



ISSN 2345 - 4997

Structural Analysis and the Study of Stress And Strain Axes in Fariman Area, NE Iran

Mohammad Reza Mahdevar¹, Zahra Kamali^{2*}, Babal Samani³, Ali Aaghar Moridi⁴¹ National Iranian South Oil Company, Ahvaz, Iran.² Department of Earth Sciences, Birjand University, Birjand, Iran.³ Department of Earth Sciences, Shahid Jamran Ahvaz University, Ahvaz, Iran.⁴ Department of Earth Sciences, Zahedan University, Zahedan, Iran.

*Corresponding Author (zahrakamali@birjand.ac.ir)

Article History:

Revised: Apr 10, 2014

Received: Mar 31, 2014

Accepted: Apr 13, 2014

Reviewed: Apr 06, 2014

Published: Apr 14, 2014

ABSTRACT

Kinematic analysis of faults show development of normal, reverse and strike slip faulting in the area. Folding in the study area mainly shows inclined fold axial surface with NW-SE fold axes trending and NW plunging. The analysis of fault plane geometry and slickenlines in order to reconstruct the orientations of effective stress using graphic method (fault-slip inversion technique) was performed. Results show the attitude of principal stresses axis for 1) Normal faults, 2) reverse faults and 3) strike slip faults, as follow: 1) σ_1 : N85W/86, σ_2 : S30W/10, σ_3 : S55E/27. 2) σ_1 : S60W/14, σ_2 : N30W/23, σ_3 : N90E/81 and 3) σ_1 : N86E/5, σ_2 : N0E/73, σ_3 : S0E/45). The amounts of stress shape ratio (ϕ) were calculated as $\phi=0.79$, $\phi=0.35$ and $\phi=0.5$ respectively for normal, reverse and strike slip faults. The mean value of strain ellipsoid shape parameter ($r_0=0.39$) shows the general three axial flattening in the study area.

Keywords: Strain Axes, Thrust Fault Stress Shape Ratio, Slickenlines, Strain Ellipsoid Shape.

تحلیل ساختاری و بررسی محورهای تنش و کرنش در منطقه فریمان، شمال خاور ایران

محمد رضا مهدور^۱، زهرا کامالی^۲، بابک سامانی^۳، علی اصغر مریدی^۴^۱ شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب، اهواز.^۲ دانشکده علوم، دانشگاه، بیرجند، بیرجند، نگارنده رابط (zahrakamali@birjand.ac.ir)^۳ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز.^۴ دانشکده علوم زمین، دانشگاه زاهدان، زاهدان.

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۱۱

تاریخچه انتشار مقاله

تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴

تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۲۱

چکیده

کمبرند چین و گسل خورده که داغ-ینالود در شمال خاور ایران، بخشی از ابرقاره اوراسیا و لبه جنوبی صفحه توران را تشکیل می‌دهد. ساختارهای کنونی این پهنه، نتیجه آخرین فازهای چین خوردگی آلپ-همالیا می‌باشد. تحلیل جنبشی گسل ها نشان دهنده توسعه گسل های نرمال، معکوس و امتدادلغز در منطقه می‌باشد. چین خوردگی‌ها دارای روند محوری با راستای عمومی شمال باختر-جنوب خاور با راستای پلانژ غالب به سمت شمال غرب می‌باشند. تحلیل خشن لغزها، به منظور بازسازی جهت گیری میانگین دیرینه تنش موثر، با روش گرافیکی (Fault-Slip Inversion Method) نشان دهنده موقعیت و روند تنش های محلی گسلسل نرمال بصورت (σ_1 : N85W/86, σ_2 : S30W/10, σ_3 : S55E/27), گسلسل امتدادلغز (σ_1 : S60W/14, σ_2 : N30W/23, σ_3 : N90E/81) و گسلسل معکوس (σ_1 : N86E/5, σ_2 : N0E/73, σ_3 : S0E/45) می‌باشد. مقادیر نسبت شکل استرس ϕ در قلمروهای مختلف گسلسل را بر روی دیاگرام تنسورهای تنش نشان می‌دهد. پارامتر شکل بیضوی استرینبرای هر یک از قلمروهای گسلسل نشان دهنده $r_0=0.39$ ، برای قلمرو گسلسل

نرمال، $t_0 = 0/6$ ، برای قلمرو گسلش معکوس و $T_0 = 0/5$ برای مناطق با گسل خوردگی غالب امتداد لغز می‌باشد. میانگین پارامتر T_0 برای محدوده مورد مطالعه برابر با $0/39$ است به گونه‌ای می‌توان گفت شکل بیضوی استرین در منطقه نشان‌دهنده بیضوی سه محوره پهن شده می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: محورهای واتنش، گسل تراستی، نسبت شکل تنش، خش لغز، شکل بیضوی واتنش.

۱. مقدمه

et al, 1974; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., (1982; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984

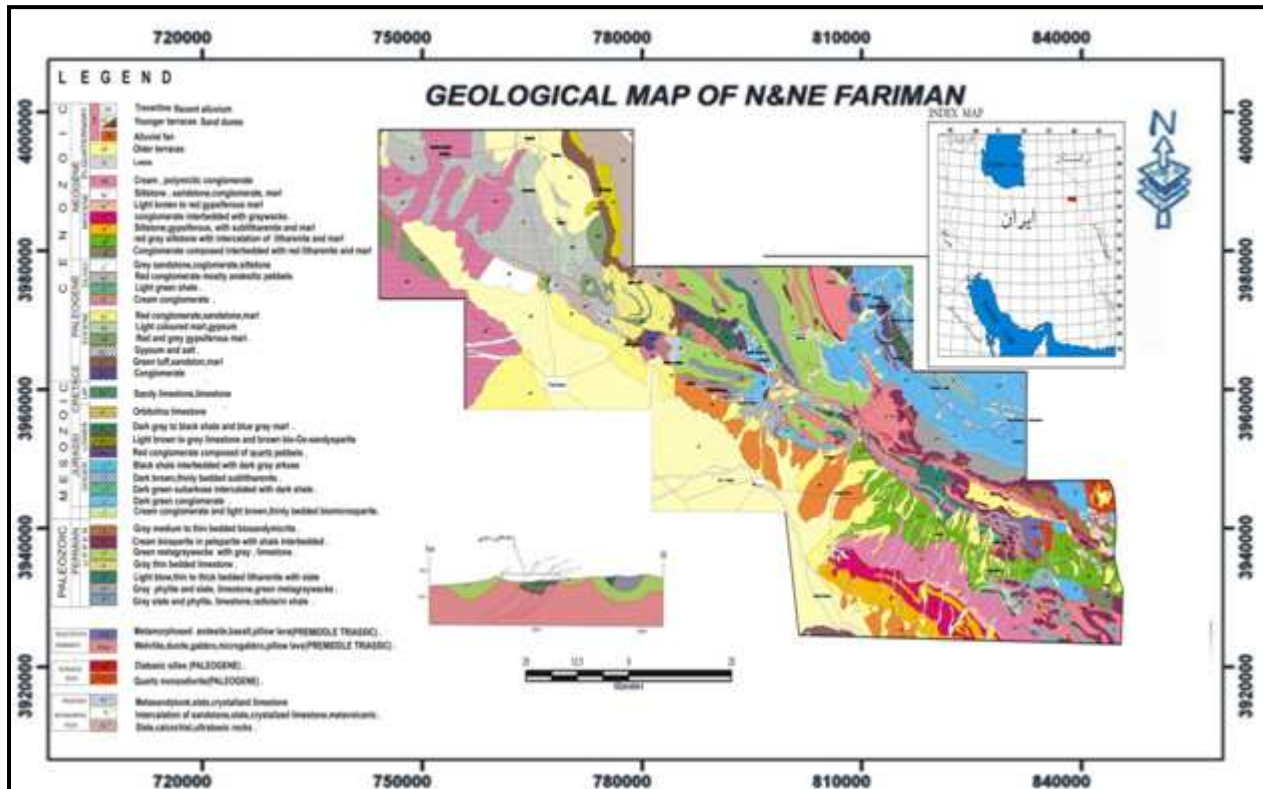
۲. منطقه مورد مطالعه

کمریند چین و گسل خورده کپه داغ- بینالود در شمال‌خاور ایران، بخشی از ابرقاره اوراسیا و لبه جنوبی صفحه توران را تشکیل می‌دهد. ساختارهای کنونی این پهنه، نتیجه آخرین فازهای چین‌خوردگی آلپ- هیمالیا می‌باشد. پهنه رسوبی- ساختاری کپه داغ در شمال خاوری ایران واقع شده است که بخشی از دشت ترکمنستان و شمال افغانستان را نیز در برمی‌گیرد. رشته کوه‌های کپه داغ و بینالود به موازات یکدیگر قرار گرفته‌اند که رشته شمالی را کوه‌های کپه داغ - هزار مسجد و رشته جنوبی را کوه‌های آلاداغ- بینالود تشکیل می‌دهد. رشته کوه‌های بینالود با روند تقریبی شمال‌باختر- جنوب خاور بین صفحه مستحکم توران و خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد. مرز جنوبی بینالود گسل میامی با گسل شاهرود و حد شمال باختری آنرا گسل سمنان می‌دانند (نوی، ۱۳۵۵). گسترش واقعی این زون بین نواحی شمال سبزوار، نیشابور تا مشهد می‌باشد. ولی با توجه به آنکه در زون مورد بحث تشکیلات زمین‌شناسی دگرگون شده و آذرینی وجود دارد که در آن سوی مرز (افغانستان) نیز قابل تعقیب است، بنابراین اعتقاد بر این است که در خاور، این زون تا هندوکش باختری در افغانستان ادامه می‌یابد (نوی، ۱۳۵۵). از نگاه جغرافیایی، کپه داغ بخشی از ادامه خاوری کوه‌های البرز است ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است (نوی، ۱۳۵۵). منطقه مورد مطالعه در زون ساختاری بینالود واقع شده است. زون بینالود به صورت یک نوار باریک گسلیده و چین خورده بوده که ادامه البرز می‌باشد. گسل‌های این زون اکثراً به سمت شمال‌شرق شیب داشته و گرایش آن‌ها به سمت جنوب‌غرب می‌باشد (Alavi, 1991). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه بقایای پالئوتیس بوده که به صورت ورقه‌های تراستی بر روی واحدهای مجاور

در طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است این گونه اندازه‌گیری‌های محلی تنش نه تنها توصیف سازوکاری محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌کند. برای دستیابی به این هدف، باید مطالعات بر مبنای بازسازی منظم و قانونمند رژیم‌های تنش پیشرونده در سکوه‌های قاره‌ای باشد مطالعه دگرشکلی شکننده در سکوه‌های قاره‌ای کلیدی برای بازسازی تحولات ناحیه‌ای است. روش‌های متفاوتی برای تحلیل داده‌ها توسط زمین‌شناسان ساختاری مورد بررسی قرار گرفته است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسورهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. به تازگی تحلیل ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و استیلولیت‌ها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994). در این پژوهش بررسی‌های صحرائی بر مبنای داده‌های لغزش گسلی با به کارگیری (Fault-Slip Inversion Method) و برداشت خش لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی انجام شده است. مسئله وارونگی شامل مشخص کردن تانسور اصلی تنش با توجه به جهت‌ها و سوی لغزش بر روی گسل‌های متعدد است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است، جهت و سویی از تنش برشی را داراست که به یک تانسور تنش واحد مربوط می‌شود (Angelier, 1994). تعیین تنش قدیمی در سال‌های متمادی توسط پژوهشگران متعددی و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است. دو روش جهت برآورد تانسور تنش گسل‌ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده است. ۱) روش گرافیکی (Arthaud, 1969; Angelier et al, 1977, Lisle, 1987) و ۲) روش تکنیک‌های عددی (Carey

سنگی در منطقه عمدتاً رسوبی و دگرگونی بوده و واحدهای آذرین در منطقه به صورت محدود رخنمون دارند. شهرستان فریمان با مختصات 35° ، $42'$ شمالی و 59° ، $51'$ شرقی در فاصله ۷۵ کیلومتری جنوب مشهد واقع شده است (شکل ۱).

رانده شده‌اند. ساختارهای این منطقه اکثراً دارای روند شمال باختر- جنوب خاوری می‌باشند. گسل‌هایی که دارای روند شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند، اکثراً دارای سازوکار معکوس با مؤلفه امتداد لغز راست گرد می‌باشند. واحدهای



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه فریمان (مهدور، ۱۳۸۷)

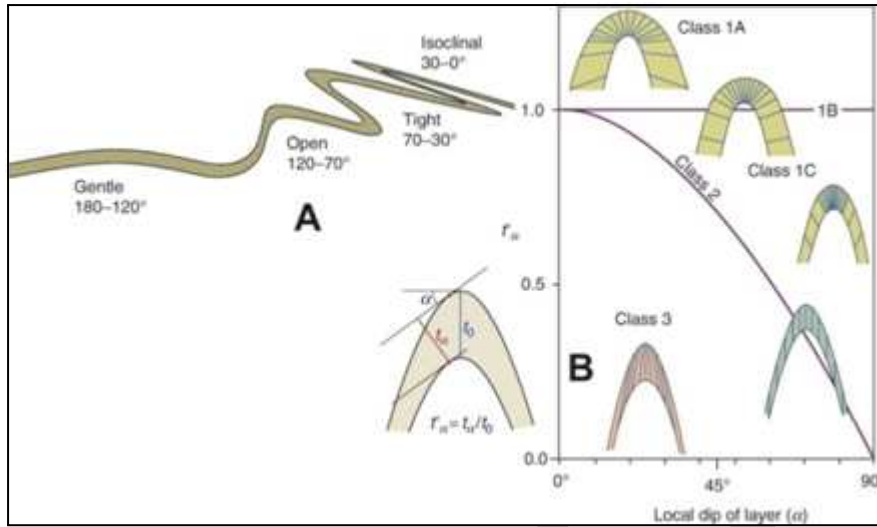
۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش با اندازه‌گیری مشخصات شیب و امتداد لایه‌ها در چین‌خوردگی‌های منطقه و با به کارگیری نرم‌افزار Stereonet به تحلیل هندسی و طبقه‌بندی چین‌ها و موقعیت محورهای اصلی کرنش پرداخته شده است.

همچنین با مطالعه هندسه سطوح گسلی و خش‌لغزهای گسلی روند دیرینه تنش‌های فشارشی و کششی و شکل سه بعدی بیضوی استرین با استفاده از روش وارونگی لغزش گسلی و با به کارگیری نرم‌افزارهای T-Tecto 3 و Faultkin5winbeta مورد مطالعه قرار گرفته است.

۴. بحث و نتایج

تقسیم‌بندی رمزی (۱۹۶۷) و تقسیم‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) از مهمترین روش‌های تقسیم‌بندی چین‌ها می‌باشند. تقسیم‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) بر اساس زاویه بین یال‌های چین می‌باشد (شکل ۲A). طبقه‌بندی رمزی (۱۹۶۷) بر اساس شیب خطوط ایزوگون‌ها می‌باشد و در آن چین‌ها به سه رده ۱، ۲ و ۳ تقسیم می‌شوند. ایزوگون‌ها در رده ۱ همگرا، رده ۲ موازی و رده ۳ واگرا می‌باشند. رده ۱ خود به سه زیر رده تقسیم می‌شود ۱A و ۱B و ۱C (شکل ۲B). چین‌ها در واحدهای رسوبی و دگرگونی توسعه یافته‌اند (شکل ۳).



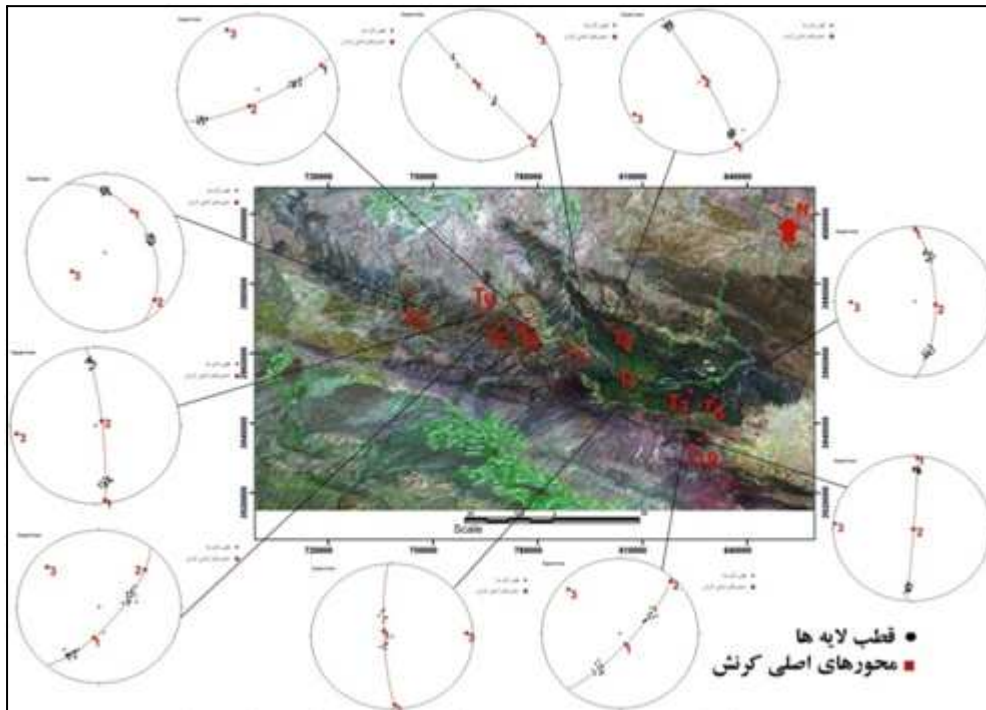
شکل ۲. A) تقسیم بندی فلوتی (۱۹۶۴) بر اساس زاویه بین یال های چین و B) تقسیم بندی رمزی (۱۹۶۷) بر پایه شکل ظاهری



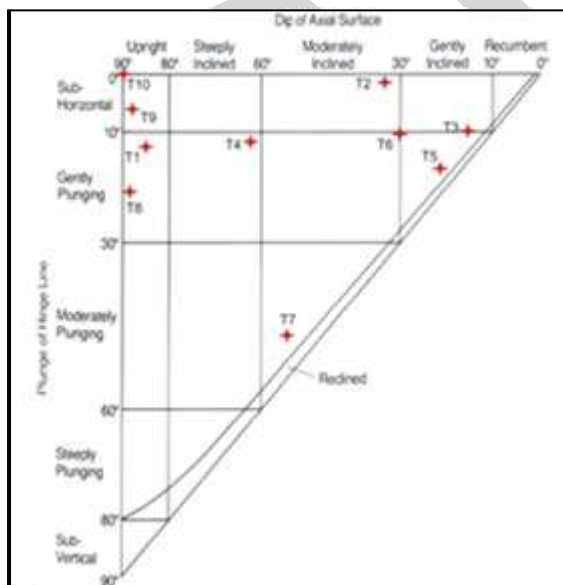
شکل ۳. A) چین T₃ جهت دید ناظر SE (BT₄، SE جهت دید ناظر SE، C) چین T₅ جهت دید ناظر NE (D) چین T₈ جهت دید ناظر WSW، E) چین T₉ جهت دید ناظر W، F) چین T₁₀ جهت دید ناظر E.

استریوگرافیکی تحلیل چین‌های منطقه را نشان می‌دهد. جدول (۱) تقسیم‌بندی چین‌های برداشت شده براساس طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) را نشان می‌دهد.

در این تحقیق با برداشت مشخصات چین‌های موجود در منطقه و تحلیل استریوگرافیکی داده‌های حاصل، مشخصات محورهای چین‌خوردگی، سطوح محوری و زاویه بین یالی چین‌ها مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۴) نمودارهای



شکل ۴. استریوگراف بدست آمده از آنالیز داده‌های صحرایی برای چین‌های مطالعه شده.



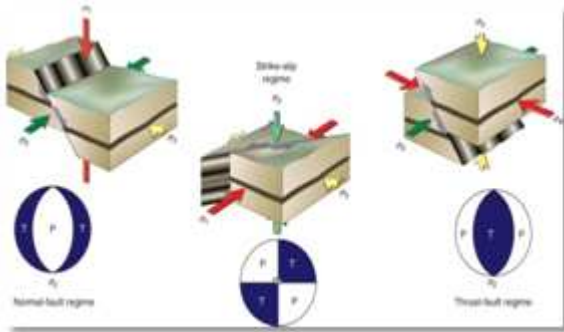
شکل ۵. موقعیت چین‌های منطقه در تقسیم‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)

با فرض عمود بودن راستای محور کوتاه شدگی حداکثر یا راستای کشیدگی حداقل بر سطح محوری چین‌خوردگی و

جدول ۱. تقسیم‌بندی چین‌های برداشت شده بر اساس طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)

نام چین	زاویه بین دو یال	نوع چین بر اساس زاویه بین دو یال (فلوتی)
T ₁	144°	Gentle
T ₂	55°	Close
T ₃	78°	Open
T ₄	108°	Open
T ₅	83°	Open
T ₆	150°	Gentle
T ₇	60°	Close
T ₈	83°	Open
T ₉	46°	Close
T ₁₀	40°	Close

نتایج بیان می‌کند که شیب سطوح محوری دامنه تغییرات بیشتری را نسبت به پلاتز محورهای چین‌خوردگی نشان می‌دهد (شکل ۵). جدول (۲) مشخصات محور و سطوح محوری چین‌خوردگی‌های منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۶. تئوری اندرسون در رابطه با گسل خوردگی. و جهت

استرس‌های اصلی و انواع مختلف گسل‌ها اقتباس از (Fossen, 2010)

همان‌طور که ذکر شد منطقه بینالود، یک منطقه برخوردی است. در مناطق برخوردی نیروی زیادی به حاشیه‌های صفحات وارد می‌شود و یکی از راه‌های آزاد کردن انرژی، تغییر شکل به صورت ظاهر شدن شکستگی‌ها می‌باشد. شکستگی‌ها که انواع گوناگون دارند بسته به این که در چه سیستم، مواد و تحت تأثیر چه تنش‌ی ایجاد گردند، روابط پیچیده‌ای نسبت به یکدیگر خواهند داشت. گسل‌های منطقه اکثراً از نوع تراستی با مؤلفه راستگردی بوده و دارای روند شمال باختر - جنوب خاور می‌باشند. نکته قابل توجه در مورد گسل‌های منطقه این است که گسل‌های معکوس و رانده منطقه دارای روند شمال باختر - جنوب خاور و شیب آنها اکثراً به طرف شمال شرق می‌باشد و گسل‌های نرمال منطقه اکثراً دارای روند شمال خاور - جنوب باختر می‌باشند. در مطالعات صحرایی مشخصات هندسی صفحات گسل و موقعیت خش‌لغزها و تا حد امکان سمت مؤلفه حرکتی صفحات گسل برداشت گردید (شکل ۷).

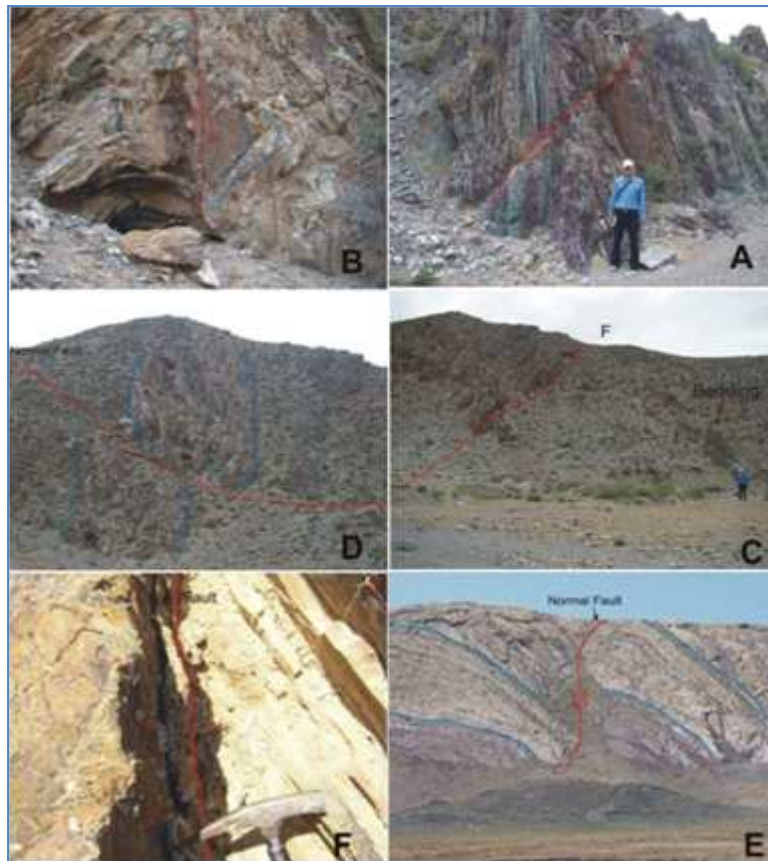
با استفاده از تحلیل استریوگرافی داده‌های به دست آمده به حل مکانیسم حرکتی صفحات گسلی اقدام گردید (شکل ۸). بررسی ابتدایی از تحلیل‌های حاصله نشان دهنده سه پهنه با ویژگی‌های تنش و گسلش متفاوت می‌باشد. بطوریکه گسترش گسل خوردگی معکوس در خاور و توسعه گسل خوردگی‌های نرمال و امتداد لغز در باختر محدوده مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۸).

موازی بودن راستای کشیدگی حداکثر با راستای محور چین به تحلیل راستای محوره‌های اصلی بیضوی استرین پرداخته شد (شکل ۴)، در این شکل موقعیت‌های اعداد ۳، ۲ و ۱ به ترتیب راستای محوره‌های حداکثر، میانگین و حداقل بیضوی کرنش را نشان می‌دهند.

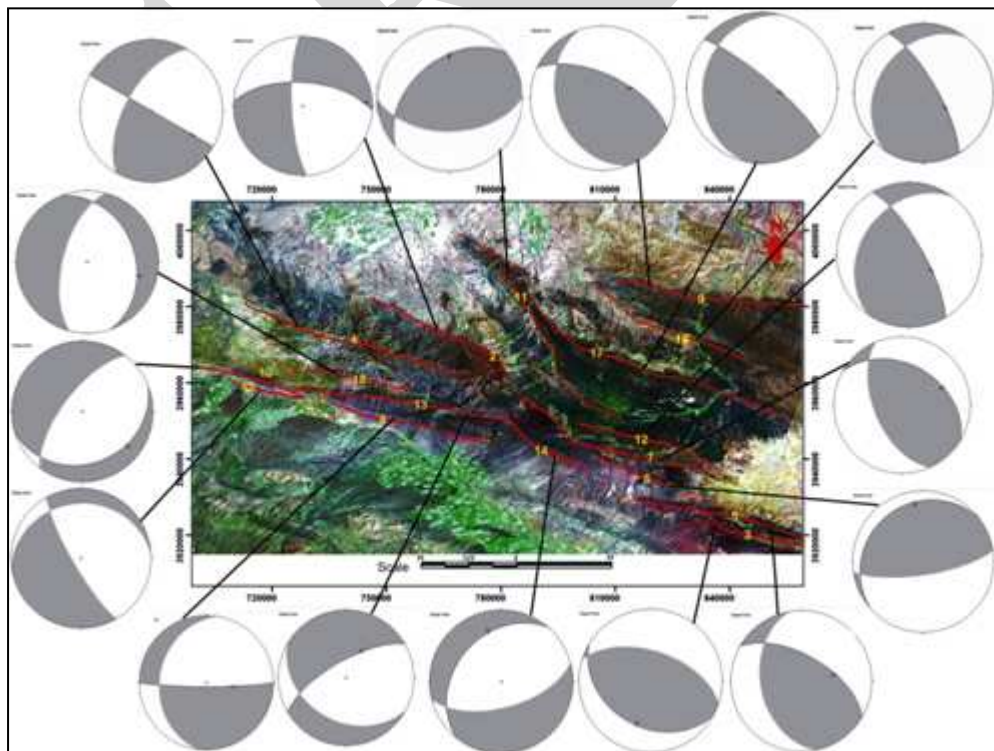
جدول ۲. مشخصات چین‌های برداشت شده.

نام چین	نوع واحد	موقعیت محور چین	موقعیت سطح محوری
T1	رسوبی	S82E/7	N90W/84N
T2	رسوبی	N49E/4	N58W/35NE
T3	دگرگونی	N38W/10	N70W/15W
T4	دگرگونی	N25W/13	N10W/65SW
T5	دگرگونی	N50W/16	N28W/10NE
T6	دگرگونی	S64W/11	N65E/30W
T7	دگرگونی	S61W/50	N58W/54SW
T8	دگرگونی	N90W/22	N90E/88S
T9	دگرگونی	S84W/6	N85E/86NW
T10	دگرگونی	N75W/0	N5E/0

بخش عمده دگرریختی‌های یک منطقه به صورت شکستگی و گسل‌ها آشکار می‌شود که حاصل تغییر شکل شکننده مواد در مقابل نیروی وارده می‌باشد. گسله سطحی است که در دو سوی آن، سنگ‌ها نسبت به هم جابه‌جا شده‌اند، جایی که مقدار جابه‌جایی بر روی سطح گسله‌ها به صفر می‌رسد، دیگر گسله وجود ندارد (Twiss et al., 2007). به طور عمومی مقدار جابه‌جایی بر روی گسله‌ها در بخش مرکزی آنها بیشتر از نقاط دیگر است، میزان این جابه‌جایی در پیرامون بخش مرکزی به آرامی کاهش می‌یابد تا این که در نهایت به صفر می‌رسد (قاسمی، ۱۳۸۷). گسل‌های بزرگ همراه با گسل‌های فرعی و کوچک می‌توانند در برگزیده زون گسلی باشند. معیار شکستگی کلمب تفسیر مفیدی برای رده‌بندی گسل‌های نرمال، معکوس و راستالغز است. این عبارت به عنوان تئوری اندرسون در ارتباط با گسل خوردگی یاد می‌شود (Twiss et al., 1992) (شکل ۶).



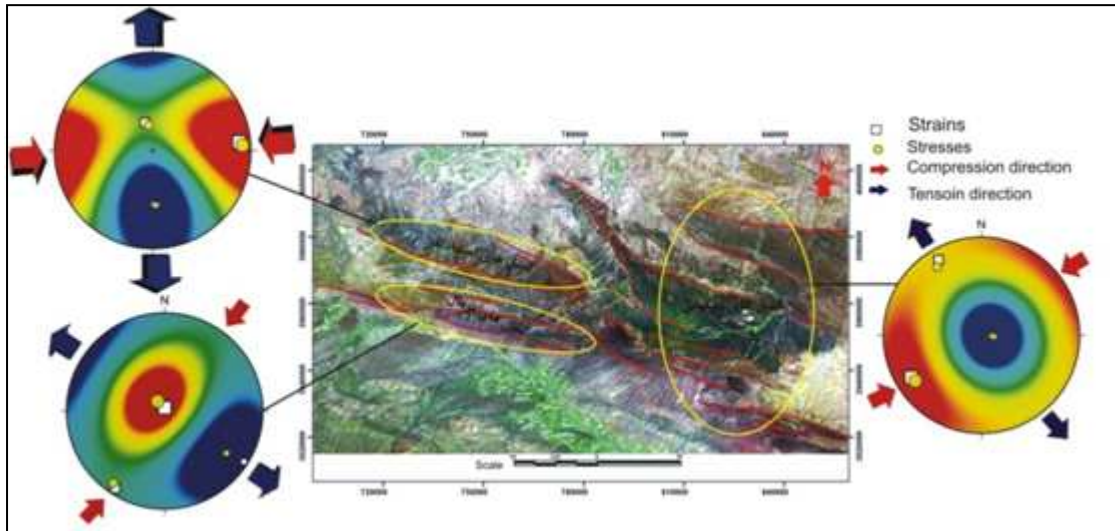
شکل ۷. (A) گسل F₇ و جهت دید ناظر W، (B) گسل F₈ جهت دید ناظر W، (C) گسل F₉ جهت دید ناظر SE، (D) گسل F₁₀ جهت دید ناظر ESE، (E) سطح گسل F₁₁ جهت دید ناظر NE، (F) گسل F₁₂ جهت دید ناظر SW.



شکل ۸. تحلیل استریوگرافی حاصل از آنالیز داده‌های صحرایی در مورد گسل‌های منطقه.

σ_2	σ_2	σ_1	
S55E/27	S30W/10	N85W/86	توزیع روند تنش‌های محلی گسلش نرمال در باختر
S0E/45	N0E/73	N86E/5	گسلش امتدادلغز ۳
N90E/81	N30W/23	S60W/14	و گسلش معکوس در خاور منطقه

به منظور تعیین موقعیت فضایی محورهای اصلی تنش در هر یک از قلمروهای گسلش، تحلیل خش‌لغزها به منظور بازسازی جهت‌گیری میانگین دیرینه تنش موثر در هر محدوده، با روش گرافیکی صورت پذیرفت. نتایج نشان دهنده پهنه مطالعه شده به صورت زیر می‌باشد (شکل ۹).

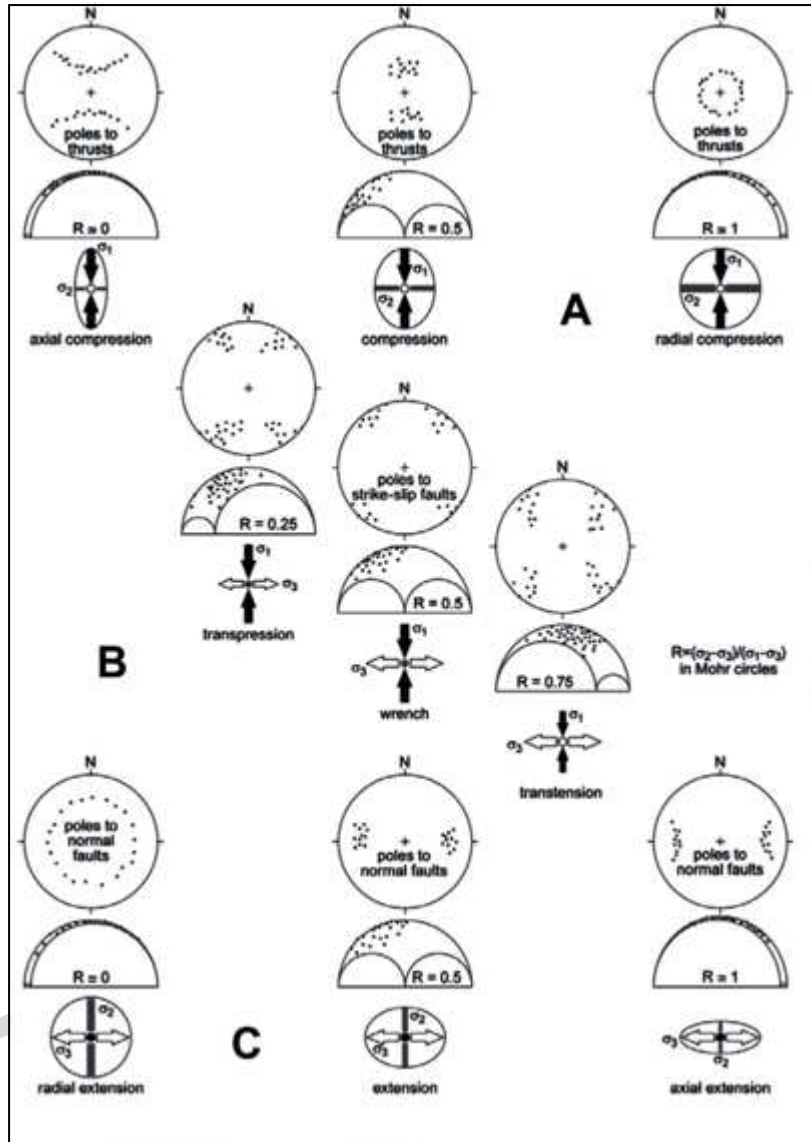


شکل ۹. موقعیت فضایی محورهای اصلی تنش و واتش در منطقه مورد مطالعه

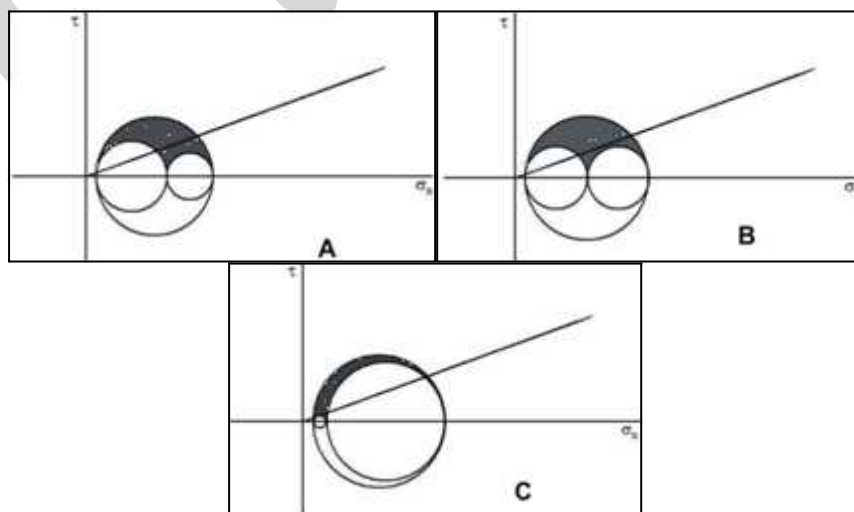
گسل‌های امتدادلغز (با مقدار R بالا و σ_2 قائم) و گسل‌های نرمال مایل لغز تحت رژیم تکتونیکی تراکشنی و گسل‌های معکوس، گسل‌های امتدادلغز (با مقدار R پایین و σ_2 قائم) و معکوس مایل لغز تحت رژیم تکتونیکی ترافشارش تشکیل شده‌اند (Twisset al, 1998). همچنین براساس داده‌های لغزش گسلی می‌توان نسبت شکل بیضوی تنش را تخمین زد. (Ramsyet al, 2000) برای این منظور از نسبت $\phi = (\sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 + \sigma_3)$ استفاده می‌شود. دامنه تغییرات ϕ بین صفر تا یک می‌باشد. $\phi = 0$ نشان دهنده فشارش محوری، $\phi = 1$ نشان دهنده کشش محوری، $\phi = 0.5$ تنش صفحه‌ای، $0.5 < \phi < 1$ بیان‌کننده فشارش سه محوری و مقادیر $0.5 < \phi < 1$ کشش سه محوری را نشان می‌دهد. شکل (۱۲)، مقادیر نسبت شکل استرس در قلمروهای مختلف گسلش (گسل‌های نرمال $\phi = 0.79$ ، معکوس $\phi = 0.35$ و امتدادلغز $\phi = 0.5$) را بر روی دیاگرام تنسورهای تنش (Ramsyet al, 2000) نشان می‌دهد. در این دیاگرام d اختلاف تنش $d = \sigma_1 - \sigma_3$ و ϕ نسبت شکل تنش می‌باشد.

با وجود اینکه تعیین مقدار مطلق تنش‌های اصلی در بیشتر حالات امکان‌پذیر نیست، اما گاهی براساس داده‌های گسلی (لغزش گسلی) می‌توان بزرگی نسبی تنش‌ها و بزرگی نسبی واتش را تخمین زد (Twisset al., 1998) برای این منظور از نسبت $R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$ برای تعیین رژیم‌های تکتونیکی استفاده می‌شود، معمولاً $0 < R < 1$ می‌باشد (Twisset al., 1998).

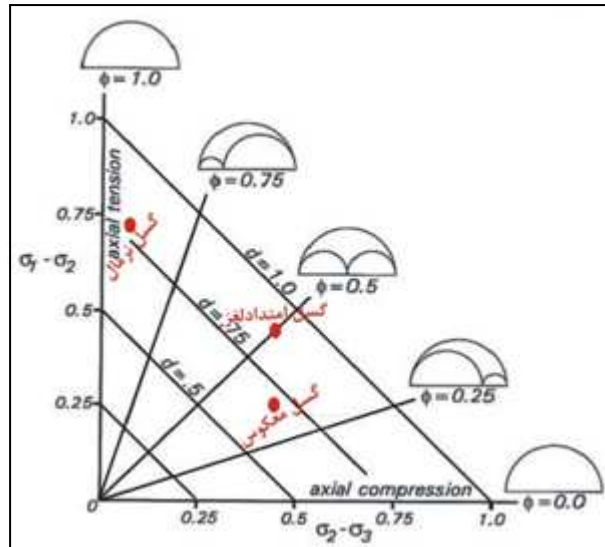
شکل (۱۰A، ۱۰B و ۱۰C) به ترتیب دوائر مور حاصل از تحلیل داده‌های گسلی به همراه رژیم تکتونیکی تشکیل آنها، در حالت‌های مختلف برای گسل‌های مختلف نشان می‌دهد. اگر $R=0$ باشد کشش شعاعی، $R=1$ کشش محوری و اگر $R=0.5$ باشد حالت کشش را بیان می‌کند. مقدار R به دست آمده در منطقه مطالعه مورد با به کارگیری روش (Fault-Slip Inversion Method) به ترتیب برای گسل‌های معکوس (۰/۶)، امتدادلغز (۰/۵)، و نرمال (۰/۰۹)، محاسبه گردید (شکل ۱۱A، ۱۱B و ۱۱C). گسل‌های نرمال،



شکل ۱۰. رژیم تکتونیکی و دوائر مور حاصل از تحلیل داده های خشلغز گسلی، (A، گسل تراستی، B، گسل امتدادلغز و C) گسل نرمال (Twiss et al., 1998)



شکل ۱۱. دایره مور حاصل از تحلیل داده‌های خشلغز گسلی، (A، گسل تراستی، B، گسل امتدادلغز و C) گسل نرمال منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۲. دیاگرام تنسور تنش، مقدار ϕ بدست آمده از برنامه T-Tecto 3.0 برای کل منطقه اقتباس از (Ramsy et al., 2000).

شده سه محوری نشان دهنده وضعیت سه بعدی بیضوی کرنش می‌باشد.

۵. نتیجه‌گیری

تحلیل ساختاری چین‌های موجود در منطقه نشان دهنده توسعه چین‌هایی با زاویه بین یالی ملایم تا بسته می‌باشد. از لحاظ موقعیت سطوح محوری و محور، چین خوردگی‌های منطقه عموماً چین‌هایی با سطوح محوری مایل و محور پلانژ دار می‌باشند. پراکندگی چین‌ها به گونه‌ای است که نمی‌توان یک الگوی مشخص را برای توزیع مکانی چین‌ها با ویژگی‌های مشابه به دست آورد. احتمالاً این موضوع نشان دهنده تفاوت در مکانیزم‌های توسعه چین‌خوردگی، عملکرد متفاوت گسل‌های مرتبط با چین‌ها و خصوصیات ذاتی سنگ‌های چین خورده می‌باشد. بررسی ساختارهای گسلی با استفاده از مطالعه هندسه سطوح گسل و خش‌لغزهای گسلی به منظور تحلیل کینماتیکی و دینامیکی گسلش و با به کارگیری روش گرافیکی صورت پذیرفت. نتایج نشان دهنده توزیع متفاوت تنش‌ها و الگوی متفاوت بیضوی استرس در منطقه است. به گونه‌ای که نواحی شرقی منطقه نشان دهنده توسعه گسلش معکوس و نواحی غربی منطقه توسعه گسل خوردگی‌های امتدادلغز و نرمال را نشان می‌دهد. تحلیل پارامتر r_0 به منظور بررسی شکل بیضوی استرس نشان دهنده اشکال مختلف

شکل بیضی و تنش را می‌توان با استفاده از محاسبه پارامتر r_0 به دست آورد، $r_0 = \frac{(E_p - E_c)}{(E_c - E_t)}$ که به ترتیب E_1, E_2, E_3 به ترتیب مقادیر ویژه تنسورهای گشتاوری می‌باشند (Bingham 1964). داده‌های اولیه مورد نیاز شیب و امتداد گسل و ریک لغز برداشت شده از صفحات گسلی بوده، خروجی برنامه شامل E_1, E_2, E_3 که بترتیب مقادیر ویژه تنسورهای گشتاوری حاصل از پردازش داده‌ها توسط برنامه Faultkin5winbeta می‌باشند. دامنه تغییرات r_0 بین صفر تا یک می‌باشد. $r_0 = 0$ نشان دهنده بیضوی و تنش کشیده شده تک محوری، $r_0 = 1$ نشان دهنده بیضوی پهن شده تک محوری، $r_0 = 0.5$ بیضوی استرین صفحه زای، $0.5 < r_0 < 1.0$ بیان کننده بیضوی سه محوره پهن یا پخ شده و مقادیر $0 < r_0 < 0.5$ بیضوی کشیده شده سه محوری را نشان می‌دهد (Federico, 2010). مقادیر r_0 برای هر یک از قلمروهای گسلش محاسبه گردید. مقادیر به دست آمده نشان دهنده $r_0 = 0.09$ (بیضوی کشیده شده سه محوری) برای قلمرو گسلش نرمال، $r_0 = 0.06$ (بیضوی پهن شده سه محوری) برای قلمرو گسلش معکوس و $r_0 = 0.05$ (استرین صفحه‌ای) برای مناطق با گسل خوردگی غالب امتدادلغز می‌باشد. میانگین پارامتر r_0 برای محدوده مورد مطالعه برابر با 0.39 می‌باشد. به گونه‌ای که به طور عمومی می‌توان گفت در محدوده مورد مطالعه بیضوی و تنش پهن

Rendus de l'Academie des Sciences, Paris D279, pp. 891-894.

Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daigniers, M. (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-65

Federico, L. and Crispini, G. (2010) Fault-slip analysis and transpressional tectonics: A study of Paleozoic structures in northern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Structural Geology*, 32, 667-684.

Fleuty, M., J. (1964) The description of folds.. *Proceeding of the Geologists Association*, 75, pp. 461-492.

Lacombe, O. (2007) Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criterion the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology*, 29, 86-99.

Lisle, R., J. (1987) Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Tectonics*, 1, 155-158.

Fossen, H. (2010) *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York.

Nemcok, M., Schamel, S. and Gayer, R. (2005) *Thrust Belts*, Cambridge Press, p. 541.

Krantz, R. (1989) Orthrombic fault pattern: The Odd axis model and slip vector orientation. *Tectonics*, 3, pp. 435-495.

Price, N., J. and Cosgrove, J., W. (1990) Analysis of geological structures. Cambridge University Press.

Ramsay, J. G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J.,G. and Lisle, R.J, (2000) The techniques of modern structural geology, Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, London, 3 p. 683.

Twiss, R.J. and Moores, E.M. (1992) *Structural Geology*. Edition one, W. H. Freeman and Company, New York.

Twiss, R.J. and Moores, E.M., (2007) *Structural Geology*. Edition second, W. H. Freeman and Company, New York.

Twiss, R.J. and Unruh J.R. (1998) Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12202- 12222.

بیضوی استرین می‌باشد. نواحی شرقی منطقه با فراوانی گسلش معکوس نشان دهنده بیضوی استرین سه محوری پهن شده و مناطقی با رژیم تکتونیکی گسلش عادی نشان دهنده بیضوی استرین کشیده شده سه محوری می‌باشند. بیضوی استرین در مناطقی با گسلش امتداد لغز نیز حالت استرین تخت را نشان می‌دهند.

منابع

قاسمی، م، ر.، (۱۳۷۸) پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مه‌دور، م، ر.، (۱۳۸۷)، تحلیل ساختاری کوه‌های خاور و شمال خاور فریمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند.

نبوی، م، ح.، (۱۳۵۵) دیپ‌چاه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnant in the northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.

Angelier, J., Mechler, P. (1977) Sur une méthode graphique recherche n tectonique et en seismologie: La méthode *Bulletin Société Géologique de France*, 19, 1309-1318.

Angelier, J. (1994) Faults slip analysis and paleostress reconstruction. In: Continental deformation (edited by Hancock P.L.). Pergamon Press Ltd, Oxford, p. 53-100

Angelier, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835-5848.

Armijo, R., Carey, E. and Cisternas, A. (1982) The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160.

Arthaud, F. (1969) Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11 (5), 729-737.

Bingham, C. (1964) Distributions on a Sphere and the Projective Plane. Yale University, New Haven (*Dissertation thesis*), p. 93.

Carey, E. and Brunier, B. (1974) Analyse théorique et numérique d'un modèle canonique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes*