003; Ghasemi and

(Sarkarinejad and Alizadeh, 2008). عملکرد فرایندهای دیپایریسم و فشارش باعث ایجاد گنبد گنایسی توتک شده است. گنبد گنایسی توتک شامل دو زون برشی راست گرد سوریان و مزایجان به موازات سامانه راندگی زاگرس و یک ساختار طاق گون (antiform) فرارنده (pop-up) در مقیاس پوسته‌ای است (Sarkarinejad and Alizadeh, 2008). این مجموعه عمدتاً از میکاشیست (مسکوویت و بیوتیت شیست)، شیست سبز، آمفیبولیت، کالک سیلیکات (دولومیت)، هورنفلس و واحدهای کنگلومرای (کنگلومرای مرشدی) تشکیل شده است (شکل ۲).

مختلف دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی‌درپی و هم‌آهنگ با رویدادهای زمین‌ساختی شناخته شده در سایر نقاط جهان قابل مشاهده است (Alavi, 1994; Sarkarinejad et al., 2015). گنبد گنایسی توتک واقع در شمال شرق شیراز و در فاصله ۳۵ کیلومتری شهرستان بوانات واقع شده است. این مجموعه دگرگونی شامل سنگ‌هایی نظیر گرانیت گنایس، مرمر و شیست با سن‌های دگرگونی از سیلورین تا دونین می‌باشد. برگوارگی‌های مرتبط با گنبدشدگی در این ساختار دارای الگوی شعاعی به سمت بیرون و خارج از هسته گنبد می‌باشند



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گنبد گنایسی توتک.

Fig. 2. Geological map of the Toutak gneiss dome.

جهت تعیین الگوی جنبش‌ساختی و دمای دگرشکلی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت.

### ۳-۱- فابریک محور C کوارتز

در بسیاری از کانی‌های دگرشکل، جهت‌یابی شبکه بلوری به طور جهت‌دار بوده و در یک جهت سیستماتیک نظم یافته است. چنین کانی‌هایی دارای یک جهت‌یابی ترجیحی شبکه (LPO)

### ۳- روش پژوهش

به منظور مطالعه ریزساختارها در مقیاس میکروسکوپی، نمونه‌های جهت‌دار در جهت XZ (عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی) از سنگ‌های گنایسی تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از دیدگاه بافت‌ساختاری و شاخص‌های میکروسکوپی

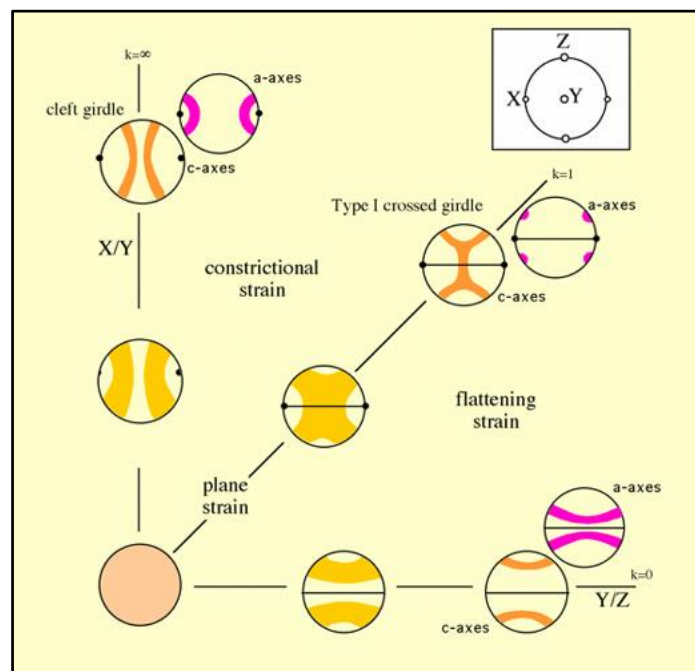


در روش نوری با استفاده از U-stage مقطع در بین دو نیمکره شیشه‌ای بر روی میکروسکوپ نوری قرار می‌گیرد. در این روش بلورها و ریزساختارها با چرخش می‌توانند در جهتی خاص نسبت به محور میکروسکوپ تنظیم شوند. از این روش برای جهت‌یابی سامانه‌های لغزش در بلورهایمانند کوارتز نیز استفاده می‌شود. مزیت این روش ارزانی آن و همچنین قابلیت انجام با یک میکروسکوپ معمولی است. در این روش فقط جهت‌یابی محور C اندازه‌گیری می‌شود و سپس برای تشخیص LPO کوارتز باید الگوی فابریک کوارتز در شبکه استریونت رسم شود (Passchier and Trouw, 2005).

الگوهای LPO در کوارتز به دو گروه دگرشکلی‌های هم‌محور (Coaxial) و غیرهم‌محور (Non-Coaxial) تقسیم می‌شوند (Passchier, 1988). انواع متداول فابریک‌های a و c کوارتز در شکل ۳ نشان داده شده است. برای بررسی این الگوها با تغییرات استرین، آن‌ها را در دیاگرام فیلین نشان می‌دهند. در این تصویر شکل محور c به صورت اسکلت بافتار و محورهای a به صورت شماتیک با خطوط منحنی به نمایش گذاشته شده‌اند. تقارن این فابریک‌ها در این تصویر نشانگر دگرشکلی هم‌محور است.

هستند. اغلب سنگ‌های دگرشکل‌شده غنی از کوارتز با فابریک‌های متقاطع و یا کراس‌گریدل محور C کوارتز مشخص می‌شوند و یک تقارن یا عدم تقارن را نسبت به اثر برگواره‌ها در صفحه XZ از خود نشان می‌دهند (Law, 1990). درجه عدم تقارن بخش مرکزی گریدل متقاطع در چنین فابریک‌هایی توسط تاوایی (Wm) و کرنش محدود کنترل می‌شود.

برای اندازه‌گیری جهت ترجیحی شبکه و برای بدست آوردن جهت‌گیری محور c و a در کوارتز از روش نوری و میکروسکوپ پلاریزان استفاده می‌شود. در این مطالعات از مقاطع نازک جهت‌دار در صفحه XZ بیضوی کرنش استفاده می‌شود (Passchier, 1988). از مزیت‌های انتخاب این مقطع این است که می‌توان نسبت بیضوی کرنش و همچنین مقدار تاوایی را نیز محاسبه نمود. به دلیل عدم وجود رخ و دوقلویی قابل تشخیص در کوارتز و همچنین یک محوری بودن آن، بهترین جهت نوری قابل اندازه‌گیری در این کانی محور c می‌باشد. روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری جهت یافتگی ترجیحی در شبکه بلوری استفاده می‌شود. در این مطالعه از روش نوری با استفاده از پلاتین یونیورسال (U-stage) برای به دست آوردن جهت یافتگی ترجیحی شبکه‌ای محور C کوارتز استفاده شده است.



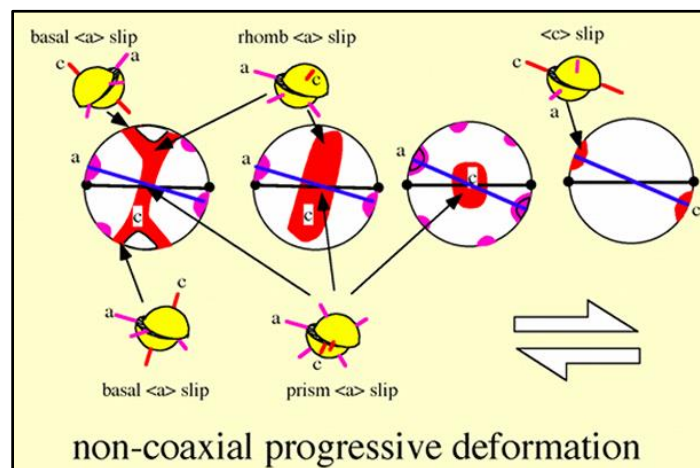
شکل ۳- ارتباط بین استرین متقارن و فابریک‌های کریستالوگرافی محور a و c کوارتز برای دگرشکلی‌های هم‌محور (Passchier and Trouw, 2005).

Fig. 3. Relation between symmetric strain and a- and c-axis crystallographic fabrics of quartz for coaxial deformations (Passchier and Trouw, 2005).

بیشتر می‌شود و الگو به سمت حداکثر در اطراف محور Y منتهی می‌شود. در درجه حرارت‌های بسیار بالا و حضور آب منشور <C> فعال و سبب موازی شدن محور C با جاذب فابریکی شده و محور <a> عمود بر آن می‌شود (شکل ۴).

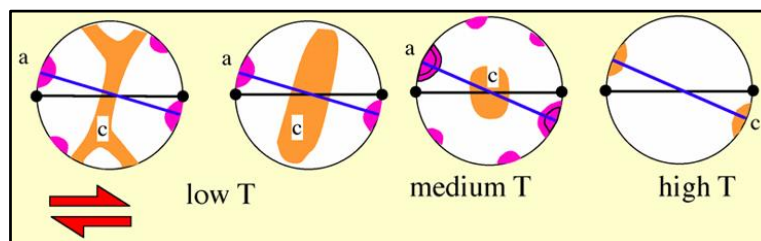
الگوهای LPO در حالت هم‌محور تحت شرایط دگرگونی درجه پایین تا متوسط نوارهای دایره‌ای کوچک (small circle) بسیار عمومیت دارند (Passchier and Trouw, 2005) (شکل ۵). افزایش دما باعث افزایش زاویه بازشدگی (Opening angle) در نوارهای کوچک می‌شود (شکل ۵). علاوه بر این در دگرشکلی پیشرونده غیرهم‌محور الگوهای محور C کوارتز نامتقارن خواهند شد و با استفاده از آن می‌توان جهت برش را تشخیص داد (Passchier and Trouw, 2005; Samani, 2013).

در انواع کانی‌ها بطور مستقیم الگوی جهت‌گیری ترجیحی شبکه‌ای کریستال‌ها توسط ترکیبی از سیستم لغزشی فعال کنترل می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005). ماکزیمم تمرکز محور C به موازات محور متوسط استرین (Y) معمولاً بیانگر این است که سیستم لغزشی منشور <a> فعال بوده است. همینطور در موارد خیلی نادر تمرکز محور C به موازات خطوارگی به عنوان نشانگری برای منشور لغزشی <C> است (Passchier and Trouw, 2005; Samani, 2013). در اختلاف تنش کم، تنها یک سیستم لغزش ممکن است فعال باشد اما در اختلاف تنش بالاتر، چندین سیستم لغزشی می‌تواند همزمان عمل کند. لغزش پایه‌ای <a> در درجه حرارت پایین، بسیار مهم بوده و الگوی آن ممکن است تمرکز خوبی در محور C نشان دهد. با افزایش حرارت اهمیت لغزش منشوری <a>



شکل ۴- نمایش بلور کوارتز با محورهای <a> جهت یافته و صفحات لغزش در طرح نوع I دایره‌های متقاطع که در طول دگرشکلی پیشرونده غیرهم‌محور شکل گرفته است. شبیه سایر طرح‌ها که در دگرشکلی پیشرونده غیرهم‌محور شکل می‌گیرند، سمت راست طرحی نمایش داده شده که در اثر لغزش در امتداد محورهای C روی داده است (Passchier and Trouw, 2005).

Fig. 4. Representation of quartz crystal with oriented <a> axes and slip planes in a cross girdle type I pattern formed during non-coaxial progressive deformation (Passchier and Trouw, 2005).



شکل ۵- دیاگرام‌های قطبی نشانگر چهار نوع از الگوهای محور c و محور a کوارتز که با افزایش شدت دگرگونی طی دگرشکلی غیرهم‌محور شکل گرفته است (Passchier and Trouw, 2005).

Fig. 5. Polar diagrams showing four types of quartz a- and c-axis patterns formed by increasing the intensity of metamorphism during non-coaxial metamorphism (Passchier and Trouw, 2005).

#### ۴- نتایج

#### ۴-۱- اندازه‌گیری دمای دگرشکلی با استفاده از زاویه بازشدگی فابریک محور C کوارتز

اگر مجموعه‌ای از کانی‌ها تحت دگرشکلی شکل‌پذیر قرار گیرند علاوه بر جهت‌گیری ظاهری، محورهای بلورشناسی بلورها نیز جهت‌یافتگی خاصی را نشان می‌دهند. با استفاده از فابریک این جهت‌یافتگی‌ها می‌توان زاویه بازشدگی محورهای بلورشناسی را اندازه‌گیری و دمای دگرشکلی را به دست آورد (Law, 2014). علاوه بر این، دمای دگرشکلی عامل اصلی در کنترل زاویه بازشدگی است (Kruhl, 1998).

ضروری است برای تخمین زاویه بازشدگی یک فابریک، الگوی فابریک‌های اسکلتونی برای نمونه‌های موجود از منطقه تهیه شود (شکل ۸). با این الگوی فابریک اسکلتونی می‌توان زاویه بازشدگی را به‌طور دقیق محاسبه کرد. با افزایش دمای دگرشکلی، زاویه بازشدگی در اسکلتون محورهای C کوارتز، نیز

افزایش می‌یابد (Lister and Hobbs, 1980; Law et al., 2004; Samani, 2013; Law, 2014).

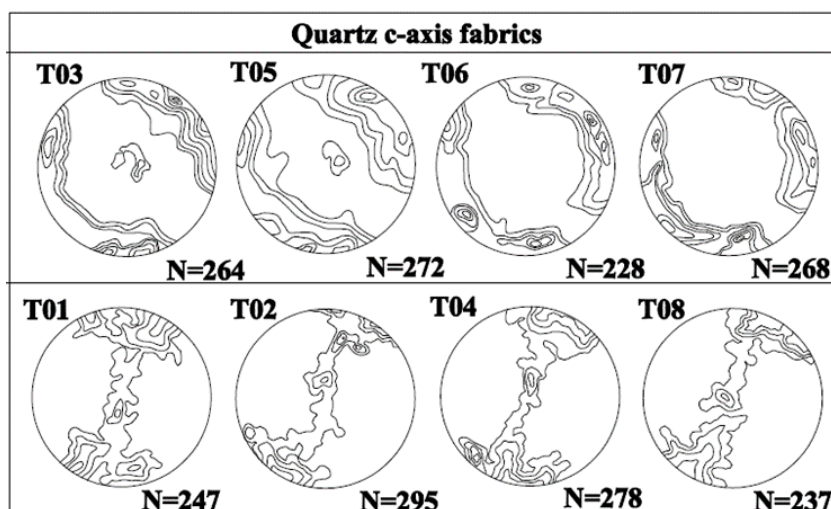
دمای دگرشکلی بدست آمده از الگوی محور C کوارتز در نمونه‌های شماره T01, T02, T04, T08 و T08 محدوده دمایی بین  $475 \pm 50$  تا  $565 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل سنگ‌های گرانیت گنایس منطقه نشان می‌دهد (شکل ۶ و جدول ۱).

نمونه‌هایی که دارای فابریک اسکلتون حلقه‌های کوچک هستند، دمای بسیار پایین‌تری را نشان می‌دهند. با توجه به الگوی فابریک اسکلتون محور C کوارتز در نمونه‌های شماره T03, T05, T06 و T07 که از نوع تجمع محیطی است دمای دگرشکلی این الگوهای  $260 \pm 50$  تا  $495 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. بنابراین دمای دگرشکلی بر اساس الگوی فابریک اسکلتون محور C کوارتز در محدوده گنبد گنایسی توتک از  $260 \pm 50$  تا  $565 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد است

جدول 1- تخمین دمای دگرشکلی با استفاده از مقدار زاویه بازشدگی (Kruhl, 1998)

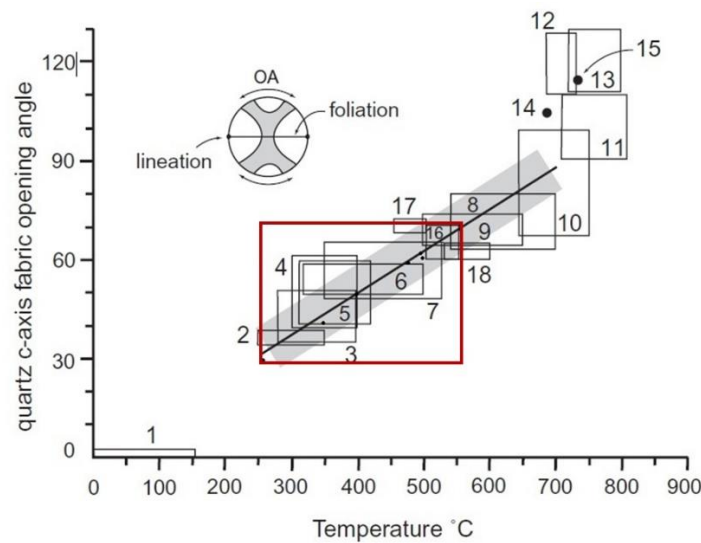
Table 1. Estimation of deformation temperature using the opening angle (Kruhl, 1998)

Sample No.	Temperature(°C)	Opening angle(°)
T01	565 ±50	71
T02	555 ±50	69
T03	260 ±50	30
T04	490 ±50	62
T05	340 ±50	42
T06	380 ±50	48
T07	495 ±50	63
T08	475 ±50	59



شکل ۶- الگوهای محور C کوارتز مربوط به مقطع XZ در گنبد گنایسی توتک

Fig. 6. Quartz C-axis fabrics in the Toutak gneiss dome



شکل ۷- دمای دگرشکلی حاصله با استفاده از زاویه بازشدگی (opening angle) بافتار محور C کوارتز (کادر قرمز نتایج این مطالعه را نشان می‌دهد).  
Fig. 7. Deformation temperature obtained using the opening angle of the quartz C-axis fabric

#### ۵- بحث

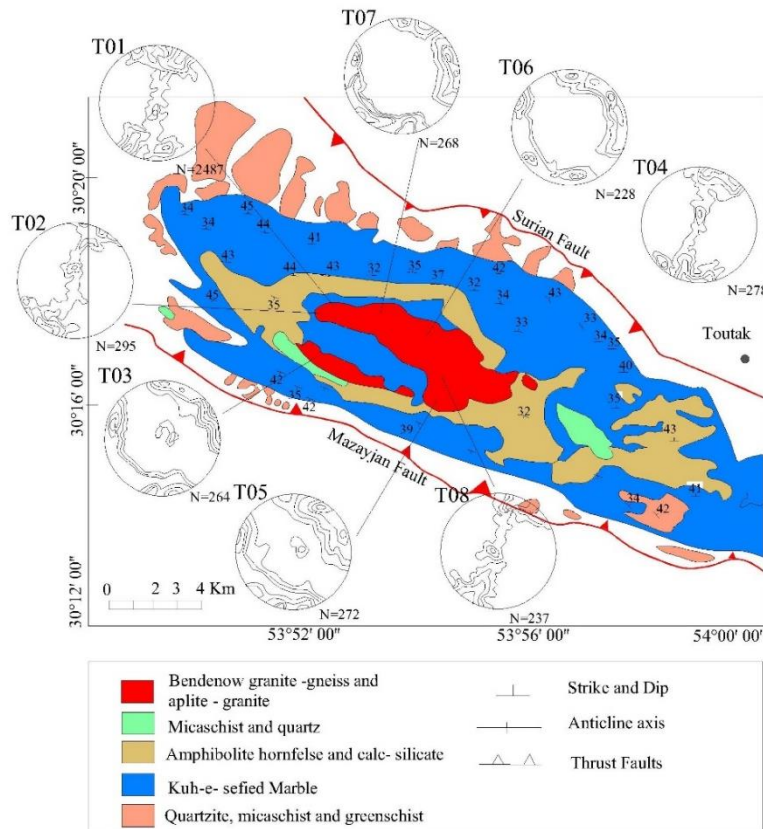
درک جنبش‌شناختی فرایند دگرشکلی در پهنه‌های دگرشکل- شده جهت توضیح جنبه‌های مهم تکامل تکتونیکی پوسته زمین و مشخصات جنبشی فابریک‌ها در سنگ‌های دگرشکل شده بسیار ضروری است. تحلیل‌های مختلف انجام شده توسط محققین مختلف به وضوح بیانگر این است که دانه‌های کانایی تشکیل دهنده موادی که بصورت پلاستیک دگرشکل شده‌اند، جهت‌گیری ترجیحی شبکه‌ای را نشان خواهند داد. از بین کانای‌ها جهت مطالعات فابریکی کانای کوارتز بیشترین توجه زمین‌شناسان ساختاری را به خود جلب کرده است. احتمالاً علت آن گسترش کانای کوارتز و کنترل رفتار بخش عظیمی از پوسته زمین و همچنین تا حدودی به علت تنوع در انواع فابریک‌ها است که تحت شرایط دگرگونی و دگرشکلی مختلف وجود دارد. مطابق با Kruhl (۱۹۹۸) زاویه بازشدگی در اطراف محور Z در صفحه XZ بین دو نقطه ماکزیمم می‌تواند به‌عنوان یک دماسنجی مرتبط با دگرشکلی به کار رود. بنابراین زاویه‌های بازشدگی اندازه‌گیری شده در آرایش اسکلتون می‌تواند دمای دگرشکلی را مشخص کند (Law, 2004). محور Y ماکزیمم نشان‌دهنده غلبه لغزش منشوری <a> است و در بخش‌های دورتر از حلقه میانی بیان‌کننده لغزش قاعده‌ای <a> است (Schmid and Casey, 1986). با افزایش فاصله و دور شدن از توده نفوذی، حلقه میانی و ماکزیمم محور Y مرتبط با آن

به‌طور تدریجی ناپدید و با دو نقطه ماکزیمم جهت‌گیری درون صفحه XZ تعویض می‌شود و به لحاظ تقارن با یک زاویه زیاد (۵۰-۶۲) متمایل به سمت قطب برگواری Z قرار می‌گیرد (Morgan and law, 2004). برای دگرشکلی هم‌محور و دگرشکلی غیر هم‌محور فابریک محور c لغزش منشوری <c> توسط تمرکز محورهای c اطراف Y مشخص می‌شود (Morgan and law, 2004).

در شرایط دگرشکلی غیرهم‌محور، استرین صفحه‌ای الگوی محور c معمول‌ترین دایره‌های متقاطع نوع I است. در شرایط دگرگونی متوسط تا بالا، تمرکز واحد در اطراف محور Y معمول است. در صورتی که در درجه بالا (>۶۵) تمرکز محور c در جهتی خیلی نزدیک به خطوارگی است. افزایش درجه حرارت، زاویه دایره‌های کوچک را نسبت به هم افزایش می‌دهد. تاثیر فعالیت لغزش در صفحات لغزش کوارتز در شرایط زیر ۶۵۰ درجه، لغزش در جهت‌های <a> صفحات Prism و Rhomb در کوارتز غالب است. به طور کلی الگوی محور c کوارتز استرین‌های مراحل انتهایی دگرشکلی پیشرونده را در خود ثبت می‌کند. بنابراین دمای تخمین شده از الگوی محور c کوارتز نشانگر شرایط اوج دگرشکلی نمی‌باشد.

با توجه به موقعیت نمونه‌ها در محدوده مورد مطالعه مشاهده شد که نمونه‌های با دمای پایین دگرشکلی در حاشیه

گنبد گنایسی قرار دارند. در حالی که با نزدیک شدن به مرکز گنبد گنایسی دمای دگرشکلی افزایش می یابد (شکل ۸).



شکل ۸- نقشه زمین شناسی و محل قرارگیری نمونه‌ها در گنبد گنایسی توتک  
Fig. 8. Geological map and location of samples in the Toutak gneiss dome

که از نوع تجمع محیطی می‌باشند. دمای دگرشکلی بر اساس این الگوهای فابریک اسکلتون از  $260 \pm 50$  تا  $495 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد حاصل شد.

ج- الگوهای بدست آمده از محور c کوارتز یک عدم تقارن نسبت به محور Z از خود نشان می‌دهند که نشانگر جهت برش راستگرد در طی دگرشکلی است.

#### قدردانی

از حمایت مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه شیراز تشکر و قدردانی می‌گردد. از نظرات ارزشمند سردبیر و داوران محترم مجله علمی-پژوهشی زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته که باعث ارتقاء کیفیت مقاله گردید قدردانی می‌گردد.

#### ۶- نتیجه‌گیری

براساس مطالعات ریزساختاری انجام شده در گنبد گنایسی توتک نتایج زیر حاصل شد:

الف- در سنگ‌های دگرگونی واقع در مرکز گنبد گنایسی توتک الگوی محور c کوارتز از نوع حلقه‌های متقاطع نوع I (Type-I Cross girdle) است. با توجه به میزان زاویه بازشدگی در الگوهای فابریک اسکلتون (شماره T02, T01, T04 و T08) دمای دگرشکلی بین  $475 \pm 50$  تا  $565 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد حاصل شد.

ب- نمونه‌هایی که دارای فابریک اسکلتون حلقه‌های کوچک هستند نشانگر دمای بسیار پایین‌تری دارند. با توجه به الگوی محور c کوارتز در نمونه‌های شماره T03, T05, T06, T07 و



## مراجع

- Alavi, A., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–38. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Alizadeh, A., Lopez Martinez, M., Sarkarinejad K., 2010. 40Ar-39Ar Geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt. *C.R. Geoscience* 342, 837–846. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.07.005>
- Amato, J.M., Wright, J.E., Gans, P.B., Miller, E.L., 1994. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. *Tectonics* 13, 515–527. <https://doi.org/10.1029/93TC03320>
- Bailey, C.M., Eyster, E.L., 2003. General shear deformation in the Pinalen ~o Mountains metamorphic core complex, Arizona. *Journal of Structural Geology* 25, 1883–1892. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00044-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00044-0)
- Berberian, M., King, G.C., 1981. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono- plutonic episodes in Iran. *Amer. Geophy. Union. Geodynamics series*. 5- 32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of Structural Geology* 160, 401–12. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-110>
- Burg, J., Kaus, B., Podladchikov, Y., 2004. Dome structures in collision orogens: Mechanical investigation of the gravity/compression interplay in Whitney, D.L., Teyssier, C., and Siddoway, C.S., Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado. *Geological Society of America, Special Paper* 380, 47–66. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2380-9.47>
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M., Liu, G.H., 1984. Deformation of leucogranites of the Crystalline Main Central Thrust Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology* 6(5), 535-542. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90063-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90063-4).
- Coney, P., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. *Geological Society of America Memoir* 153, 7–31. <https://doi.org/10.1130/MEM153-p7>
- Davis, G.A., Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera, in Clark, S.P., Burchfiel, B.C., Suppe, J., Processes in continental lithospheric deformation, *Geological Society of America Special Paper* 218, 133-159. <https://doi.org/10.1130/SPE218-p133>
- Dewey, J.F., Pitman Iii, W.C., Ryan, W.B.F. Bonini, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3137–80. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)
- Eskola, P.E., 1949. The problem of mantled gneiss domes: Quarterly. *Journal of the Geological Society of London* 104, 461–476 .
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.016>
- Faghih, A., Soleimani, M., Partabian, A., 2020. Exhumation style of the Chapedony core complex, Central Iran: insights from kinematic vorticity analysis. *Geotectonics* 54, 705–712. <https://doi.org/10.1134/S0016852120050040>
- Frassi, C., Carosi, R., Montomoli, C., Law, R.D., 2009. Kinematics and vorticity of flow associated with post-collisional oblique transpression in the Variscan Inner Zone of northern Sardinia (Italy). *Journal of Structural Geology* 31, 1458–71. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.001>
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26, 683–93. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Hannah, P., 2006. Kinematatic Analysis of a proposed gneiss dome and possible Big sky orogeny structure, Highland Mountantains, Southwest Montana. Washington and Lee University.



- Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H., 2002. Mechanisms for folding of high- grade rocks in extensional tectonic settings. *earth science reviews* 59, 163–210. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00074-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00074-0)
- Keshavarz, S., Faghih, F., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *international journal earth sciences* 109, 421–438. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01812-9>
- Kruhl, J.H., 1998. Reply: Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142–6. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.00413.x>
- Law, R.D., 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (eds R. J. Knipe & E. H. Rutter), 335–52. Geological Society of London, Special Publication no 54. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.30>
- Law, R.D., 2010. Moine Thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: II – results of vorticity analyses and their tectonic significance. In *Continental Tectonics and Mountain Building* (eds R. D. Law, R. Butler, B. Holdsworth, M. Krabbendam., R. Strachan). The Legacy of Peach and Horne; Geological Society of London, Special Publication no. 335, pp 579–602. <https://doi.org/10.1144/SP335.24>
- Law, R.D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology* 66, 129–161. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.023>
- 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, London*, 161, 305–320. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-047>
- Lee, C.T., Kelson, K.I., Kang, K.H., 2000. Hanging wall deformation and its effect on buildings and structures as learned from the Chelungpu faulting in the 1999 Chi-Chi Taiwan earthquake. In: Lo, C.-H. and Liao, W.-I. (eds), *Proceedings of International Workshop on Annual Commemoration of Chi-Chi Earthquake*. Science Aspect: Taipei. National Center for Research on Earthquake Engineering, 93–104.
- Lister, G.S., Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: The influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* 2(3), 355–370. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90023-1)
- 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. U.S.A. *Journal of Structural Geology* 11, 65–94. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9)
- Mahmoudi Sivand, S., Faghih, A., Keshavarz, S., Soleimani, M., 2021. Characterizing syn-convergent extension along the Neybaz-Chatak detachment shear zone, Central Iran: insights from microstructures, quartz petrofabrics and flow vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 143, 104–270. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104270>
- Marques, F., Schmid, D., Anderson, T., 2007. Applications of inclusion behaviour models to a major shear zone system: the Nordfjore–Sogen detachment zone in western Norway. *Journal of Structural Geology* 29, 1622–1631. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.05.008>
- Morgan, S.S. Law, R.D., 2004. Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley–Joshua Flat–Beer Creek pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics* 384(1-4), 209–231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.016>
- O'Neill, J.M., Duncan, M.S., Zartman, R.E., 1988. An early Proterozoic gneiss dome in the Highland Mountains, southwestern Montana, in Lewis, S.E., and Berg, R.B., eds., *Precambrian and Mesozoic plate margins: Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication* 96, 81–88.
- Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 9, 679–690. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90152-0](https://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. <https://doi.org/10.1007/BF01848692>
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*: New York, Springer, P. 366. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>

- Passchier, C.W., Urai, J.L., 1988. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. *Journal of Structural Geology* 10, 755–763. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90082-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90082-X)
- Samani, B., 2013. Quartz c-axis evidence for deformation characteristics in the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Iran. *Journal of African Earth Sciences* 81, 28-34. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.01.006>
- Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology* 30, 116-136. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.10.001>
- Sarkarinejad, K., Keshavarz, S., Faghih, A., 2015. Kinematics of the Sirjan mylonite nappe, Zagros Orogenic Belt: insights from strain and vorticity analyses. *Journal of Geosciences* 60, 189–202. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.198>
- Schmid, S.M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns in mineral and rock deformation. In: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (Eds.), *Mineral and rock deformation: laboratory studies: The Paterson Volume: American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 36, 263–286. <https://doi.org/10.1029/GM036p0263>
- Simpson, C., De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* 15, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90075-L](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90075-L)
- Soleimani, M., Faghih, A., Kusky, T., 2021. Mesozoic compressional to extensional tectonics in the Central East Iranian Microcontinent: evidence from the Boneh Shuraw metamorphic core complex. *Journal of Geological Society of London*. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-123>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 52, 1229–1258 .
- Sullivan, W.A., 2008. Significance of transport-parallel strain variations in part of the Raft River shear zone, Raft River Mountains, Utah, USA. *Journal of Structural Geology* 30(2), 138-158. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.007>
- Teyssier, C., Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* 30, 1139–1142, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1139:GDAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1139:GDAO>2.0.CO;2)
- Thigpen, J.R., Lawa, R.D., Lloyd, G.E.; Brown, S.J., 2010. Deformation temperatures, vorticity of flow, and strain in the Moine thrust zone and Moine nappe: Reassessing the tectonic evolution of the Scandian foreland hinterland transition zone. *Journal of Structural Geology* 32(7), 920-940. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.05.001>
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain and fabric analyses based on porphyroclast interaction. *Journal of Structural Geology* 16(4), 477–491. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90092-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90092-2)
- 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., Spanos, D., Chatzaras, V., Kokkalas, S., Koukouvelas, I., 2010. Vorticity of flow in ductile thrust zones: examples from the Attico–Cycladic Massif (Internal Hellenides, Greece). In *Continental Tectonics and Mountain Building* (eds R. D. Law, R. Butler, B. Holdsworth, M. Krabbendam, R. Strachan), 687–714. Geological Society of London, Special Publication no. 335. <https://doi.org/10.1144/SP335.28> 0305-8719/10/\$15.00
- Xypolias, P., Doutsos, T., 2000. Kinematics of rock flow in a crustal-scale shear zone: implication for the orogenic evolution of the southwestern Hellenides. *Geological Magazine* 137, 81–96. <https://doi.org/10.1017/S0016756800003496>
- Yin, A., 2004. Gneiss domes and gneiss dome systems. *Geological Society of America Special Paper* 380. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2380-9.1>