

Original Research Paper

The origin of orthogonal vein network in Paleocene-Eocene flysch south of Birjand, eastern Iran

Mohammad Amir Alimi*

¹Department of Mining Engineering, Faculty of Mining, Civil and Chemistry Engineering, Birjand University of Technology, Birjand, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2023 February 26

Accepted: 2023 July 09

Available online: 2023 September 23

Keywords:

Vein

Fluid pressure

Inversion

Flysch

Eastern Iran

ABSTRACT

This paper presents the results of a field study aiming to describe and to interpret origin of the vein network in the south of Birjand. Adjacent to Birjand ophiolite in eastern Iran, the Paleocene-Eocene flysch facies was deposited in the Birjand foreland area concomitant with the Alpine orogeny (Laramide). The sandstone unit of this facies contain two orthogonal sets of quartzite veins. The N310-340 striking veins (set 1) are arranged parallel to the Bagheran Kuh range front and perpendicular to the vein set 2 (N215-240). The paleostress reconstruction in the Paleocene-Eocene shows that the regional compression direction N240 is perpendicular to the Bagheran Kuh range front. Structurally, to create orthogonal veins, σ_1 should be perpendicular to the layering and σ_2 and σ_3 should be horizontal. This situation was created in the middle Eocene-Oligocene. The post-collision extensions of this period caused a decrease in regional pressure in the region. As a result, the maximum principal stress (σ_1), was changed to a vertical state and intermediate stress (σ_2) was parallel to the orogenic pressure. In these conditions, orthogonal tensile openings (state I) were formed as a result of the local inversion of stress and fluid pressure in the flysch facies.

1. Introduction

In the last hundred years, there have been many studies about joints and veins. The characteristics of the tectonic veins have been investigated as structures related to folds (Berghauer and Pollard, 2004; Maeder et al., 2014; Eckert et al., 2014), faulting (Petit and Laville, 1987; VanLoon, 2002), shear zones (Maltman, 1988; Fossen et al., 2017), and especially sigmoid veins (Ramsay and Huber, 1983; Bons et al., 2012; Lisle, 2013). The analysis of vein systems is important in revealing tectonic events. So


that the direction and internal structure of the veins provides information about the paleostress field, deformation type (simple or pure shear) and fluid pressure. During the process of orogeny, joints caused by fluid pressure, faulting and folding are created. In these areas, the usual patterns of fracture systems are network or ladder-shaped, which in some cases appear as orthogonal veins (Rives et al., 1994). The sandstones of the flysch facies south of Birjand were studied, which include a system of almost orthogonal


* Corresponding author: Mohammad Amir Alimi; E-mail: malimi@birjandut.ac.ir

Citation:

Alimi, M.A., 2023. The origin of orthogonal vein network in Paleocene-Eocene flysch south of Birjand, eastern Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(3), 129, 111-122. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.387050.2065>

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

 doi: 10.22071/gsj.2023.387050.2065

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.15.6



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

quartzite veins of mode I fractures. Previously, sigmoidal veins in Zirooji, Bushad and Behlgerd shear zones located in the Birjand mélange ophiolite and Paleocene flysches have been used to calculate paleostress, determine stress variables and provide deformation patterns of the region. This study helps to know the pattern of vein formation and the dominant direction of the tension spaces created in the region. It can help in the identification and exploration of minerals.

2. Research methodology

In order to understand the formation of orthogonal planar veins and their geometrical relationship with the tectonic events of the region, Surg, Bushad, Jimabad, Esfahrud, Mezeg and Zirooji stations were selected in the Flysch units (Figure 4- a). In cases where the veins were measured in folded layers, the veins were returned to their approximate orientation before folding by rotating the limbs around the fold axis. In the sandstone unit of flysch facies, two sets of quartzite veins are oriented along N310-340 (set 1) and N215-240 (set 2). After drawing the stereo plot of the veins, their mean orientation was obtained at each station and for the entire region. This mean for the region is N335,53 (set 1) and N224,71 (set 2). In the field observations, attention has been paid to the features of the vein and the cross-cutting relationships between them. Since the texture of the veins is often without crystal form and mass, it was not possible to confirm the left-handed cut at the time of the formation of the veins. In the field observations, fibres quartzes were rarely observed, and in all cases, opening perpendicular to the layer was detected.

In order to determine the role of local stress in the creation or deformation of veins, the paleostress has been reconstructed in south Birjand flysch. In 6 stations, orthogonal veins were selected and the directions of stress axes were determined using T-Tecto software. The intersection line of two sets of veins is considered parallel to the σ_1 axis. To achieve the initial state of the veins at the time of formation, the σ_1 axis was made vertical, and the σ_2 and σ_3 axes were rotated around the vertical axis as the complement of its inclination angle. In this way, the σ_2 and σ_3 axes approached the horizontal state. In the studied stations, the trend of σ_2 axis is between N228-244 and the trend of σ_3 axis is between N294-323.

3. Discussion

Two sets of orthogonal quartzite veins have been identified in the sandstones of the Flysch facies located on the northern edge of Bagheran Mountain. During loading, the maximum stress due to the weight of sediments (σ_1) is considered perpendicular to the layer and σ_2 and σ_3 are considered horizontal. If it is assumed that two sets of joints are formed on the main surface perpendicular to σ_3 , then the orientation of the orthogonal veins can be explained by the small difference created between the values of the horizontal stresses σ_2 and σ_3 , during the local inversion of the stress. (Hancock and Bevan, 1987; Dunne and North, 1990; Rives et al., 1994; Van der Pluijm and Marschak, 2004; De Jossineau et al., 2005; Maeder et al., 2014). Most of the quartzite veins in the region have a mass texture and no crystal shape. This texture indicates that they were formed in the depths. Considering the high thickness of veins in some areas of the studied area, it seems that a high-pressure fluid caused their formation. The nature of quartz comb structure in the veins also indicates the sudden opening of the vein due to fluid pressure. The compressional tectonic regime has dominated the east of Iran from the late Cretaceous to the late Eocene - early Oligocene (Berberian and King, 1981). The formation of the eastern mountains of Iran is the result of this convergence and the collision of the continental part of the Lut block in the west and the Afghan block in the east. The result of collision in the studied area (foreland of Birjand), folding and faulting in Birjand mélange ophiolite, Shekarab Mountain and its uplift from the surrounding parts. A thick succession of flysch sediments of Paleocene-Early Eocene age was deposited in the subsiding basin on the edge of the orogenic belt of the region. In the studied from Paleocene to Oligocene, the direction of maximum tectonic horizontal stress (S_{hmax}), N240, has been estimated. Simultaneously with the sedimentation of flysch facies in Birjand foreland area, a fracture set (set 2) was formed in line with its regional pressure direction N240 and perpendicular to Baghran mountain. At this time, the local inversion of the horizontal stresses due to the stress drop caused another set of fracture (set 2). It seems that the first stage of propagation of the orthogonal system was in the direction of regional compression.

4. Conclusion

In this study, structural studies were carried out with the

aim of obtaining the origin and structural relationship of tensile fractures in the flysch facies south of Birjand. The results of paleostress analysis using orthogonal veins and its validation with previous studies showed that from Paleocene to Oligocene, the direction of the maximum tectonic horizontal stress (S_{hmax}) in the region was N240. The results of structural analysis of veins also show two different stress directions; a) Veins of set 2 is almost aligned with the direction of maximum horizontal stress (N240) and perpendicular to the forehead of Bagheran mountain and b) Veins of set 1 is aligned with N335 and

perpendicular to veins of set 2. The results of this research show that the following factors played a role in creating orthogonal veins:

a) Fluid pressure: the opening of type I fractures in the depths of the crust, b) Paleocene-Eocene compressive tectonic stress: creation of set 2 fractures, c) Local inversion of horizontal stresses: creating orthogonal veins of set 1, d) Stretching due to the bending of Birjand ophiolite: the development of veins in the direction perpendicular to Bagheran mountain e) Stress phases after the Miocene: sinistral shearing in direction veins of set 2.

منشأ شبکه رگه‌ای راست گوشه در فلیش‌های پالتوسن - ائوسن جنوب بیرجند، خاور ایران

محمدامیر علمي^{۱*}

گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی معدن، عمران و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده

این مقاله نتایج یک مطالعه میدانی را با هدف توصیف و تفسیر منشأ شبکه رگه‌ای در جنوب بیرجند ارائه می‌دهد. در مجاورت افولیت بیرجند در خاور ایران، رخساره فلیشی پالتوسن - ائوسن در ناحیه پیش‌بوم بیرجند و همزمان با کوهزایی آلپی (لارامید) نهشته شده است. واحد ماسه‌سنگی این رخساره در برگیرنده دو دسته رگه کوارتزیتی راست گوشه است. دسته رگه ۱ با امتداد N310-340، به موازات پیشانی کوهستان باقران و دسته رگه ۲ (N215-240) عمود بر آن تشکیل شده است. بازسازی تنش دیرین در پالتوسن - ائوسن، جهت فشارش ناحیه‌ای را N240 نشان می‌دهد که عمود بر پیشانی کوهستان باقران است. از لحاظ ساختاری، برای ایجاد رگه‌های راست گوشه می‌بایست σ_1 عمود بر لایه‌بندی و σ_2 و σ_3 افقی باشند. این وضعیت در ائوسن میانی - الیگوسن ایجاد شده است. کشش‌های پس از برخوردی این دوره باعث کاهش فشار ناحیه‌ای در منطقه شد. در نتیجه تنش اصلی بیشینه (σ_1) به وضعیت قائم تغییر یافت و تنش میانی (σ_2) موازی فشار کوهزایی قرار گرفت. در این شرایط بازشدگی‌های کششی (حالت I) راست گوشه در نتیجه وارونگی محلی تنش و فشار سیال در رخساره فلیشی تشکیل شدند و در فازهای بعدی دگرشکلی، دسته رگه ۱ در راستای دسته رگه ۲ متحمل برش چپ‌بر شدند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

رگه

فشار سیال

وارونگی

فلیش

خاور ایران

۱- پیش‌نوشتار

رگه‌ها در طبیعت به دلیل تضاد رنگی با سنگ میزبان به راحتی قابل تشخیص هستند. بیشتر رگه‌ها با رشد بلورها در فضاهای ایجاد شده در اثر شکستگی شکل می‌گیرند. این امر با شکستگی شروع و به دنبال آن با پرشدگی توسط کانی‌ها و مواد معدنی توسعه می‌یابد (Bons and Monteneri, 2005). در صد سال اخیر مطالعات فراوانی در مورد درزه‌ها و رگه‌ها صورت گرفته است. ویژگی رگه‌های وابسته به زمین‌ساخت به صورت ساختارهای همراه با چین‌خوردگی (Berghauer and Pollard, 2004; Maeder et al., 2014; Eckert et al., 2014; Petit and Laville, 1987)؛ گسلش (VanLoon, 2002)؛ پهنه‌های برشی (Maltman, 1988; Fossen et al., 2017) و به‌ویژه رگه‌های سیگموییدی (Ramsay and Huber, 1983; Bons et al., 2012; Lisle, 2013) بررسی شده است. جهت و ساختار داخلی رگه‌ها اطلاعاتی از میدان تنش دیرین، نوع دگرشکلی (برش ساده یا محض) و فشار سیال را ارائه می‌دهد. معمولاً فشار سیال بالا در رسوبات، باعث ایجاد شکستگی‌ها و رگه‌های همزمان با تکاپوهای زمین‌ساختی می‌شود و ممکن است در اثر عملکرد پهنه‌های برشی، تغییر شکل یابد (Guition et al., 2003; Bellahsen et al., 2006). در مناطق کوهزایی، الگوهای معمول سامانه‌های شکستگی، شبکه‌ای یا نردبانی شکل است که در مواردی به صورت رگه‌های راست گوشه رخمون دارند (Rives et al., 1994).

مطالعه اخیر، در ماسه‌سنگ‌های رخساره فلیشی واقع در جنوب بیرجند انجام شده است. از جمله ویژگی‌های شاخص این رخساره وجود رگه‌های کوارتزیتی دوکی‌شکل، سیگموییدال و نیز صفحه‌ای راست گوشه است. اگرچه پیش از این، در منطقه مورد مطالعه از رگه‌های سیگموییدال در محاسبه تنش دیرین، تعیین متغیرهای واتنش و ارائه الگوهای دگرشکلی در پهنه‌های برشی زیروجی، بوشاد و بهلگرد استفاده شده است (خطیب و زرین کوب، ۱۳۸۵؛ نعیمی قصابان و همکاران، ۱۳۹۵ و علمي، ۱۴۰۱) اما تاکنون رگه‌های کوارتزیتی راست گوشه مورد توجه قرار نگرفته است. هدف از این پژوهش، چگونگی شکل‌گیری رگه‌های عمود بر هم در تنش ناحیه‌ای پالتوسن - ائوسن و ارتباط ساختاری آنها با فرگشت زمین‌ساختی منطقه است. این مطالعه به شناخت الگوی رگه‌زایی و راستای غالب فضاهای کششی ایجاد شده در منطقه کمک می‌کند و از آنجایی که این بازشدگی‌ها، گذر سیالات کانه‌دار را تسهیل می‌بخشد می‌تواند در شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی راهگشا باشد.

۲- جایگاه زمین‌شناسی و تکوین زمین‌ساختی منطقه

گستره مورد مطالعه از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی بخشی از خاور ایران است که در

* نویسنده مسئول: محمدامیر علمي؛ E-mail: malimi@birjandut.ac.ir

ماخذ تکاری:

علمي، م. ا.، ۱۴۰۲، منشأ شبکه رگه‌ای راست گوشه در فلیش‌های پالتوسن - ائوسن جنوب بیرجند، خاور ایران، ۳۳ (۳)، ۱۲۹-۱۱۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.387050.2065>

doi: 10.22071/gsj.2023.387050.2065

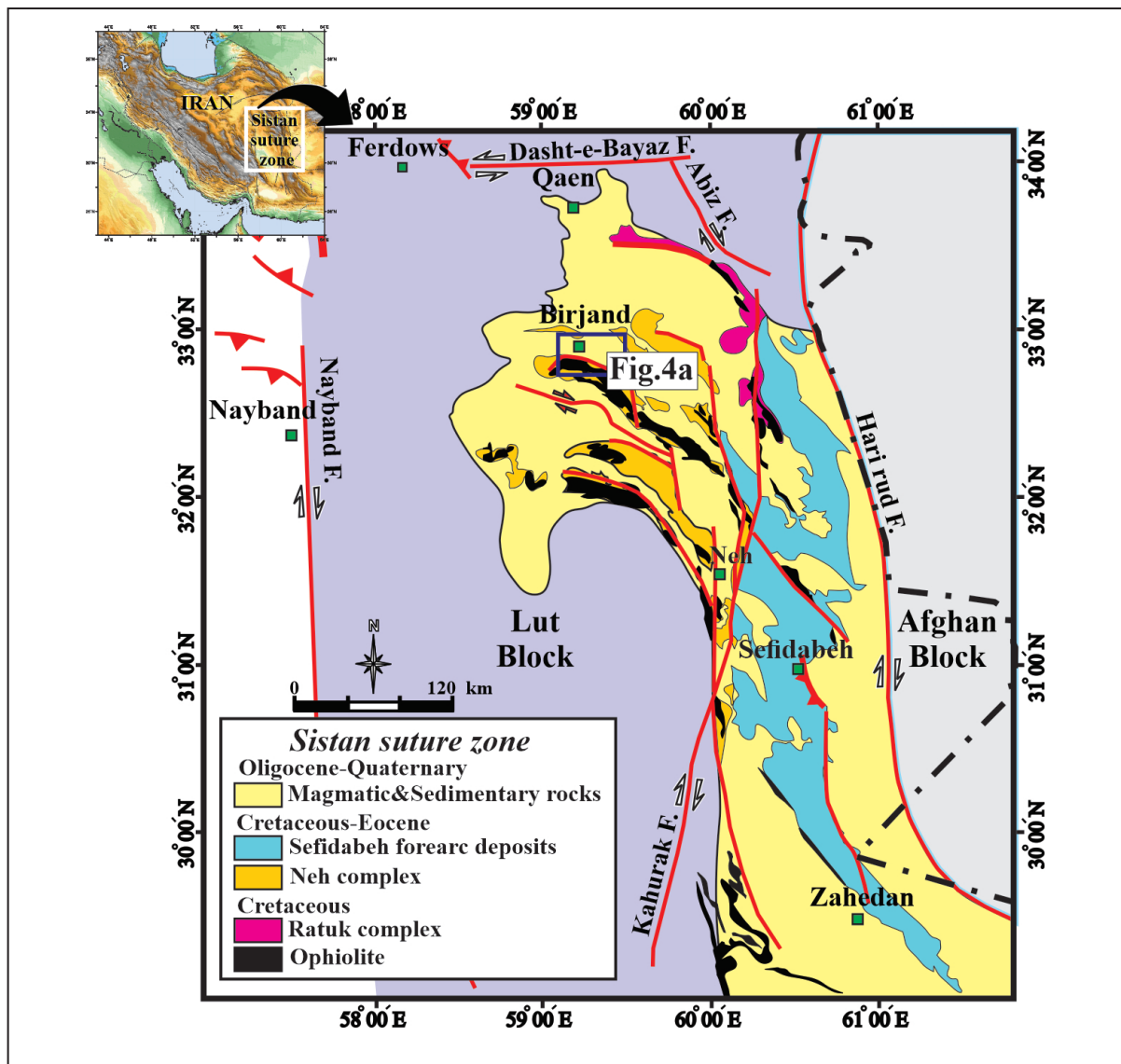
doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.15.6

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/>)

شدن تا برخورد: بازشدگی و گسترش کافت بین بلوک‌های افغان و لوت در سنومانین، باعث ایجاد اقیانوس سیستان شده است که این پوسته اقیانوسی تا اواخر پالئوژن با فروورانش بین این دو بلوک مصرف می‌شود (Camp and Griffis, 1982; و (Tirrul et al., 1983; Karimpour et al., 2011; Arjmandzadeh et al., 2011 کمپلکس‌های راتوک و نه (فراورده‌های ناشی از فروورانش) را در بخش وسیعی از منطقه برجای می‌گذارد (شکل ۱). ماگماتیسیم گسترده کالک‌آلکان در انوسن میانی- الیگوسن پیشین در منطقه نشان از کشش‌های پس برخوردی دارد (Pang et al., 2013). تداوم این رژیم کششی باعث نازک‌شدگی سنگ کره و بالاآمدگی سست کره شده که نتیجه آن گسترده‌ی بازالت‌های آلکان میوسن میانی تا کواترنری است (Walker et al., 2009; Pang et al., 2012).

مجاورت بلوک لوت قرار دارد. خاور ایران، شامل رشته کوه‌هایی با امتداد شمالی- جنوبی و شمال شمال باختری- جنوب جنوب خاوری است که به شکل سیگموییدی Z مانند است (شکل ۱). انتهای محذب شمال خاوری کوهزاد در ناحیه بیرجند به صورت بین انگشتی در بلوک لوت نفوذ کرده است در حالی که انحای جنوب باختری آن، در ناحیه ایرانشهر، به سمت خاور ایران و باختر بلوچستان پاکستان ادامه می‌یابد. در این گستره، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلش گونه (توالی ماسه‌سنگ و شیل) پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته اقیانوسی تیس جوان را پوشانده است که این مجموعه فلش-آمیزه افیولیتی را پهنه زمین‌درز سیستان (Camp and Griffis, 1982; و (Tirrul et al., 1983 می‌نامند. در تکوین زمین‌ساختی خاور ایران، دو انگاره مطرح است: الف) انگاره کافی



شکل ۱- نقشه ساختاری و زمین‌شناسی ساده شده بخش‌هایی از خاور ایران، با اصلاحاتی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه. گستره مورد مطالعه در جنوب بیرجند با مستطیل نمایش داده شده است.

Figure 1. Simplified structural and geological map of part of eastern Iran, modified after the 1: 250,000 scale geological map area. The case study in the south of Birjand is shown with a rectangle.

داده می‌شود (Tirrul et al., 1983). به‌طور کلی رخساره‌های فلیشی به عنوان رخساره زمین‌ساختی همزمان با کوهزایی و مرتبط با آب‌های ژرف معرفی می‌شود (Mitchell and Reading, 1978; Brookfield and Andrews-Speed, 1984).

۳- روش پژوهش

به منظور شناخت چگونگی شکل‌گیری رگه‌های صفحه‌ای راست‌گوشه و ارتباط هندسی آنها با رخساره‌های زمین‌ساختی منطقه، ایستگاه‌های سورگ، بوشاد، جیم‌آباد، اسفهرود، مزگ و زیروجی در واحد فلیشی واقع در پیشانی کوهستان باقران انتخاب شد (شکل ۴-ا). در هر ایستگاه افزون بر برداشت موقعیت هندسی رگه‌ها، ریخت‌شناسی، روابط قطع‌شدگی و بافت رگه (کوارتز رشته‌ای یا توده‌ای) بررسی شد. در مواردی که رگه‌ها در لایه‌های چین‌خورده اندازه‌گیری شده است با چرخش یال‌ها حول محور چین، رگه‌ها به جهت تقریبی خود پیش از تا شدن بازگردانده شد. همچنین برای تعیین نقش تنش محلی در ایجاد و دگرشکلی رگه‌ها، تنش دیرین با استفاده از رگه‌های راست‌گوشه در نرم‌افزار T-Tecton بازسازی شد (شکل ۴-ب و جدول ۱). بدین منظور خط تقاطع دو دسته رگه موازی با محور σ_1 در نظر گرفته شده است. برای دستیابی به حالت اولیه رگه‌ها در زمان تشکیل، محور σ_1 قائم شد و به اندازه متمم زاویه میل آن، محوره‌های σ_2 و σ_3 حول محور قائم (مرکز استریونت) دوران داده شد. بدین ترتیب محوره‌های σ_2 و σ_3 به حالت افقی نزدیک شدند و راستای بیشینه تنش افقی زمین‌ساختی (S_{1max}) در زمان تشکیل (پالنوسن-انوسن) به‌دست آمد.

جدول ۱- جهت‌گیری دسته رگه‌ها و محوره‌های تنش دیرین منطقه بر اساس بازسازی رگه‌های راست‌گوشه در فلیش‌های جنوب بیرجند.

Table 1. Orientation of the set of veins and paleostress axes of the region based on the reconstruction of orthogonal veins in the flysches of south Birjand.

Station	Set1	Set2	Rotation	Stress axis			Initial situation		
				σ_3	σ_2	σ_1	σ_1	σ_2	σ_3
Surg	320,60	230,80	29	139,10	234,27	029,61	000,90	238,02	319,08
Bushad	327,56	221,48	39	132,22	235,29	009,51	000,90	060,04	309,08
Jimabad	333,47	234,77	31	144,11	240,28	034,59	000,90	244,00	323,07
Esfahrud	331,48	213,70	46	129,19	236,40	020,44	000,90	244,00	309,17
Mezg	328,69	230,68	17	137,15	229,08	347,73	000,90	229,05	315,00
Zirooji	176,62	203,84	44	111,09	209,42	011,46	000,90	228,13	294,32
Total	335,53	224,71	41	133,22	237,32	014,49	000,90	061,13	310,09

۴- نتایج حاصل از برداشت‌های صحرائی

۴-۱- ریخت‌شناسی رگه‌ها

کوارتز با ساختار شانه‌ای و به صورت بلورهای برجسته هگزاگونالی رشد کرده است (شکل ۲-ب).

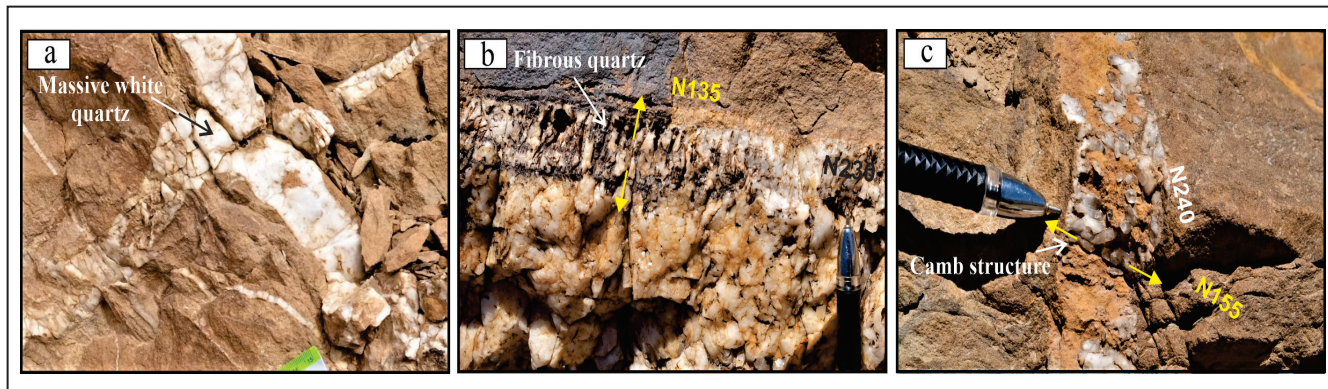
۴-۲- الگوی شبکه رگه‌ای و بازسازی تنش دیرین

در واحد ماسه‌سنگی رخساره فلیشی، دو دسته رگه کوارتزی با امتداد N310-340 (دسته ۱) و N215-240 (دسته ۲) جهت‌گیری شده است که الگوی شبکه‌ای و راست‌گوشه دارد (شکل ۳-ا، ۴-ا). فاصله‌داری این رگه‌ها بین ۴۰-۵ سانتی‌متر و زاویه تقاطعی آنها بین ۷۰ تا ۹۰ درجه متغیر است. روابط قطع‌شدگی حاکی از اینست که رگه‌های دسته دوم، دسته اول را به صورت چپ‌بر جابه‌جا کرده است (شکل ۳-ب، ۴-ب). از آنجایی که بافت رگه‌ها غالباً بدون شکل بلوری و توده‌ای است، امکان تایید برش در زمان تشکیل رگه‌ها فراهم نشد. بررسی استریوپلات رگه‌ها در ۱۶ ایستگاه در منطقه نشان می‌دهد که دسته رگه‌های

ب) انگاره اوراکلاین که کوه‌های خاوری ایران را به عنوان یک کوهزاد ثانویه در نظر می‌گیرد. در این انگاره، کمانش سنگ‌کره خاور ایران حول محور قائم، در پاسخ به دو مرحله تغییر شکل اصلی عمود بر هم شکل گرفته است. مرحله نخست فشارش شمالی-جنوبی در کرتاسه بالایی-پالنوسن، ناشی از فرورانش به سمت شمال سنگ‌کره اقیانوسی تیان به زیر ابرقاره سیمیرین (Ghodsi et al., 2016; Bagheri and Damani Gol, 2020) و دیگری فشارش خاوری-باختری در انوسن پسین-الیگوسن پیشین، ناشی از فرار بلوک افغان به سمت باختر (در نتیجه فرورفتگی صفحه هند به درون صفحه اوراسیا) (Carey, 1955; Rezaei kahkhai et al., 2017). منطقه مورد مطالعه بخشی از کرانه باختری پهنه زمین‌درز سیستان است که از نظر سنگ‌شناسی شامل توالی افیولیت و مخلوط درهم‌رنگین، رسوبات نوع فلیش و سنگ‌های آذرآواری جوانتر از افیولیت‌ها است (Eftekhar Nezhad et al., 1986). واحدهای یادشده در کوهستان‌های باقران و شکراب به ترتیب در جنوب و شمال شهر بیرجند رخنمون دارند که توسط دشت آبرفتی بیرجند از یکدیگر جدا شده‌اند. در پیشانی کوهستان باقران، گسل جنوب بیرجند و پهنه‌های برشی متعدد جداکننده توالی افیولیتی کرتاسه از رسوبات آبرفتی کواترنری می‌باشند. گسل جنوب بیرجند به طول تقریبی ۸۰ کیلومتر، گسلی راست‌الغز چپ‌بر است که امتداد کلی آن شمال‌شمال‌باختری بوده و در مناطقی با روند خاوری-باختری، از شکل خمیده اریب افیولیت ملائز بیرجند تبعیت می‌کند (علیمی، ۱۴۰۱). در مرز کوهستان باقران و دشت بیرجند نهشته‌های فلیش‌گونه در ناحیه پیش‌بوم بیرجند (Bagheri and Damani Gol, 2020) و همزمان با کوهزایی آلبی (لارامید) نهشته شده‌اند که به زمان پالنوسن-انوسن پایینی نسبت

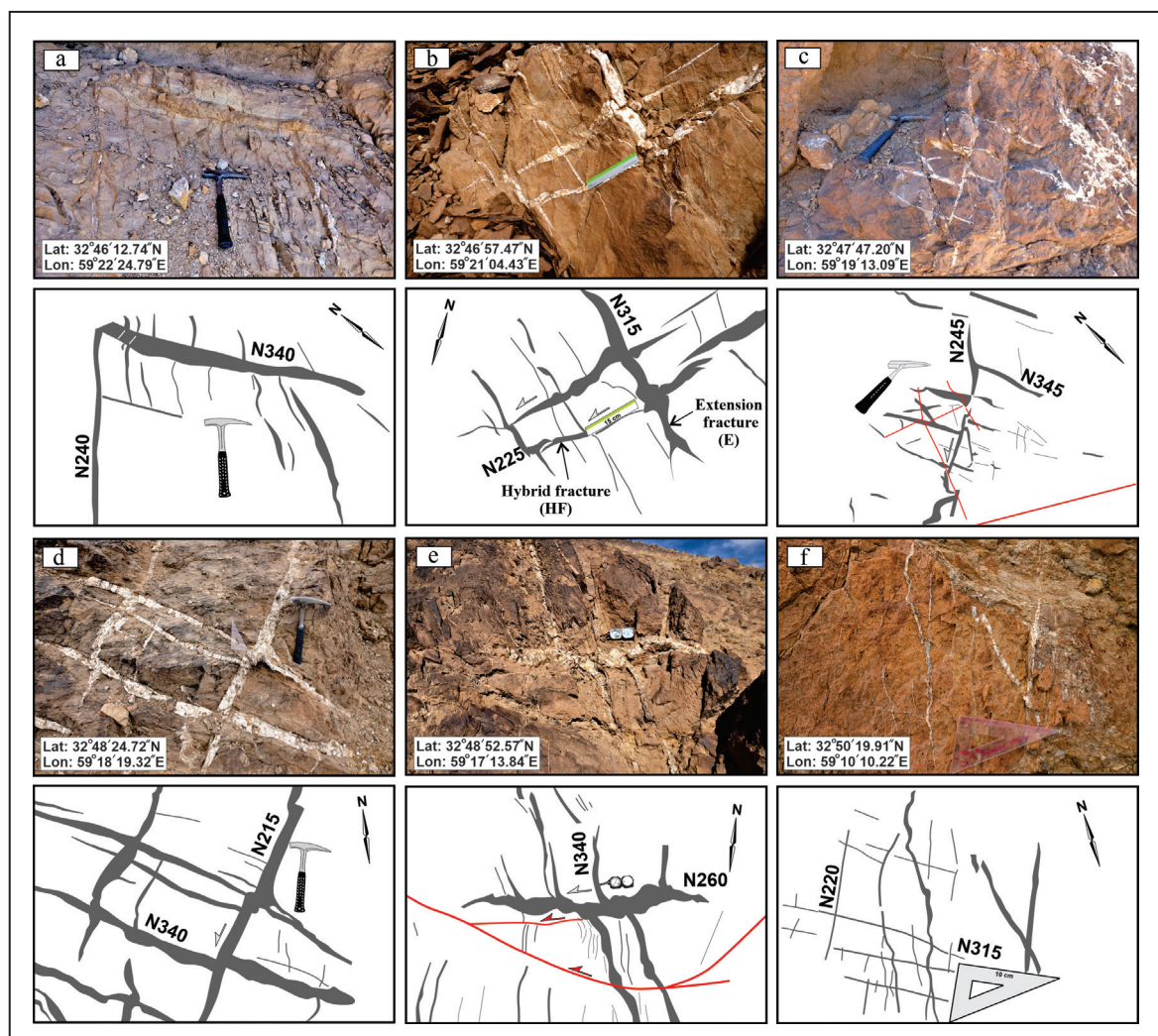
در پیشانی کوهستان باقران واقع در جنوب بیرجند، توالی از ماسه‌سنگ‌های نازک لایه تا لایه متوسط، ماسه‌سنگ آهکی به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن، شیل و فیلیت به رنگ خاکستری روشن تا سبز روشن با تداخل‌هایی از رگه‌های کوارتزی رخنمون دارد. این رگه‌ها از نظر ریخت‌شناسی به صورت نامنظم، سیگموییدی و یا صفحه‌ای شکل می‌باشد که نوع صفحه‌ای آن نسبت به لایه‌بندی زاویه ۷۵ تا ۹۰ درجه می‌سازد. عرض رگه‌ها از ۵ میلی‌متر تا ۱۵ سانتی‌متر متغیر است و طول آنها در مواردی به ۱۰ متر می‌رسد. غالب رگه‌ها از کواتز سفید، بدون شکل بلوری پر شده‌اند (شکل ۲-ا). کوارتزهای رشته‌ای هم به ندرت در پاره‌ای از رگه‌ها به چشم می‌خورد (شکل ۲-ب). ریخت‌شناسی رشته بلورهای کوارتز در رگه‌ها نشان می‌دهد که رشته‌ها عمود بر دیواره رگه رشد کرده‌اند. از آنجایی که رشته‌ها بردار جابه‌جایی در طول رگه را به‌دست می‌دهند (Ramsay and Huber, 1983)، بازشدگی عمود بر لایه تایید می‌گردد. همچنین، بررسی دقیق‌تر مشخص می‌کند که در فضاهای خالی باقیمانده،

۱ و ۲، روندهای تقریباً واحدی در فلیش‌های جنوب بیرجند دارند به طوری که میانگین جهت‌گیری رگه‌ها برای کل منطقه ۵۳، N335 (دسته ۱) و N224,71 (دسته ۲) به دست آمده است. همچنین با حذف اثر چین‌خوردگی در منطقه موقعیت رگه‌ها در زمان تشکیل N220,78 و N312,73 برآورد شد (شکل ۴-ب).



شکل ۲- (a) رگه‌های راست‌گوشه از کوارتز سفید با بافت توده‌ای؛ (b) رگه کوارتز فیبری با رشد بلورها عمود بر دیواره؛ (c) رشد بلورهای کوارتز با ساخت‌شانه‌ای در فضاهای باز.

Figure 2. a) Orthogonal veins of white quartz with massive texture; b) Fibrous quartz vein with crystal growth perpendicular to the wall; c) The growth of quartz crystals by forming a comb structure in open spaces.

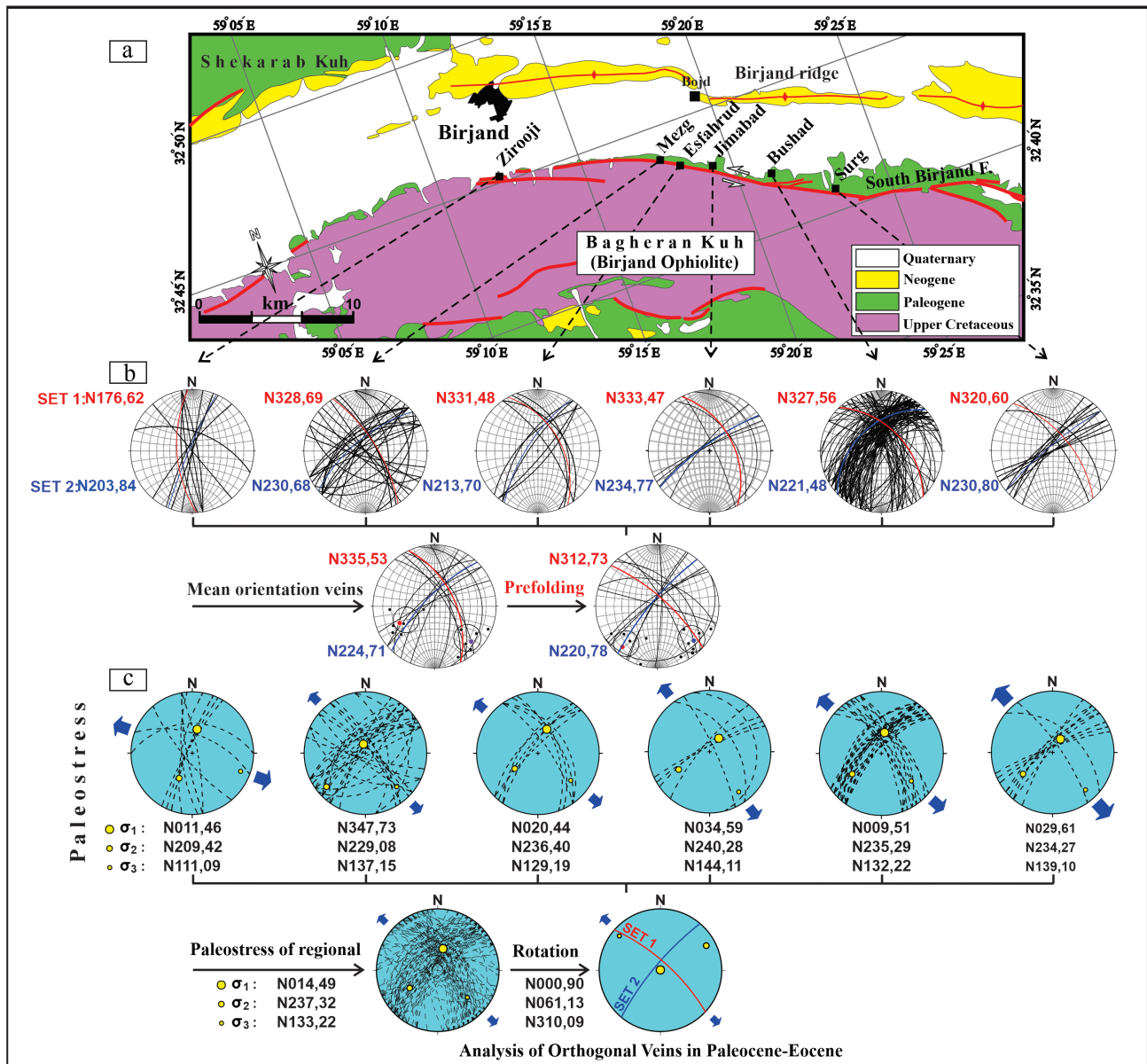


شکل ۳- نمونه‌هایی از دسته رگه‌های راست‌گوشه در ایستگاه‌های (a) سورگ؛ (b) بوشاد؛ (c) جیم‌آباد؛ (d) اسفهرود؛ (e) مزگ؛ (f) زیروچی. رگه‌های با امتداد ۲۶۰-۲۱۵ (دسته ۲) به مقدار ناچیزی رگه‌های با امتداد ۳۴۵-۳۱۵ (دسته ۱) را بریده و با مولفه برشی چپ‌بر جابه‌جا کرده‌اند.

Figure 3. Examples of Orthogonal vein sets in stations. a) Surg; b) Bushad; c) Jimabad; d) Esfahrud; e) Mezg; f) Ziroyji. The 215- 260°-striking veins (set 2) to a small amount cut and displacement 315- 345°-striking veins (set 1) with sinistral shearing component.

(موسوی و همکاران، ۱۳۸۹) و در رشته کوه‌های شکراب N241 تعیین شده است (عزتی و همکاران، ۱۳۹۸) که هم‌روند با نتایج این پژوهش است. میانگین روند محورهای σ_2 و σ_3 برای کل منطقه، به ترتیب N310 و N061(241) به دست آمد (شکل ۴-۱). این روندها به ترتیب به جهت دسته رگه‌های ۲ (N224) و ۱ (N335) نزدیک است.

با استفاده از رگه‌های راست‌گوشه، وضعیت محورهای تنش دیرین در ۶ ایستگاه بازسازی شد (شکل ۴-۱ و جدول ۱). در گذشته نیز تنش دیرین با استفاده از تحلیل جنبشی گسل‌ها در افیولیت‌های منطقه به دست آمده است. بر این اساس، راستای میانگین پیشینه تنش افقی برای پالنوس و انوسن در رشته کوه‌های باقران، N243



شکل ۴-۱) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بیرجند با اصلاحاتی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند (Vahdati Daneshmand et al., 1991) به همراه موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده‌های ساختاری؛ (b) استریوپلات‌ها جهت‌گیری میانگین دسته رگه‌های راست‌گوشه را در رخساره فلیشی جنوب بیرجند برای ۶ ایستگاه نشان می‌دهد؛ (c) بازسازی تنش دیرین با استفاده از رگه‌های راست‌گوشه در این مطالعه.

Figure 4. a) Simplified geological map of the Birjand area modified after the 1: 250,000 scale geological map of Birjand (Vahdati Daneshmand et al., 1991) with location of structural data collection stations; b) Stereoplots for 6 stations showing the mean orientations of Orthogonal vein sets in the flysch facies in the southern parts of the Birjand; c) Palaeostress reconstructions by Orthogonal veins in this study.

۵- بحث

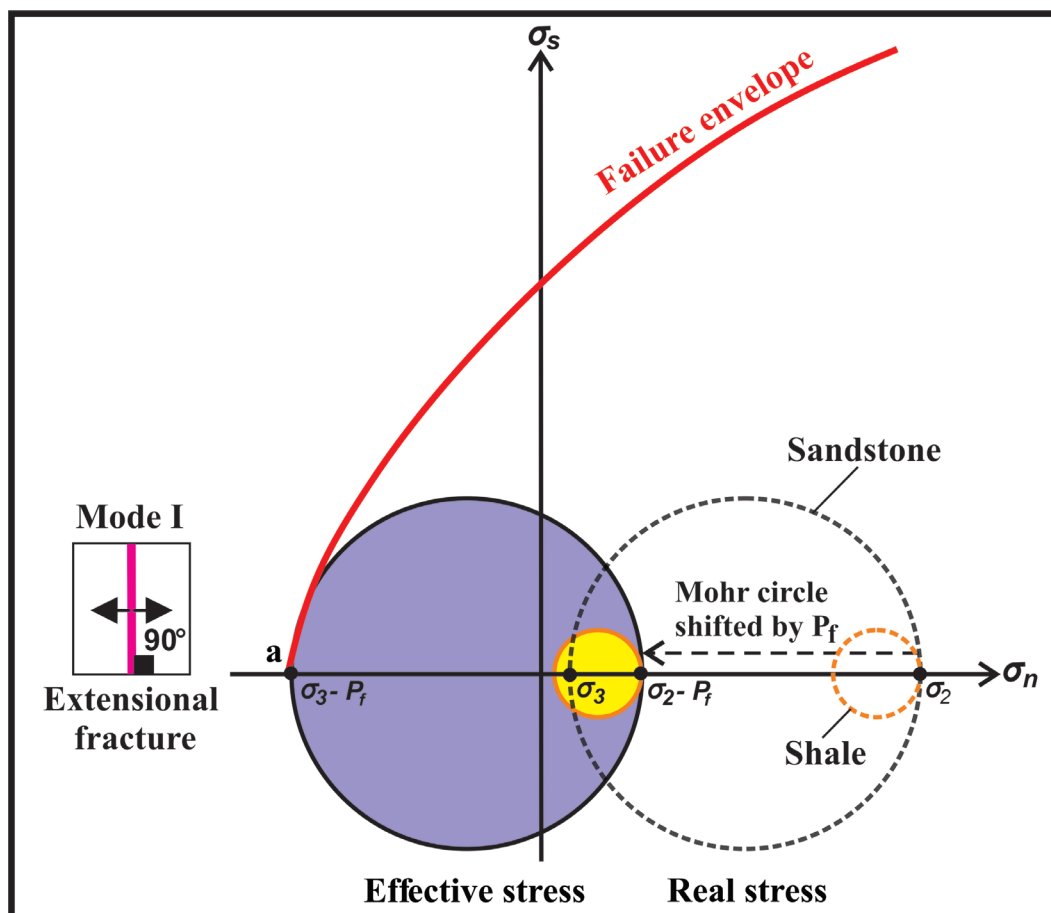
۵-۱- منشا شبکه رگه‌ای راست‌گوشه

است. به دنبال شکاف در سنگ، افت تنش ایجاد شده و مقدار σ_3 به صفر می‌رسد. در این زمان، σ_2 به σ_3 جدید تبدیل می‌شود. اگر پالس دوم فشار سیال رخ دهد، دایره مور به ناحیه شکست کششی جدید منتقل می‌شود و دسته دیگری از رگه‌ها، در جهت عمود بر دسته اول شکل می‌گیرند. در این میان نقش وارونگی محلی تنش در ایجاد اختلاف بین مقادیر تنش‌های افقی σ_2 و σ_3 ، مورد قبول بسیاری از پژوهشگران است (Hancock and Bevan, 1987; Dunne and North, 1990; Rives et al., 1994; Van der Pluijm and Marschak, 2004; De Jossineau et al., 2005; Maeder et al., 2014). گفتنی است که در زمان بارگذاری، تنش بیشینه ناشی از وزن رسوبات (σ_1) عمود بر لایه و σ_2 و σ_3 افقی در نظر گرفته می‌شود.

مشاهدات صحرایی در رخساره فلیشی جنوب بیرجند نشان می‌دهد که رگه‌ها تنها در واحد ماسه‌سنگی نمود دارند و واحد شیل همراه آن فاقد رگه است. همان‌طوری که در شکل ۵ ملاحظه می‌شود پوش گسیختگی ماسه‌سنگ نسبت به شیل متفاوت است و تنش تفاضلی بالاتری دارد. از این رو در شرایط یکسان ماسه‌سنگ زودتر گسیخته می‌شود و متعاقب آن اتساع می‌یابد.

در ماسه‌سنگ‌های رخساره فلیشی واقع در حاشیه شمالی کوهستان باقران، دو دسته رگه کوارتزیتی راست‌گوشه شناسایی شده است. غالب رگه‌های کوارتزیتی منطقه، بافت توده‌ای و بدون شکل بلوری دارند (شکل ۲-ا) این بافت نشانگر این است که در ژرفا شکل گرفته‌اند (Taylor, 2009). همچنین ماهیت ساخت شانه‌ای کوارتز در رگه‌ها (شکل ۲-ب)، نشان‌دهنده بازشدگی ناگهانی رگه ناشی از فشار سیال است. بنابراین می‌بایست شکل‌گیری رگه‌ها در منطقه را در نقش فشار سیال جستجو کرد. اگرچه در ژرفاهای زیاد فشار محصورکننده بالاست اما وجود سیال یا فشار بالا باعث ایجاد شکستگی‌های کششی می‌شود. این موضوع در شکل ۵ نشان داده شده است.

دایره مور سمت راست نشانگر حالتی از تنش است که در آن تنش برشی کوچک‌تر از مقداری است که موجب گسیختگی شود. فشار سیال منفذی (P_f) با کاهش تنش عمودی، دایره را به سمت چپ جابه‌جا کرده و با قطع پوش گسیختگی در نقطه a شکستگی‌های کششی ایجاد می‌شود. بنابراین اولین دسته از رگه‌ها زمانی ایجاد شده‌اند که دایره مور در اثر یک پالس فشار مایع به میدان شکست کششی منتقل شده



شکل ۵- نمودار گسیختگی مور-گریفیث-کولمب (Bons et al., 2012). فشار سیال (P_f) دایره مور را به سمت چپ جابه‌جا می‌کند و تنش موثر ($\sigma_n - P_f$) باعث شکست سنگ می‌شود. شکستگی‌های کششی (حالت I)، زمانی ایجاد می‌گردد که دایره مور پوش گسیختگی را در نقطه a لمس کند. ماسه‌سنگ نسبت به شیل تنش تفاضلی بالاتری دارد در نتیجه در توالی فلیشی، شکستگی کششی اغلب در ماسه‌سنگ ایجاد می‌شود.

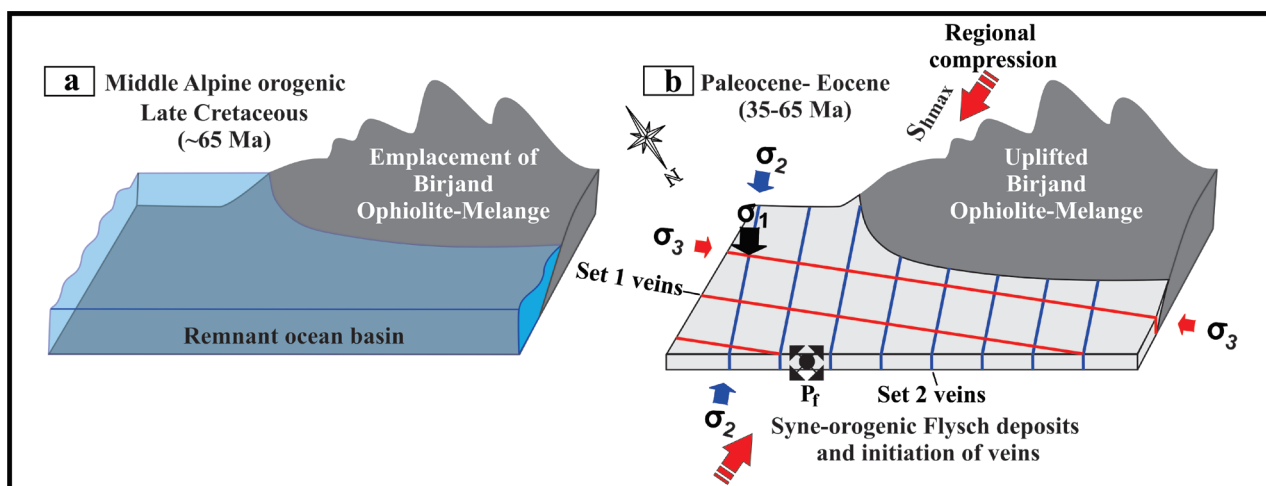
Figure 5. Mohre-Griffithe-Coulomb failure (Bons et al., 2012). The fluid pressure (P_f) shifts the Mohr circle to failure envelope and effective stress ($\sigma_n - P_f$) causes rock failure. Tensile fractures (mode I) are created when the Moore's circle touches the failure envelope at point a. In the flysch sequence, the sandstone has a higher differential stress than the shale, as a result, tensile fracture often occurs in the sandstone.

۵-۲- ارتباط زمین‌ساخت منطقه با الگوی شبکه رگه‌ای

و ایجاد رگه‌های کششی (حالت I) شد. در این زمان وارونگی محلی تنش‌های افقی در اثر افت تنش، دسته دیگر شکستگی (دسته ۱) را ایجاد کرد. پیشنهاد می‌شود اولین مرحله انتشار سامانه راست گوشه در جهت فشردگی ناحیه‌ای بوده است. با وجود این در شواهد صحرایی، تقدم و تأخر رگه‌های ۱ و ۲ با قطعیت مشخص نیست. با وجود این که رگه‌های راست گوشه در اثر بیشینه فشار قائم ایجاد می‌شوند اما در الگوی بالا راستای بیشینه تنش افقی زمین‌ساختی موازی دسته رگه ۲ در نظر گرفته شده است. دلیل آن این است که اگرچه رژیم زمین‌ساختی حاکم بر منطقه عموماً فشاری-ترافشارشی بوده است اما کشش‌های پس از برخوردی در انوسن میانی- الیگوسن از مقدار تنش بیشینه افقی (σ_1) در منطقه کاسته است. در طول این فشرده‌سازی کاهشی، سیستم راست گوشه زمانی ایجاد می‌شود که تنش افقی به اندازه کافی کاهش یابد تا بیشینه فشار به وضعیت قائم تغییر کند. در این زمان تنش میانی (σ_2) افقی و به موازات فشار کوهزایی قرار می‌گیرد (Dunne and North, 1990). بنابراین در طول شکل‌گیری رگه‌های راست گوشه، تنش اصلی بیشینه (σ_1)، قائم باقیمانده و تنش‌های میانی (σ_2) و کمینه (σ_3) نیز به ترتیب موازی و عمود بر فشار کوهزایی تنظیم می‌شوند (شکل ۶- b). به نظر می‌رسد کشش ناشی از خمش افیولیت بیرجند و فازهای بعدی تنش از میوسن تا به امروز (N30-60) در توسعه رگه‌ها در راستای عمود بر پیشانی کوهستان باقران نیز نقش داشته است. نبود فابریک برشی و یا سنگ‌های شکسته شده همراه کوارتز و نیز رشد کوارتز رشته‌ای عمود بر دیواره رگه، گواه شکل‌گیری شکستگی‌های کششی بدون عملکرد برش در منطقه است. اگرچه در راستای دسته رگه ۲، برش راستالغز چپ‌بر اندکی دیده می‌شود اما این برش ثانویه و ناشی از فازهای بعدی حاکم بر منطقه بوده است (شکل ۳).

رژیم زمین‌ساخت فشاری از اوایل کامپنین (کرتاسه پسین) تا انوسن پسین- الیگوسن پیشین بر خاور ایران حاکم بوده است (Berberian and King, 1981). شکل‌گیری کوه‌های خاوری ایران نتیجه این همگرایی و برخورد بخش قاره‌ای بلوک لوت در باختر و بلوک افغان در خاور می‌باشد. نتیجه برخورد در منطقه مورد مطالعه (ناحیه پیش‌بوم بیرجند)، چین‌خوردگی و گسلش در افیولیت ملانژ بیرجند، کوهستان شکراب و فرایش آن از بخش‌های پیرامونی بود. در حوضه فرونشسته حاشیه کمربند کوهزایی منطقه، توالی ستبری از رسوبات فلیش به سن پالتوسن- انوسن پیشین نهشته شد. پژوهش‌ها در حوضه‌های پیش‌بوم و بین کوهی نشان داده است که در این مناطق یک دسته شکستگی در جهت امتداد و دیگری در جهت شیب حوضه ایجاد می‌شود به گونه‌ای که جهت دسته درزه اصلی موازی با جهت فشار منطقه‌ای است (Engelder and Geiser, 1980; Lorenz et al., 1991). همچنین در این نواحی بارگذاری و باربرداری زمین‌ساختی در لبه‌های حوضه را عامل ایجاد شکستگی می‌دانند (Narr and Currie, 1982).

روابط هندسی به‌دست آمده از ساختارها در این پژوهش، نشان می‌دهد که می‌بایست ارتباط مستقیمی بین ریخت‌شناسی کوهستان، تنش زمین‌ساختی حاکم بر منطقه و رگه‌ها وجود داشته باشد. خمیدگی روند پیشانی کوهستان باقران در منطقه نیز بین N270-315 تغییر می‌کند. در گستره مورد مطالعه از پالتوسن تا الیگوسن، راستای بیشینه تنش افقی زمین‌ساختی (S_{hmax})، N240 برآورد شده است. به نظر می‌رسد همزمان با رسوب‌گذاری رخساره فلیشی در ناحیه پیش‌بوم بیرجند، یک دسته شکستگی (دسته ۲) هم‌راستا با جهت فشارش ناحیه‌ای (N240) و عمود بر پیشانی کوهستان باقران شکل گرفته است. تنش حاصل از بارگذاری و باربرداری در حوضه به همراه فشار سیالات به دام افتاده در منافذ ماسه‌سنگ و شیل باعث اتساع شکستگی‌ها



شکل ۶- الگوی تکامل زمین‌ساختی حوضه فلیشی جنوب بیرجند. الف) جایگیری افیولیت ملانژ بیرجند در کرتاسه پسین؛ ب) رسوب‌گذاری رخساره فلیشی همزمان با کوهزایی و ایجاد رگه‌های راست گوشه در پالتوسن- انوسن.

Figure 6. The pattern of tectonic evolution of the flysch basin in south Birjand. a) Emplacement of Birjand Ophiolite mélangé in late Cretaceous; b) Syn-orogenic flysch deposits and initiation of orthogonal veins in Paleocene-Eocene.

۶- نتیجه‌گیری

و کشش جانبی در جهت عمود بر این راستا شده است. نتایج تحلیل ساختاری رگه‌ها نیز نشان می‌دهد که الف) دسته رگه ۲ تقریباً هم‌راستا با جهت بیشینه تنش افقی (N240) و عمود بر پیشانی کوهستان باقران ایجاد شده و کشش ناشی از خمش افیولیت بیرجند نیز در توسعه آن نقش داشته است؛ ب) دسته رگه ۱ در راستای N335 و عمود بر دسته رگه ۲ در نتیجه وارونگی تنش‌های افقی شکل گرفته است.

در این مطالعه با هدف دستیابی به منشا و ارتباط ساختاری شکستگی‌های کششی در رخساره فلیشی جنوب بیرجند، مطالعات دقیق ساختاری انجام شد. نتایج تحلیل تنش دیرین با استفاده از رگه‌های راست‌گوشه و صحت‌سنجی آن با مطالعات پیشین نشان داد که از زمان پالوسن تا الیگوسن، راستای بیشینه تنش افقی زمین‌ساختی (S_{hmax}) در منطقه، N240 بوده است. در طی این زمان، تنش وارده باعث کوتاه‌شدگی پیش‌بوم بیرجند در راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری

کتابکاری

- خطیب، م. م. و زرین کوب، م. ح.، ۱۳۸۵، تحلیل پارینه تنش در پهنه برشی زیروچی بر اساس نسبت طول به پهنای شکستگی‌های کششی (جنوب بیرجند)، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. <https://civilica.com/doc/28478>
- عزتی، م. م.، غلامی، ا. و موسوی، س. م.، ۱۳۹۸، بازسازی مراحل اعمال تنش دیرین در کوه‌های شکراب واقع در زون زمین‌درز سیستان. فصلنامه زمین‌ساخت، تابستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۰، ص ۵۷-۶۹. <http://dx.doi.org/10.22077/jt.2020.1434>
- علیمی، م. م. ا.، ۱۴۰۱، تحلیل الگوهای دگرشکلی بر اساس آرایه‌های رگه‌ای سیگموئیدال در پهنه برشی بهلگرد. فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۴۰۱، سال سی و دوم، شماره ۱۲۳، ص ۸۹-۱۰۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2021.277344.1895>
- موسوی، س. م.، علوی، س. ا. و خطیب، م. م.، ۱۳۸۹، تفکیک فازهای تنش دیرین به روش برگشتی از صفحه‌های گسلی در منطقه جنوب بیرجند. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، بهار ۱۳۸۹، سال چهارم، شماره ۱۳، ص ۲۷-۳۸. <https://sid.ir/paper/129294/fa>
- نعمی‌قصابان، ن.، خطیب، م. م.، قاسمی رزوه، ط.، نظری، ح. و هیهات، م. ر.، ۱۳۹۵، تحلیل هندسی، جنبشی و تعیین متغیرهای واتش بر پایه رگه‌های کششی سیگموئیدال در پهنه برشی بوشاد. فصلنامه علوم زمین، تابستان ۱۳۹۵، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، ص ۴۶-۳۷. <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40687>

References

- Alimi, M.A., 2022. Analysis of deformation models based on sigmoidal vein arrays in the Bahlgerd shear, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*. Spring 2022, Year 32(123), 89-102. doi: 10.22071/gsj.2021.277344.1895. (In Persian)
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., and Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3), 283-296. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014>.
- Bagheri, S., and Damani Gol, S., 2020. The Eastern Iranian Orocline, *Earth Science Reviews*, 210, 1-42. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322>.
- Bellahsen, N., Fiore, P., and Pollard, D.D., 2006. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *Journal of Structural Geology*, 28, 850-867. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.01.013>.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Berghauer, S., and Pollard, D.D., 2004. A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming, *Bulletin of the Geological Society of America*, 116 (3-4), 294-307. <https://doi.org/10.1130/B25225.1>.
- Bons, P.D., and Montanari, M., 2005. The formation of antitaxial calcite veins with well-developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia, *Journal of Structural Geology* 27, 231-248. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.009>.
- Bons, P.D., Marlina, A.E., and Rivas, E.G., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures, *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>.
- Brookfield, M.E., and Andrews-Speed, C.P., 1984. Sedimentology, petrography and tectonic significance of the shelf, flysch and molasse clastic deposits across the Indus Suture Zone, Ladakh, NW India, *Sedimentary Geology*, 40(4), 249-286. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(84\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(84)90011-3).
- Camp, V.E., and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, 15, 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7).
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics- Part I, *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255-288. <https://eprints.utas.edu.au/13965>.
- De Joussineau, G., Bazalgette, L., Petit, J.P., and Lopez, M., 2005. Morphology, intersections, and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France, *Journal of Structural Geology*, 27(1), 67-87. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.016>.
- Dunne, W. M., and North, C. P., 1990. Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales, *Journal of Structural Geology*, 12(2), 207-215. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90005-J](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90005-J).
- Eckert, A., Connolly, P., and Liu, X., 2014. Large-scale mechanical buckle fold development and the initiation of tensile fractures, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(11), 4570-4587. <https://doi.org/10.1002/2014GC005502>.
- Eftekhari Nezhad, J., Ohanian, T., Tatevosian, S., Manouchehri, M., Afaghi, A., Hosseini, Z., Qomashi, A., Afsharian Zadeh, A., and Etemadi, N., 1986. Geological Map of Birjand, Scale: 1:100,000, Geological Survey of Iran. <http://dge.mshdiau.ac.ir/images/download/geologymap/Downloadmap/birjand%20map.jpg>.
- Engelder, T., and Geiser, P., 1980. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York, *Journal of Geophysical Research*, 85, 6319-6341. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06319>.

- Ezati, M., Gholami, E., and Moussavi, S.M., 2019. Reconstruction of the steps of applied paleostress in Shekarab Mountains located in Sistan suture zone, *Tectonics Journal*, 10, 57-69. doi: 10.22077/jt.2020.1434. (In Persian)
- Fossen, H., Carolina, G., and Cavalcante, G., 2017. Shear zones - A review, *Earth-Science Reviews* 171 (2017) 434-455. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>.
- Ghods, M.R., Boomeri, M., Bagheri, S., and Ishiyama, D., 2016. Geochemistry, zircon U-Pb age, and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, Southeast Iran, *Turkish journal of earth sciences*, 25(4), 311-340. <https://doi.org/10.3906/yer-1509-3>.
- Guiton, M., Sassi, W., Leroy, Y., and Gauthier, B., 2003. Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in the folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas, *Journal of Structural Geology*, 25(8), 1317-1330. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00155-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00155-4).
- Hancock, P.L., and Bevan, T.G., 1987. Brittle modes of foreland extension, Geological Society, London, Special Publications, 28, 127-137. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.10>.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., and Malekzadeh, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran, *Geopersia* 1, 19-36. <https://doi.org/10.22059/JGEOPE.2011.22162>.
- Khatib, M.M., and Zarrinkoub, M.H., 2006. Analysis of paleostress in Zirooji shear zone based on the ratio of length to width of tensile fractures (south of Birjand), *10th Conference of Geological Society of Iran (In Persian)*
- Lisle, R. J., 2013. Shear zone deformation determined from sigmoidal tension gashes, *Journal of Structural Geology*, 50, 35-43, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.002>.
- Lorenz, J.C., Teufel, L.W., and Warpinski, N.R., 1991. Regional fractures I: A mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 75(11), 1714-1737. <https://doi.org/10.1306/0C9B29E3-1710-11D7-8645000102C1865D>.
- Maeder, X., Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2014. Complex vein systems as a data source in tectonics: An example from the Ugab Valley, NW Namibia, *Journal of Structural Geology*, 62, 125-140. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.011>.
- Maltman, A.J., 1988. The importance of shear zones in naturally deformed wet sediments, *Tectonophysics*. 145(1-2), 163-175. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90324-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90324-1).
- Mitchell, A.H.G., and Reading, H.G., 1978. Sedimentation and tectonics. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments and Facies*. Cambridge University Press, 439-476. <https://doi.org/10.1017/S0016756800044113>.
- Moussavi, S.M., Alavi, S.A., and Khatib, M.M., 2010. Segregation of paleostress phases by reverse method from fault planes in south Birjand region, *quarterly Iranian Journal of Geology. Spring 2022, Year 4(13)*, 27-38. (In Persian)
- Naimi-ghassabian, N., Khatib, M.M., Ghasemi Rozveh, T., Nazari, H., and Heyhat, M.R., 2016. Analysis of geometric and kinematic parameters of strain on the open gash veins with in the Boushad shear zone (Birjand Ophiolitic Melange, Eastern Iran), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences. Summer 2016, Year 25(100)*, 37-46. doi: 10.22071/gsj.2016.40687. (In Persian)
- Narr, W., and J.B., Currie, 1982. Origin of Fracture Porosity-Example from Altamont Field, Utah, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 66(9), 1231-1247. <https://doi.org/10.1306/03B5A782-16D1-11D7-8645000102C1865D>.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Lin, Y.C., Lee, H.Y., Lo, C.H., and Khatib, M.M., 2013. Iranian ultrapotassic volcanism at 11 Ma signifies the initiation of post collisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone, *Terra Nova*, <https://doi.org/10.1111/ter.12050>.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran, *Chemical Geology*, 306-307, 40-53, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.020>.
- Petit, J.P., and Laville, E., 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone, *Geological Society Special Publication*, 29, 107-121. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.10>
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1983. The techniques of modern structural geology. Volume1: Strain analysis. Academic Press, London, 307 p, <https://ir1lib.org/dl/3169418/63e0dd?dsource=recommend>.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Rahbar, R., and Qasemi, H.A., 2017. Dating of Lakhshak intrusive assemblage through the U-Pb method on zircon and titanite, East Iran, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25, 111-122. [http://refhub.elsevier.com/S0012-8252\(20\)30368-8/rf1005](http://refhub.elsevier.com/S0012-8252(20)30368-8/rf1005).
- Rives, T., Rawnsley, T.D., and Petit, J.-P., 1994. Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish, *Journal of Structural Geology*, 16(3), 419-429. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90045-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90045-0).
- Taylor, R., 2009. Ore textures -Recognition and Interpretation. Springer press. 282 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-01783-4>.
- Tirral, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Vahdati Daneshmand, F., Kholghi, M. H., Ohanian, T., Tatevosian, S., Shah Beig, A., Salehi Rad, R., Vassigh, H., Soheil, M., Movahhed avval, H., Emami, M. H., Navai, I., and Arzhang Ravesh, B., 1991. Geological Quadrangle map of Birjand, scale 1:250,000, Geological Survey of Iran. <http://www.gsi.ir/fa/map>.
- Van der Pluijm, B.A., and Marschak, S., 2004. *Earth Structure*. Norton and Compagny Ltd, New York, 656 p. <https://wwnorton.com/books/9780393924671>.
- Van Loon, A.J., 2002. Soft-sediment deformations in the Kleszczow graben (central Poland), *Sedimentary Geology* 147, 57-70. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00187-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00187-7).
- Walker, R., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177, 783-805. [http://refhub.elsevier.com/S0024-4937\(13\)00170-9/rf0430](http://refhub.elsevier.com/S0024-4937(13)00170-9/rf0430).