



فصلنامه زمین ساخت
بهار 1397، سال دوم، شماره 5

فعالیت مجدد گسل های نرمال در آهک های کرتاسه (شمال خاور کرمان) دلایل جنبشی و تحلیل تنش دیرینه

انیس اکبرزاده¹، شهرام شفیعی بافتی^{1*} و شهباز رادفر¹
1. گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

تاریخ دریافت: 1396/08/08

تاریخ پذیرش: 1397/02/03

چکیده

آهک های کرتاسه در شمال خاور کرمان شواهد متعددی از گسلش را نشان می دهند. در این تحقیق الگوی گسلش با استفاده از روش های تحلیل تنش دیرینه همچون روش وارون سازی چند مرحله ای، تعیین موقعیت محورهای فشارش و کشش و روش آرایش خش لغز صورت پذیرفته است. نتایج این روش ها تأثیر دو فاز گسلش نرمال و امتداد لغز را نشان داد. موقعیت محورهای حداکثر تنش در دو فاز گسلش کاملاً قابل تفکیک است. شواهد سطح گسلش، حکک شدگی خش لغزها و شواهد جابه جاشدگی گسل های نرمال و رگه های کششی مرتبط با گسل های نرمال توسط گسل های امتداد لغز نشان دهنده فعال شدن گسل های نرمال در الگوی امتداد لغز می باشد. بیضوی تنش در هر دو فاز گسلش از نوع دو کی شکل است. زاویه اصطکاک داخلی برای هر دو فاز گسلش نرمال و امتداد لغز 45 درجه محاسبه شد. روش دایره مور بدون بعد نشان دهنده فعالیت گسلش امتداد لغز با الگوی مزدوج می باشد. نتایج این تحقیق تغییر الگوی گسلش از نرمال به امتداد لغز را بخوبی نشان می دهد.

کلید واژه ها: تنش دیرینه، فعالیت مجدد گسل، آهک های کرتاسه، کرمان

* نویسنده مسئول shafiei_shahram@uk.ac.ir

مقدمه

در مقیاس سنگ کره و تنش اغلب در پهنه‌های نسبتاً باریک گسلی یا در پهنه‌های برشی تجمع پیدا می‌کند. این پهنه‌ها، الگوهای دگرشکلی به همراه هندسه و سینماتیک پیچیده‌ای از گسل‌ها را در بر می‌گیرند. پهنه‌های گسلی، پهنه‌های مکانیکی ضعیفی هستند که بر روی آرایش، الگوی جنبشی و توزیع دگرشکلی در مقیاس پوسته‌ای، هم در پوسته قاره‌ای و هم در پوسته اقیانوسی تأثیر گذار بوده‌اند. حضور گسل‌های از قبل موجود در سنگ یک سطح ضعف مکانیکی نسبت به سنگ اطراف ایجاد می‌کند و وانش بطور خاص در همین پهنه‌های ضعیف متمرکز می‌شود. این رخداد صرف نظر از اینکه آیا دگرشکلی بطور پیوسته باشد یا دارای دوره‌های با فعالیت کم یا بدون فعالیت باشد ادامه پیدا می‌کند. (Lorenzo et al 2015)

به دلیل اینکه گسل‌های از قبل موجود سطوحی هستند که در طول آنها مقاومت چسبندگی سنگ و ضریب اصطکاک نسبت به سنگ سالم پایین‌تر است رفتار سنگ گسل خورده بوسیله شاخصه‌های هندسی، جنبشی و رفتار شناسی مشخص می‌شود (Twiss and Moores, 2007). معیارهای جنبشی گسل منعکس کننده میدان‌های ناحیه‌ای و محلی تنش و بطور کلی بازگو کننده جایگاه ژئودینامیکی رخداد گسلش می‌باشد. هندسه گسل به شدت متأثر از پهنه‌های ضعیف و ویژگی‌های رفتار شناسی سنگ در زمان رخداد دگرشکلی می‌باشد. بهر حال پدیده‌های ساختاری از قبل موجود به عنوان یک عامل کنترل کننده بر روی توزیع تنش، جای گیری و فعالیت مجدد گسل‌ها شناخته شده‌اند (Holds worth et al, 2001). در مطالعات بسیار زیادی فرایند فعال شدگی مجدد در جایگاه‌های زمین شناسی متنوعی به اثبات رسیده است.

شواهد ریز ساختاری، مغناطیس دیرینه، سن سنجی زمین شناسی و تحلیل تنش دیرینه توانسته در تشخیص و تفکیک فازهای گسلش مورد استفاده قرار گیرد.

(Craig et al, 2014; Jeanne et al, 2014; Henriand Olivier, 2013; Jure and Vrabec, 2010; Baudon and Cartwright, 2008; Collettini et al, 2005.)

در این تحقیق ویژگی‌های گسلش در رخنمون‌های آهکی در شمال خاور کرمان ارائه شده است و با تحلیل تنش دیرینه به تفکیک فازهای گسلش پرداخته شده است.

موقعیت زمین شناسی

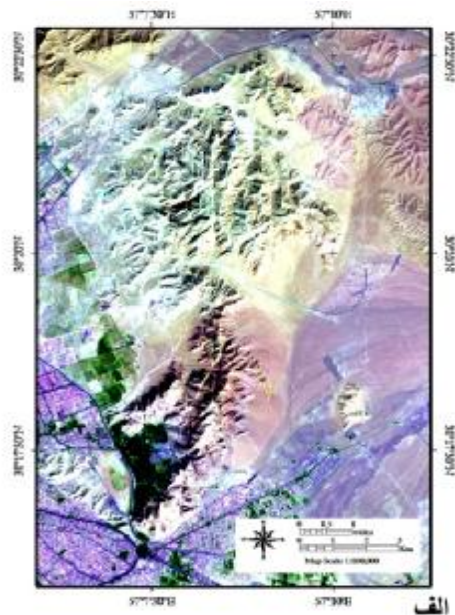
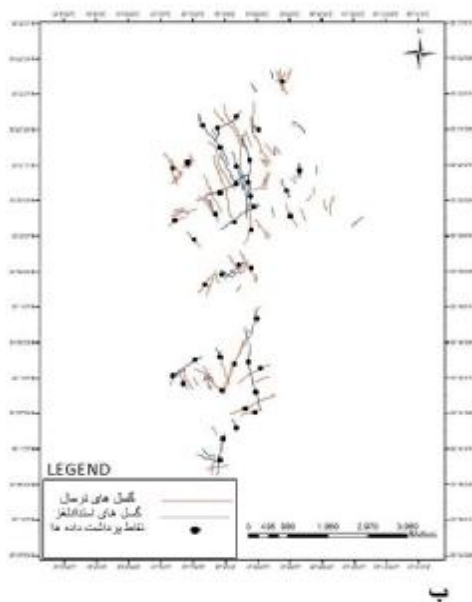
گستره مورد مطالعه در شمال خاور شهر کرمان واقع شده است و رخنمون گسترده‌ای از آهک‌های به سن کرتاسه را در بر دارد. توالی سنگ‌شناسی این رخنمون‌ها شامل: سنگ آهک‌های مارنی ماسه‌ای، سنگ آهک‌های مارنی، سنگ آهک‌های زیستی، آهک‌های تخریبی - زیستی و سنگ آهک‌های میکریتی و مارن است. مهم‌ترین ساختار مشاهده شده در آهک‌های این منطقه گسلش با دو عملکرد نرمال و امتداد لغز است (شکل 1).

گسلش نرمال دارای عوارض و سیمای مورفولوژیکی و زمین شناسی بارزی در محدوده معادن سنگ سعیدی می‌باشد. برداشت‌های صحرائی نشان می‌دهد که الگوی شاخص توسعه گسلش نرمال از الگوی هم آغوش یا الگوی قفسه کتابی تبعیت می‌کند. دلایلی همچون هم آغوش بودن این گسل‌ها و همچنین جهت جابجایی غالب به سمت جنوب و جنوب خاور تایید کننده این الگو می‌باشند. در بعضی از رخنمون‌ها این گسل‌ها با الگوی مزدوج نمایان شده‌اند، که البته یکی از سطوح دارای جابجایی یا عملکرد وسیع‌تری بوده است. گسل‌های نرمال

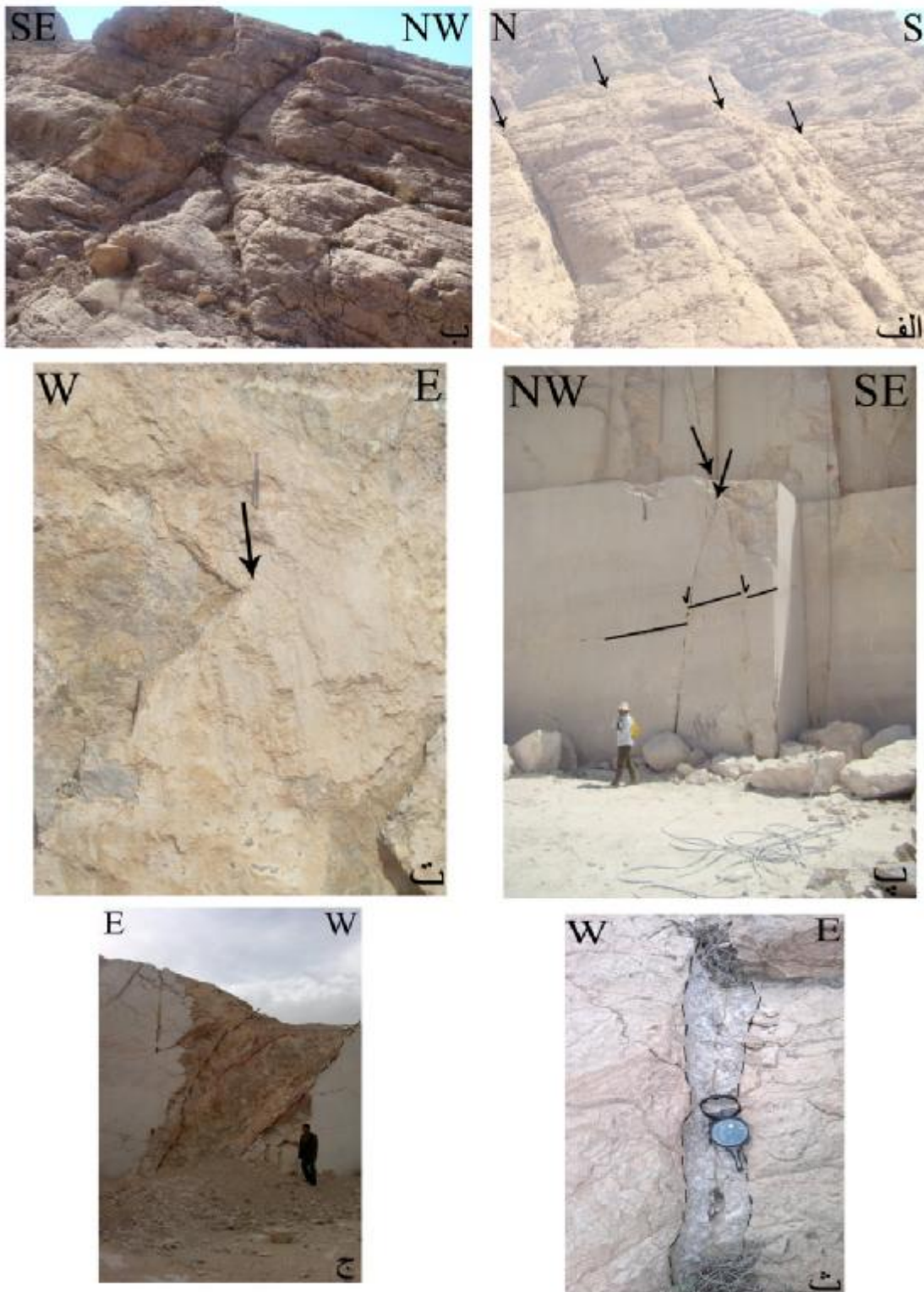
قطعات خرد شده از آهک‌های کرتاسه در زمینه‌ای رسی رخنمون دارند. با توجه به فرسایش پذیرتر بودن برش‌ها نسبت به سنگ آهک، پهنه گسلش و محدوده تجمع برش بر اثر فرسایش نسبت به دیوارهای اطراف عمیق‌تر گردیده و بصورت آبراهه در بستر سنگی رخنمون یافته است. شواهدی مبنی بر تعیین سوی برش در گسل‌های امتداد لغز وجود دارد که از آن جمله می‌توان به جابجایی آبراهه‌های گسلی، رگه‌های دارای ساختاری داپلکسی و رگه‌های زیگموئیدال اشاره کرد (شکل 3). در این گستره شواهدی مبنی بر حاک شدگی گسلش امتداد لغز بر روی گسلش نرمال دیده می‌شود که می‌توان به شواهدی همچون حاک شدن خش لغزهای مرتبط با حرکات مورب لغز تا حرکت امتداد لغز بر روی خش لغزهای مرتبط با گسلش نرمال، جابجاشدگی و بریده شدن پهنه‌ها و رگه‌های مرتبط با گسل‌های نرمال توسط گسلش امتداد لغز اشاره کرد (شکل 4).

از نوع اتساعی هستند و می‌توان به شواهدی همچون نفوذ دایک‌ها در سطح گسل، توسعه رگه‌های پر شده با کانی‌هایی همچون کلسیت، توسعه پهنه‌های برشی شکنا اشاره کرد (شکل 2).

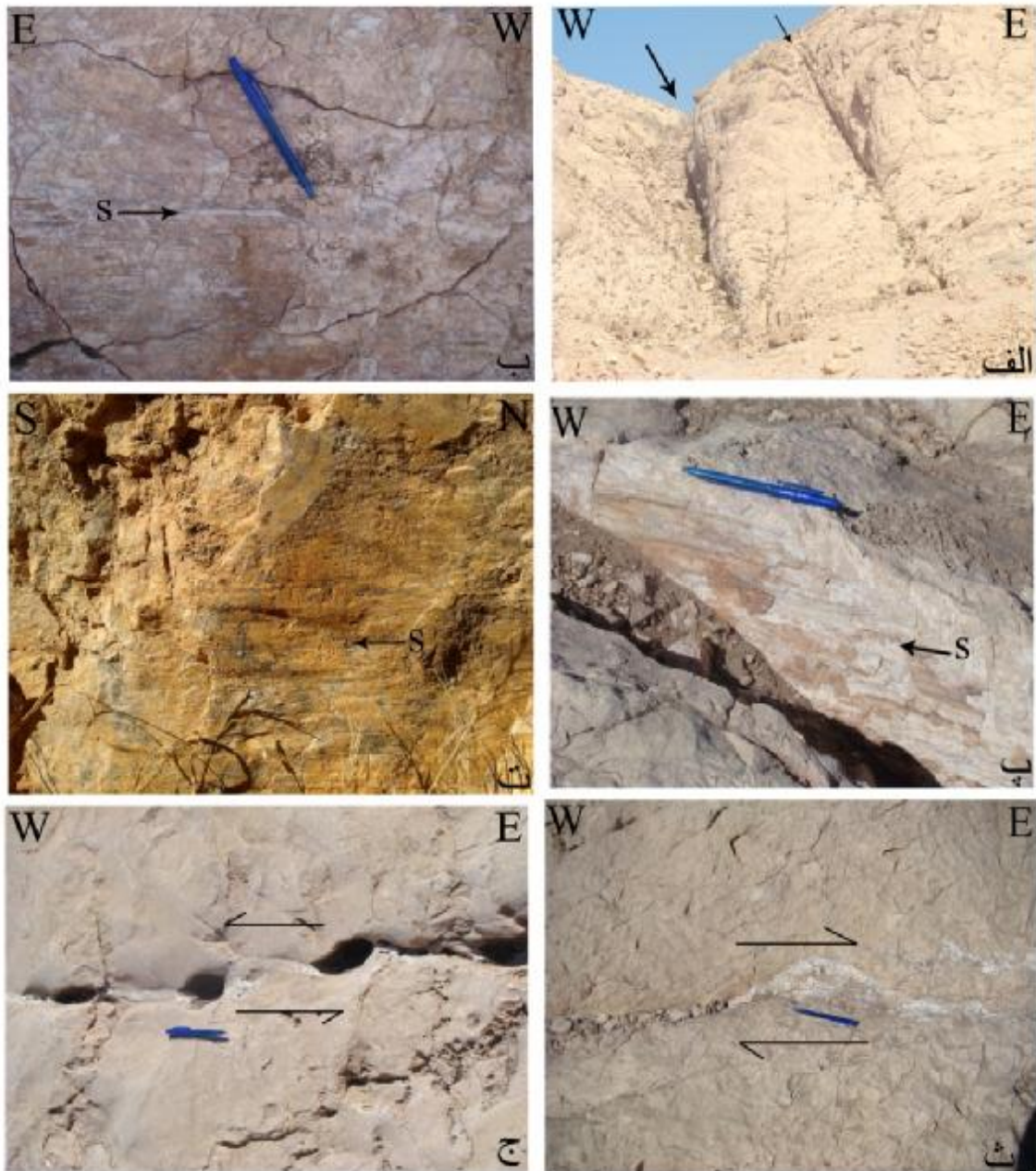
گسلش امتداد لغز نیز به لحاظ مورفولوژی عوارض کاملاً واضحی را بر جای گذاشته است. یکی از عوارض ژئومورفولوژیکی دره‌های گسلی فراوان در رخنمون سنگی گستره مورد مطالعه می‌باشد. ایجاد این آبراهه‌ها بر بسترهای سنگی نتیجه خرد شدگی سنگ در پهنه گسلش می‌باشد. شواهد صحرائی نشان می‌دهد که گسلش امتداد لغز تغییراتی در مولفه‌های جنبشی داشته است، بطوری که می‌توان در خصوص این گسل‌ها طیف جنبشی از حرکات امتداد لغز محض تا امتداد لغز با مولفه مورب لغز را در سطوح گسلش مشاهده نمود (شکل 3). دگرشکلی سنگ در پهنه گسلش با توسعه برش یا گوژ گسلی نمایان شده است. برش‌ها در پهنه‌های گسلی بصورت تجمعی از



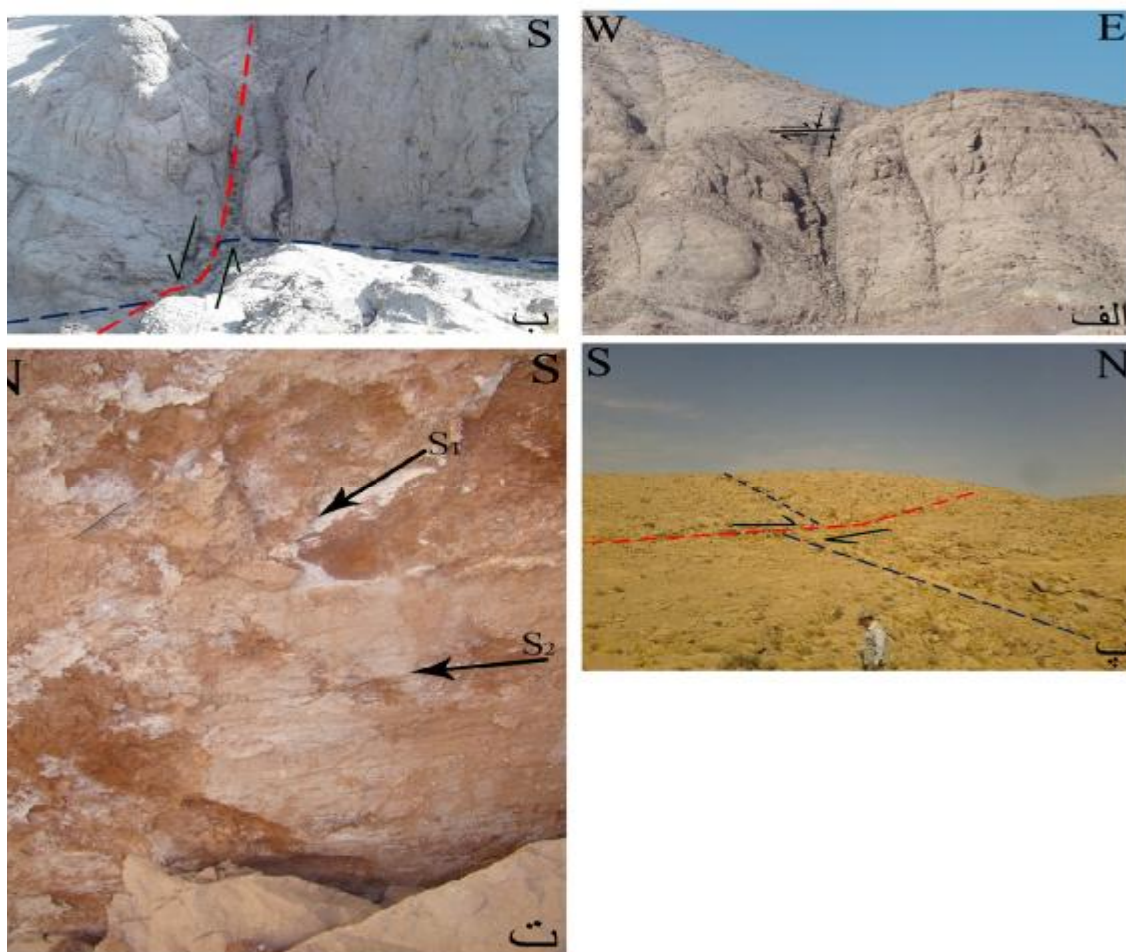
شکل 1. الف- تصویر ماهواره‌ای و ب- نقشه گسل‌ها و نقاط برداشت صحرائی در گستره مورد مطالعه



شکل 2. الف- ساختار قفسه کتابی ناشی از عملکرد گسل های نرمال ب- توسعه گسلش نرمال در الگوی مزدوج همراه با جابجایی بیشتر فقط روی یکی از گسل ها پ- جابجایی سطح لایه بندی در نتیجه عملکرد گسل نرمال که در پله معدن قابل دیدن است. ت- سطح گسلش به همراه خش لغزش ث- ایجاد رگه های پر شده با کلسیت های درشت بلور ج- نفوذ دایک در سطح گسل نرمال.



شکل 3. نمایی از یک نمونه از سطوح گسلش و خش لغزش. الف - آبراهه‌های گسلی در آهک‌ها ب، پ و ت - سطح گسلش همراه با خش لغزش. و ث - رگه‌های زیگموئیدال که برش راستگرد را نشان می‌دهد. ج - تشکیل رگه‌های با ساختار پشته‌ای در پهنه برشی چپگرد



شکل 4. شواهد ریخت شناسی، ساختاری و جنبشی از فعال شدگی مجدد گسل‌های نرمال توسط گسل‌های امتداد لغز. الف، ب و پ- جابجا شدگی گسل‌های نرمال توسط گسل‌های امتداد لغز پ- بریده شدن و جابجایی رگه‌ها توسط گسل‌های امتداد لغز ت- حک شدگی خش لغز حرکات مورب لغز و امتداد لغز بر روی خش لغزهای حرکت نرمال

مواد و روش کار

در این پژوهش پس از شناسایی گسل‌ها در عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای (شکل 1) با تعریف مسیرهای برداشت و با هدف دسترسی گسل‌ها و با تمرکز بر نقاط حساس عملیات صحرایی انجام و داده‌های مورد نیاز در تحلیل تنش دیرینه شامل مختصات سطح گسل و خش لغزش برداشت شد. 94 گسل خش‌دار در گستره مورد مطالعه شناسایی و برداشت شد. تعداد 14 داده برای گسل‌های نرمال (جدول 1) و تعداد 26 داده برای گسل‌های امتداد لغز (جدول 2) که از فرضیه‌های اولیه تحلیل تنش

دیرین تبعیت می‌کردند و از نظر کیفیت هم در شرایط مناسبی بودند استخراج شد. این فرضیه‌ها بیان می‌دارد که توزیع نمونه‌ها بایستی همگن باشد و حرکت یک گسل تأثیری روی گسل‌های دیگر نداشته باشد، میدان تنش نیز در حین فعالیت گسل‌ها یکنواخت باشد و همچنین لغزش به موازات ماکسیمم تنش برشی روی داده باشد (Bott, 1959). میانگین شیب سطح گسل‌های امتداد لغز 69 درجه و گسل‌های نرمال 76 درجه است. از آنجا که تشخیص سازوکار دقیق گسلش تعدد راه حل‌های تانسور تنش دیرین را کاهش می‌دهد، لذا در نهایت از گسل‌هایی

سطوح برش همراه با خش لغز با توجه به حرکت فرادیواره نسبت به فرودیواره مربوط به گسلش نرمال و گسلش امتدادلغز ارائه شده است. برای افزایش دقت در تشخیص وضعیت امتداد و شیب سطوح برش و نیز روند پلانز خش لغزها، دیاگرام‌های گلسرخ‌ی مربوط به داده‌ها رسم شد که بر اساس آنها، برای گسلش نرمال روند عمومی سطوح گسلش بطور غالب روند NE-SW با شیب نسبتاً زیاد و روند عمده خش لغزها روند WSW و NW با زاویه میل نسبتاً بزرگ می‌باشد و برای گسلش امتداد لغز روند عمومی سطوح برش N-S با شیب زیاد می‌باشد و روند عمده خش لغزها نیز شمالی جنوبی با پلانز بسیار پایین است (شکل 7).

استفاده شده است که تشخیص سازوکار آنها به کمک رشته‌ها و پله‌های روی صفحه گسل و به ویژه شکستگی‌های کنار گسل بدون هیچگونه تردیدی صورت پذیرفته است.

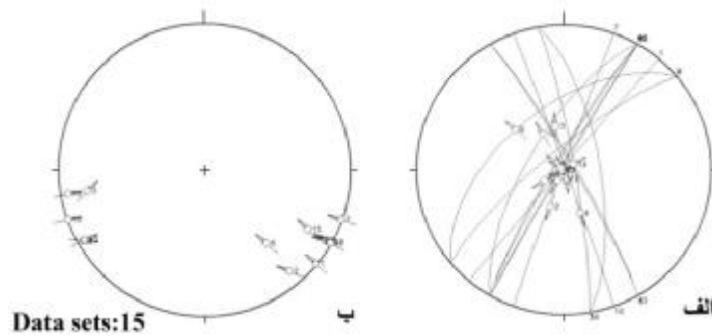
در این مطالعه با استفاده از نرم افزار Tectonic FP تصاویر استریوگرافیک برای گسل‌های نرمال و امتدادلغز بصورت جداگانه رسم شد (شکل‌های 5 و 6). همانطور که در شکل‌های 4 و 5 مشاهده می‌شود گسل‌های نرمال (شکل 4-الف) دارای دو روند میانگین NNW-SSE (جهت شیب به سمت شمال خاور) و NE-SW (جهت شیب به سمت شمال باختر) هستند که البته این روند گسلش در گسل‌های امتدادلغز (شکل 6 الف) نیز مشاهده می‌شود. در بخش ب در شکل‌های 5 و 6 تصویر استریوگرافیک قطب

جدول 1. داده‌های گسلی و موقعیت خش لغزها در گسل‌های نرمال

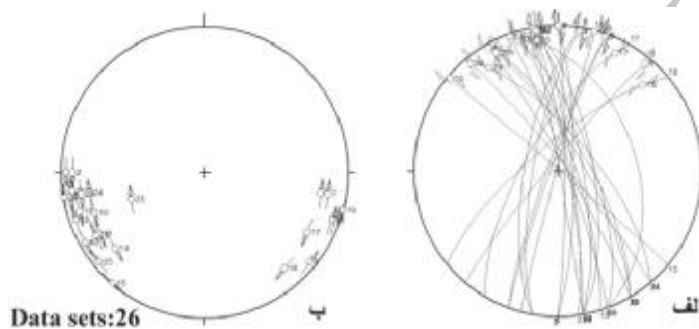
شماره	جهت شیب صفحه گسلی (درجه)	شیب صفحه گسلی (درجه)	روند خش خط (درجه)	میل خش لغز (درجه)
1	310	89	330	89
2	320	79	200	68
3	80	70	350	65
4	60	85	160	64
5	300	85	310	85
6	300	84	240	78
7	290	89	240	89
8	320	55	310	55
9	300	88	300	88
10	300	89	240	89
11	300	89	250	89
12	60	84	210	83
13	80	84	60	84
14	300	70	330	67

جدول 2. داده‌های گسلی و موقعیت خش لغزها در گسل‌های امتداد لغز

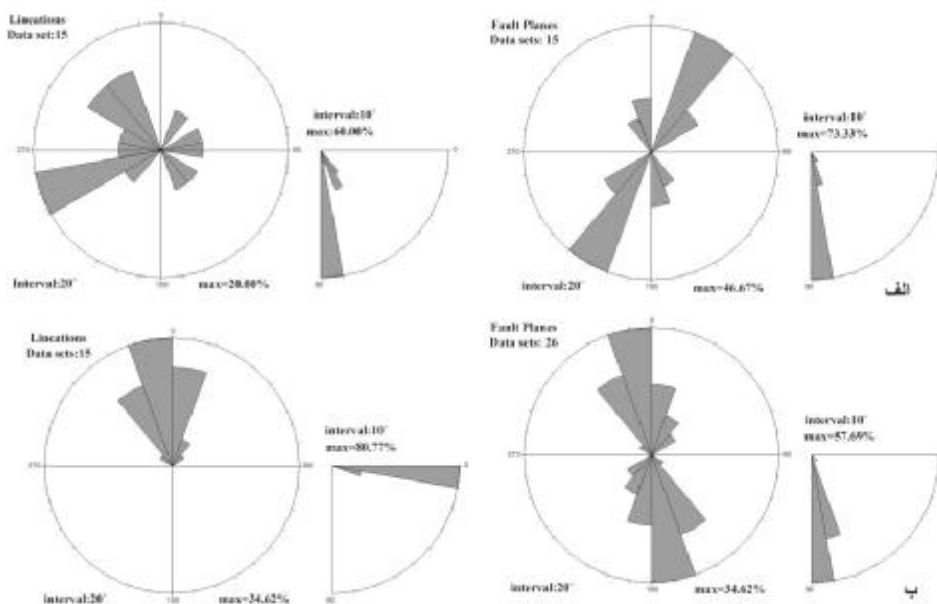
شماره	جهت شیب صفحه گسلی (درجه)	شیب صفحه گسلی (درجه)	روند خش خط (درجه)	میل خش لغز (درجه)
1	90	86	0	1
2	90	81	0,15	1
3	290	86	20	3
4	60	85	330	4
5	280	71	9	4
6	290	84	20	4
7	280	76	10	4
8	310	85	40	6
9	80	84	350	2
10	70	70	342	8
11	60	73	333	11
12	60	85	330	4
13	73	80	345	4
14	50	70	326	17
15	40	89	310	3
16	285	89	15	2
17	300	71	26	11
18	320	75	45	17
19	70	85	340	3
20	60	76	333	9
21	82	82	352	2
22	80	89	350	11
23	70	45	350	11
24	80	70	350	5
25	50	85	320	3
26	80	76	350	4



شکل 5- تصویر استریوگرافیک از داده‌های مربوط به گسل‌های نرمال در گستره مورد مطالعه. الف- تصویر استریوگرافیک خطوط لغزش. ب- تصویر استریوگرافیک گسل‌های نرمال پیکان‌ها جهت حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان می‌دهد.



شکل 6. تصویر استریوگرافیک گسل‌های امتدادلغز در گستره مورد مطالعه. الف: تصویر استریوگرافیک خطوط لغزش مرتبط با این گسل‌ها. ب: تصویر استریوگرافیک گسل‌های امتدادلغز که پیکان‌ها جهت حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان می‌دهد.



شکل 7. نمودار گلسرخی از سطوح برش و خش لغزهای مرتبط. الف - گسل‌های نرمال ب- گسل‌های امتدادلغز در گستره مورد مطالعه

تعیین زاویه اصطکاک توده سنگ (f)

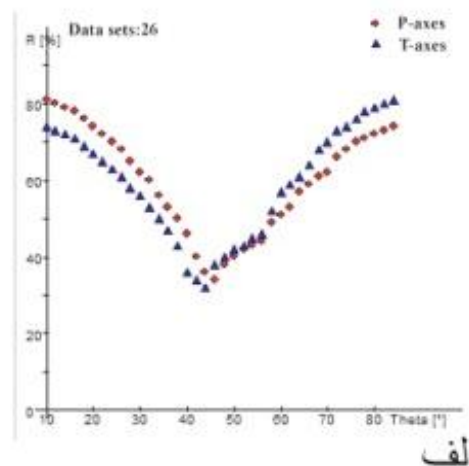
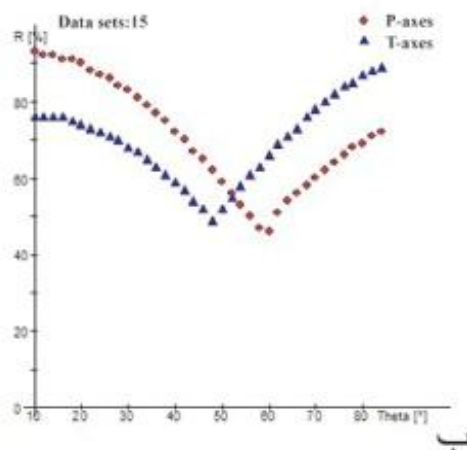
ج- تحلیل صفحه گسل: در این روش زاویه اصطکاک 45 درجه به عنوان مناسب ترین زاویه برای گسلش نرمال و امتدادلغز انتخاب شد (شکل 10). مدل های دو وجهی بدست آمده نشان می دهد گسلش اصلی این محدوده برای گسلش نرمال روند تقریبی NE و سازوکار نرمال همراه با مولفه راستالغز چپ گرد همچنین برای گسلش امتدادلغز روند تقریبی NNW و سازوکار امتدادلغز همراه با مولفه راستالغز چپگرد می باشد.

با تجزیه و تحلیل و مقایسه روش های بالا زاویه اصطکاک 45 درجه بعنوان متوسط زاویه قابل قبول توده سنگ در گستره مورد مطالعه انتخاب و در تحلیل تنش دیرین و تیپ دگرریختی استفاده شده است.

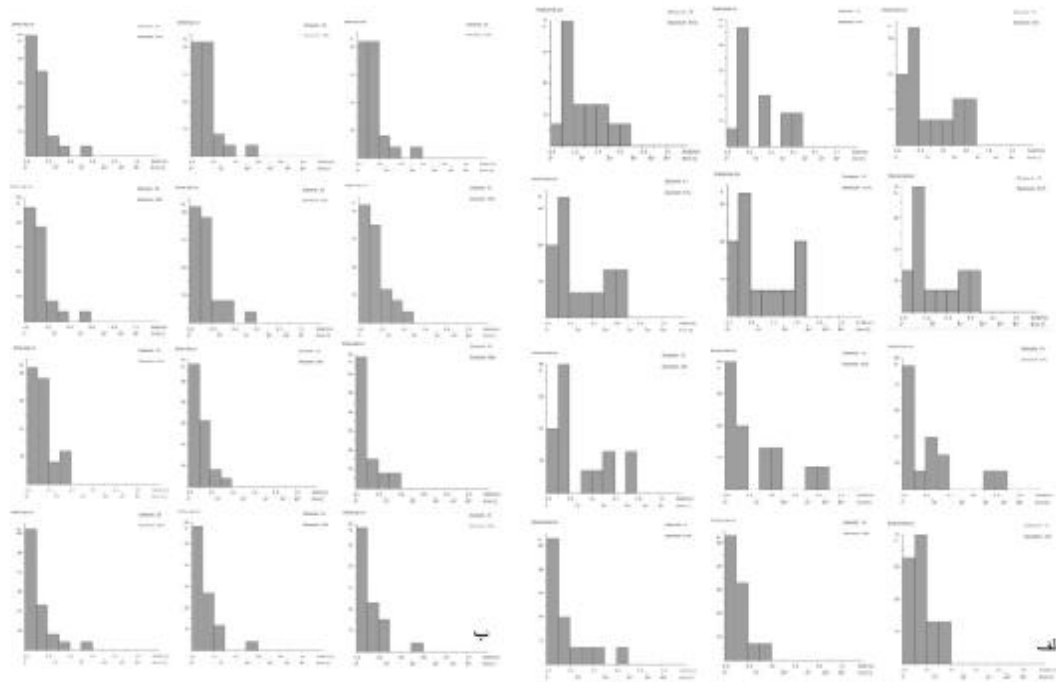
یکی از عواملی که تحلیل تنش های دیرین را به شدت تحت تاثیر قرار می دهد زاویه اصطکاک توده سنگ (ϕ) به هنگام فعالیت سیستم گسل های یک محدوده است. در این پژوهش برای تعیین این زاویه از روش نمودار R% و روش تحلیل صفحه گسل استفاده شده است.

الف- نمودار R%: با استفاده از این روش زاویه 45 درجه بعنوان زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ به هنگام گسلش نرمال و امتدادلغز بدست آمد (شکل 8).

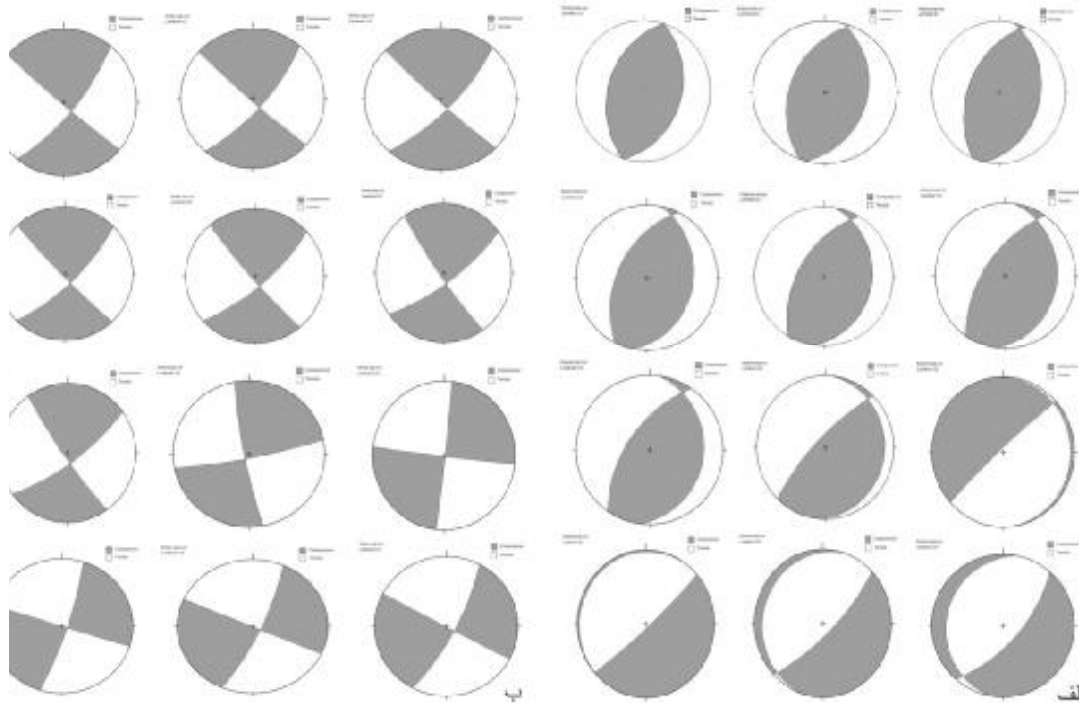
ب- رسم هیستوگرام به ازاء تغییرات ϕ : با اعمال زاویه اصطکاک 10 تا 65 درجه با توجه به توزیع گوسی با شیب زیاد، زاویه 45 درجه برای گسلش نرمال و گسلش امتدادلغز در آهک های گستره مورد مطالعه انتخاب شد (شکل 9).



شکل 8- نمودار تغییرات زاویه اصطکاک داخلی بر حسب R% الف: گسل نرمال ب: گسل امتدادلغز.



شکل 9- نمودارهای هیستوگرام تغییرات F مرتبط با الف - گسلش نرمال و ب - گسلش امتدادلغز در گستره مورد مطالعه.



شکل 10. دو وجهی‌های عمود برهم مرتبط با الف گسلش نرمال ب گسلش امتدادلغز در گستره مورد مطالعه.

روش‌های ارزیابی تنش دیرینه

شکستگی نشان دهنده چیره شدن مولفه تنش به چسبندگی سنگ و وجود خط‌خس و جهت آن به ترتیب موید فائق آمدن تنش برشی بیشینه بر مقاومت برشی و سازوکار گسلش است. به منظور پی بردن به تنش دیرینه حاکم بر منطقه از روش‌های زیر استفاده شده است.

برای یافتن تنش اولیه از تحلیل گسل‌ها به دلیل حرکت ناگهانی آنها و ثبت رویدادهای زمین ساختی از خش لغزهای روی صفحه گسل استفاده می‌شود (Angelier, 1989). برای تحلیل تنش دیرین بر روی گسل‌ها لازم است که سوی حرکت گسل‌ها به درستی تعیین شود. بنابراین گسل‌های خش‌دار بهترین ابزار به حساب می‌آیند زیرا وجود خود

الف - روش وارون سازی

هر تانسور تنش S دارای دو مولفه است:

1- مولفه تنش همسانگرد معادل تنش لیتواستاتیک (تنش غیر انحرافی) یا تنش میانگین βI (تنش لیتواستاتیک، β) (ماتریس واحد).

2- مولفه تنش انحرافی D (α ثابت ماده و D تنش انحرافی)

با معلوم بودن D, α, β حالت تنش دقیقاً معلوم می‌شود. از آنجا که محاسبه مقادیر تنش رخ داده در گذشته در حال حاضر تقریباً غیر ممکن است، لذا در قالب تانسور تنش تقلیل یافته (T) امکان بررسی تنش وجود دارد. در تانسور تنش تقلیل یافته ثابت‌های α و β کاملاً دلخواه انتخاب می‌شوند زیرا موقعیت محورهای اصلی تنش و جهت آنها نه با جمع کردن با میانگین تنش و نه با ضرب کردن در تانسور تنش، هیچ تغییری نخواهد کرد (Angelier and Goguel 1979). مقادیر دلخواه را می‌توان با استفاده از مذکور به صورت زیر در نظر گرفت:

$$\begin{aligned} +T_{22} + T_{33} &= 0 \\ T_{11} & \\ T_{11}^2 + T_{22}^2 + T_{33}^2 &= \frac{3}{2} \end{aligned} \quad (1)$$

در روابط فوق محورهای 1، 2 و 3 به ترتیب با محورهای x, y, z منطبق است (Angelier, 1990). یکی از راه‌حل‌ها به صورت زیر است:

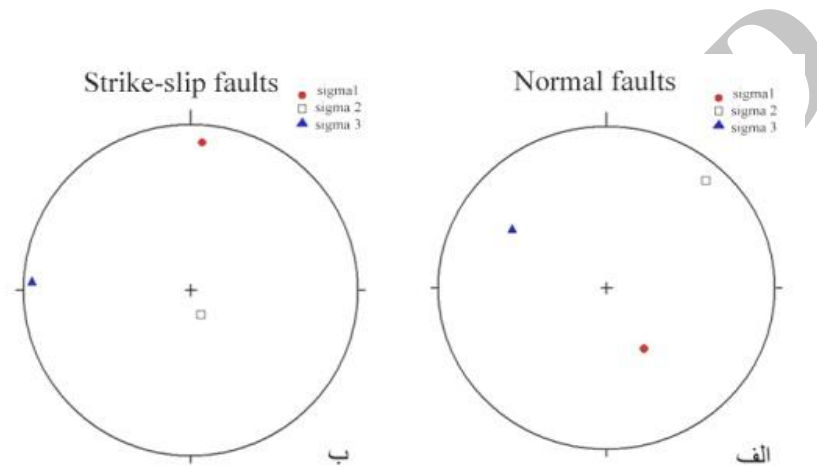
$$\left(\begin{array}{l} T_{11} = \cos[X] \\ T_{33} = \cos[X + \frac{4\pi}{3}] \\ T_{22} = \cos[X + \frac{2\pi}{3}] \end{array} \right) \quad (2)$$

با انتخاب مناسب α و β در شرایط فوق می‌توان تانسور تنش را به صورت تقلیل یافته به شکل زیر نمایش داد:

$$\left(\begin{array}{ccc} \cos[x] & a & b \\ T & \alpha & \cos[x + \frac{2\pi}{3}] & c \\ & b & c & \cos[x + \frac{4\pi}{3}] \end{array} \right) = \quad (3)$$

پارامترهای تانسور تنش تقلیل یافته با داشتن مجموعه‌ای از گسل‌های خش‌دار قابل بررسی است. روش فوق در مورد گسل‌های خش‌دار منطقه در هر گروه گسلی به طور جداگانه به کار برده شد (شکل 11).

$\text{Sigma}2: 042 / 12$	بر اساس داده‌های برداشت شده می‌توان موقعیت
$\text{Sigma}3: 303 / 34$	محورهای اصلی تنش در دو سیستم گسلش نرمال و
موقعیت محورهای اصلی تنش مرتبط با گسلش امتدادلغز:	امتدادلغز بر اساس این روش بدست آورد که این
$\text{Sigma}1: 034 / 04$	موقعیت‌ها بصورت زیر می‌باشد:
$\text{Sigma}2: 202 / 86$	موقعیت محورهای اصلی تنش مرتبط با گسلش نرمال:
$\text{Sigma}3: 304 / 01$	$\text{Sigma}1: 149 / 54$



شکل 11. تصویر استریوگرافیک محورهای اصلی تنش براساس روش وارون سازی برای الف: گسلش نرمال ب: گسلش امتدادلغز.

ب- روش تعیین موقعیت محورهای فشارش و محورهای کشش

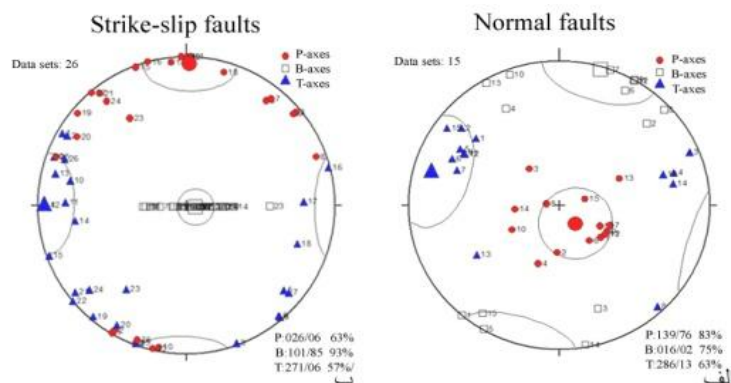
موقعیت محورهای اصلی کرنش افزایشی مرتبط با گسلش نرمال:

P: 139 / 76 B: 016 / 02 T: 286 / 13

موقعیت محورهای اصلی کرنش افزایشی مرتبط با گسلش امتدادلغز:

P: 026 / 02 B: 101 / 85 T: 302 / 02

در این روش صفحه گسل و قطب گسل را روی استریونت رسم شده و سپس بارسم دایره بزرگی که از قطب گسل و خش گسلش عبور می‌کند، موقعیت محور P و T را مشخص می‌سازیم. همانطور که در شکل 12 مشاهده می‌شود موقعیت محورهای اصلی کرنش افزایشی به صورت میانگین برداری در منطقه مورد مطالعه برای گسلش نرمال و امتدادلغز به صورت زیر می‌باشند:



شکل 12. تصویر استریوگرافیک محورهای فشار و کشش. الف: گسلش نرمال ب: گسلش امتداد لغز

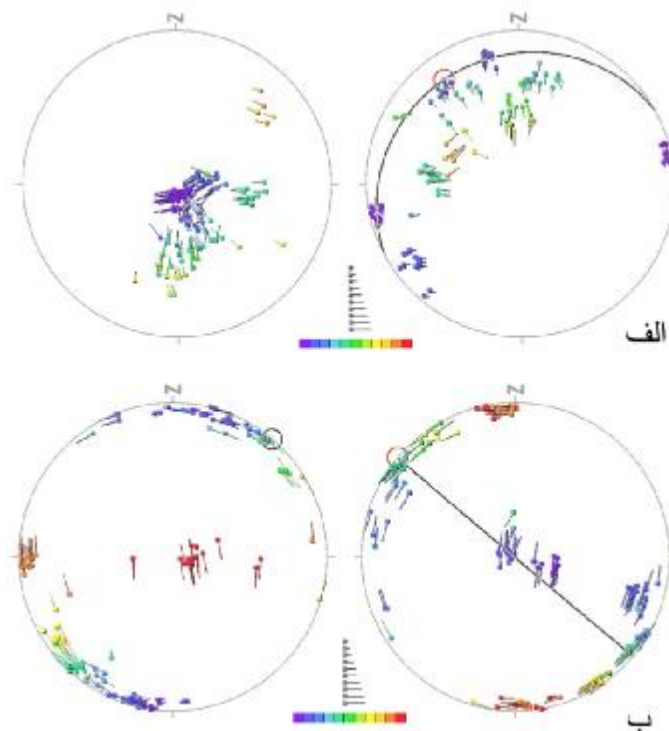
پ- روش وارون سازی چند مرتبه‌ای

می‌توان همه گسل‌هایی را که دارای پارامترهای یکسانی در فضای چهار بعدی تانسور تنش تقلیل یافته هستند، در حکم یک فاز تنش در نظر گرفت. به عبارت دیگر هر گاه موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش در فضای چهار بعدی تانسور مزبور حالت خوشه‌ای داشته باشند، به مثابه یک فاز تلقی می‌شوند. مجموعه گسل‌های برداشت در طول زمان تحت تأثیر فازهای متفاوت تنش قرار می‌گیرد، به عبارت دیگر داده‌ها ناهمگن‌اند و لازم است تا به طریقی فازها از یکدیگر تفکیک شوند. اگر در یک مجموعه گسل برداشت شده، N گسل وجود داشته باشد و بخواهیم آن را به K زیر مجموعه تقسیم کنیم، تعداد راه حل‌های موجود از رابطه زیر تبعیت خواهد کرد (Yamaji, 2000).

$$NCK = \frac{N!}{K!(N-K)!}$$

پس ابتدا داده‌های گسلی خش دار را برای تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان با یکی از روش‌های یاد شده استفاده می‌کنیم. داده‌هایی که یک وضعیت خوشه‌ای به خود می‌گیرند در حکم یک زیر گروه دارای یک فاز مشخص، از بقیه داده‌ها تفکیک می‌شوند. برای اینکه به طور همزمان موقعیت محورها و شکل میدان لحاظ

شود، راه حل‌ها را به شکل نشانه‌های میله شکل روی دو استریونت و باطیف رنگ‌های مرئی نیوتونی می‌توان نمایش داد (Yamaji, 2000). داده‌های خوشه‌ای در استریوگرام سمت چپ موقعیت، محور σ_1 را نشان می‌دهد. به طور همزمان روی استریونت دوم دایره بزرگی ظاهر می‌شود که نشانه‌های هم‌رنگ با استریونت قبلی دارای تمرکز معرف موقعیت محور σ_3 می‌باشد. از آنجا که شکل میدان (Φ) بین صفر تا ده تغییر می‌کند این فاصله به یازده قسمت مساوی با فاصله یک دهم تقسیم شده است، یعنی هر قسمت رنگ نشان دهنده تغییر یک دهم شکل میدان است. رنگ بنفش نشان گر $\Phi=0$ (بیضوی دوکی شکل) و رنگ سرخ نمایش گر $\Phi=1$ (بیضوی کلوچه‌ای شکل) است. در منطقه مورد بررسی برای با به کارگیری روش پیش گفته، موقعیت محورهای اصلی و شکل میدان تعیین شد (شکل 13). با استفاده از استریوگرام‌های شکل 13 می‌توان موقعیت تانسور تنش تقلیل یافته را به صورت زیر ارائه نمود (جدول 3) براساس محاسبات صورت گرفته و میزان Φ بدست آمده، میدان تنش دوکی شکل است و گستره مورد بررسی شده بیش از یک فاز تنش را پشت سر گذاشته است.



σ بروی استریوگرام حاصل از گسلش نرمال. ب- نمایش موقعیت محور σ₃ و شکل 13- الف- نمایش موقعیت محورهای σ₁ و استریوگرام‌های سمت چپ موقعیت محور σ₁ بروی استریوگرام حاصل از گسلش امتداد لغز σ₃ و σ₁های طیف رنگین تغییرات شکل میدان از نشان می‌دهد σ (نشانه دایره‌ای) را و استریوگرام‌های سمت راست موقعیت محور (رنگ بنفش) به کلوچه‌ای (رنگ سرخ) را نشان می‌دهد. دو کی

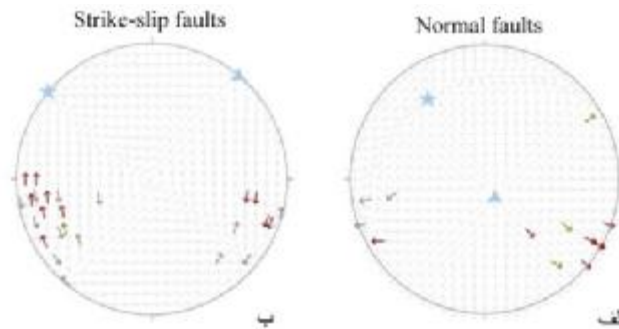
جدول 3. وضعیت مولفه‌های تانسور تنش تقلیل یافته در گسلش نرمال و گسلش امتداد لغز

گسلش نرمال	$\sigma_1=129/77$	$\sigma_3=315/14$	$\Phi=0,03$
گسلش امتداد لغز	$\sigma_1=40/3,7$	$\sigma_3=310/2$	$\Phi=0,3$

ت- روش آرایش خش لغز

حداقل ممکن برسد بهترین حالت را ارائه می‌کند. این روش روی داده‌های گسلی گستره مورد بررسی تعمیم داده شده که نتایج آن به شکل تصویر استریوگرافیک ارائه شده است (شکل 14). در این روش می‌توان پس از بدست آوردن بهترین وضعیت تانسور تنش، وضعیت مولفه‌های ماتریس تنش تقلیل یافته را اعلام کرد. موقعیت محورهای اصلی تنش دیرینه و شکل میدان تنش در منطقه مورد بررسی به این صورت محاسبه شدند (جدول 4).

بردارهای ویژه ماتریس موقعیت خط خش‌های گسلی برای تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش و مقادیر ویژه وابسته به آن بردارهای ویژه و تعیین شکل میدان تنش به کار برده می‌شود (Wallbrecher, et al. 1996). به کمک فرمول بات (Bott, 1959) طرحی از پراکندگی خطوط لغزش به کمک رایانه برحسب شکل میدان‌های گوناگون رسم می‌شود و با موقعیت‌های اندازه‌گیری شده همان کمیت‌ها مورد مقایسه قرار می‌گیرد. زاویه بین خش برداشت شده و مولفه‌ی تنش بیشینه در شرایطی که به



شکل 14. تصویر استریوگرافیک خط خش‌های گسلی برداشت شده (پیکان‌های پررنگ) و خط خش‌های محاسبه شده (پیکان‌های کمرنگ). الف- تصویر استریوگرافیک خط خش‌های گسش نرمال ب- تصویر استریوگرافیک خط خش‌های گسش امتدادلغز

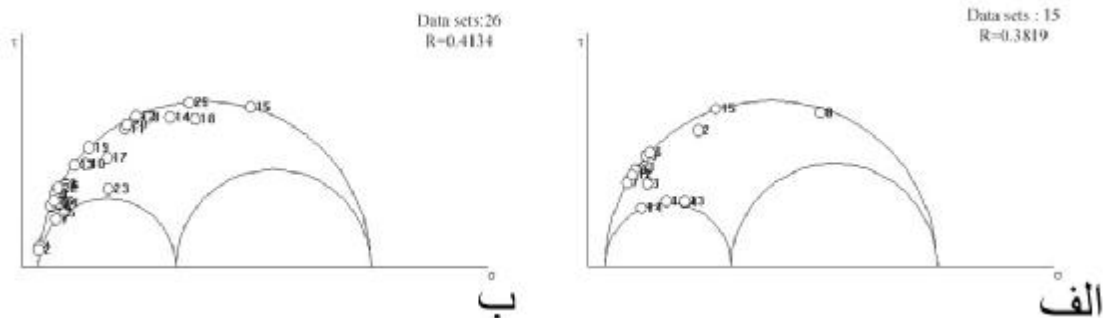
جدول 4. موقعیت محورهای اصلی تنش دیرینه. الف- در رابطه با گسش نرمال ب- در رابطه با گسش امتدادلغز

گسش نرمال	$\sigma_1=151/73$	$\sigma_3=324/18$	$\Phi=0,1$
گسش امتداد لغز	$\sigma_1=40/0,4$	$\sigma_3=310/0$	$\Phi=0,4$

ج- روش دایره مور بدون مقیاس

هر کدام نشان دهنده قطب یک گسل می‌باشند. روش رسم دواير مور بدون مقیاس بر پایه روش معکوس کردن بطور مستقیم استوار است و بعنوان دقیق‌ترین روش مورد ارزیابی قرار گرفته است (Angelier & Mechler, 1977). در این روش با حل تنش بر اساس داده‌های برداشت شده روی زمین و تحلیل ریاضی آنها می‌توان داده‌های پردازش شده را در یک دستگاه مختصات دکارتی رسم کرد. در رسم دواير مور، زاویه اصطکاک توده سنگ به هنگام فعالیت گسل نقش بسیار مهمی دارد. در این روش همه داده‌ها بر روی دایره مور پیاده شده و سپس سه دایره طوری رسم شده است تا بهترین پوشش را به وجود آورد و در نهایت با تحلیل تنسور تنش به روش معکوس کردن بطور مستقیم، دواير مور سه محوری بدون مقیاس و با اعمال زاویه اصطکاک 45 درجه برای دو دسته گسل‌های نرمال و امتدادلغز به صورت جداگانه رسم می‌شود (شکل 15).

با تحلیل تنش دیرین می‌توان شکل بیضوی تنش را نیز تعیین کرد. در این پژوهش بمنظور تعیین شکل هندسی بیضوی تنش از روش معکوس کردن بطور مستقیم با رسم دواير مور بدون مقیاس استفاده شده است. دایره مور بدون بعد تنش‌های نرمال و برشی محاسبه شده توسط تنسور تنش را برای هر صفحه گسلی به طور نسبی به نمایش می‌گذارد. این دواير مقادیر مطلق σ_1 ، σ_2 و σ_3 را نشان نمی‌دهند بنابراین فاصله σ_1 و σ_3 از مبدأ اختیاری است و نسبت اختلاف تنشها را نمایش می‌دهند. موقعیت نسبی دواير مور نسبت به هم از نسبت اختلاف تنشها به دست می‌آید و وضعیت تنش برشی را برای هر صفحه گسلی محاسبه می‌گردد. دایره مور رسم شده با بیضوی معادل می‌باشد (Wallace, 1951). مختصات نقاط معرف هر گسل در دستگاه مختصات با توجه به σ و τ محاسبه شده بدست می‌آید و دواير مور طوری کشیده می‌شوند که در بردارنده این نقاط باشند. نقاط قرار گرفته در دایره مور



شکل 15. دایره مور بدون مقیاس برای گسلش نرمال (الف) و گسلش امتداد لغز (ب) در منطقه مورد مطالعه

تعیین شکل بیضوی تنش

(گسل شماره 2 در جدول 2) تقریباً در محل تلاقی خط عمودی خارج شده از σ_2 با صفحه $\sigma_1-\sigma_3$ قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد این داده مربوط به یکی از سطوح برشی مزدوج می‌باشد. فاکتور $R=0.45$ بدست آمده از گسل‌های امتداد لغز در گستره مورد مطالعه نشان‌دهنده شکل بیضوی تنش دیرینه از نوع تخت و نوع دوم است و از آنجا که تعداد زیادی از داده‌ها در محل تلاقی خط عمودی خارج شده از σ_2 با صفحه $\sigma_1-\sigma_3$ قرار می‌گیرند، پس گسل‌های مربوط به این داده‌ها در وضعیت سطوح برشی مزدوج قرار دارند.

یکی از عوامل بسیار مهم در تجزیه و تحلیل تنش‌های اصلی دیرینه مشخص کردن شکل بیضوی تنش می‌باشد. در این پژوهش بمنظور پی بردن به این پارامتر از فاکتور شکل R استفاده شده است. این نسبت بدون بعد از رابطه زیر بدست می‌آید (Angelier, 1989)

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

این فاکتور بین صفر و یک متغیر است.

در مورد گسل‌های نرمال فاکتور شکل $R=0.43$ نشان می‌دهد که شکل هندسی بیضوی تنش دیرین تخت و از نوع دوم می‌باشد. همچنین با توجه به اینکه یکی از گسل‌ها

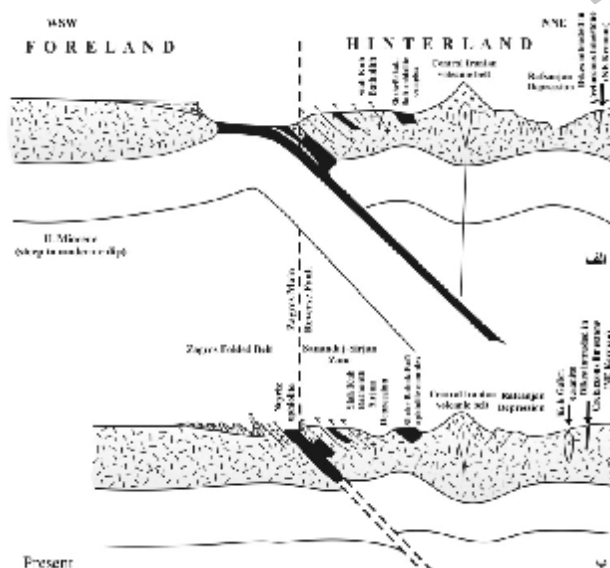
بحث

می‌کند (Shahabpour, 2003) (شکل 16). به استناد این مدل ارائه شده پس از اتمام فرایند فرورانش و شروع فرایند برخورد الگوی کششی به فشارشی تغییر یافته است که نتیجه این تغییر رژیم زمین ساختی را می‌توان در الگوی ترافشارش در کمربند ماگمایی ارومیه دختر معرفی کرد. در این تغییر الگوی تکنیکی گسل رفسنجان که به عنوان مرز ساختاری فرو افتادگی رفسنجان دارای الگوی کششی بوده به الگوی تراستی تغییر یافته است (شکل 16). به نظر

از دیدگاه تکنیکی منطقه مورد مطالعه در موقعیت پشت کمان کمربند ماگمایی ارومیه دختر و در لبه شمالی فرو افتادگی رفسنجان واقع می‌باشد. با استناد شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های نفوذ کرده در آهک‌های کرتاسه در این منطقه از نوع متزونیته می‌باشد که در ارتباط با فعالیت ماگمایی پشت کمانی معرفی شده‌اند. توسعه گسلش نرمال از نوع اتساعی و تزریق دایک‌ها این فاز کششی را در دوره میوسن بالایی تأیید

امتداد لغز بر روی خش لغزهای مرتبط با گسلش نرمال، جابجاشدگی و بریده شدن پهنه‌ها و رگه‌های مرتبط با گسل‌های نرمال توسط گسلش امتداد لغز (شکل 4) و الگوی کاملاً یکسان از مقادیر زاویه Φ و شکل یکسان دو کی شکل برای میدان تنش در هر دو نوع گسلش، فعال شدگی مجدد گسل‌های نرمال در الگوی امتداد لغز را نشان می‌دهد.

می‌رسد با توجه به شواهد فعال شدن گسل‌های نرمال بصورت امتداد لغز در این منطقه می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که تغییر الگوی ساختاری کششی به امتداد لغز در نتیجه بخش‌بندی لغزش در حوضه پشت کمربند ماگمایی ارومیه دختر در این منطقه رخ داده است. این تغییر الگوی گسلش از نوع فعال شدن مجدد است نه از نوع ایجاد یک گسلش جدید، شواهدی همچون حک شدن خش لغزهای مرتبط با حرکات مورب لغز تا حرکت



شکل 16. سیر تکاملی منطقه مورد مطالعه در لبه شمالی فروافتادگی رسفجان به عنوان یک حوضه پشت کمبانی از کمربند ماگمایی ارومیه - دختر (Shahabpour, 2003)

نتیجه‌گیری

همچنین در گسلش امتداد لغز، بیشینه تنش تراکمی در موقعیت SSE و بصورت افقی و کوچک‌ترین تنش تراکمی با موقعیت NW و میل صفر می‌باشد. ارزیابی شواهد سینماتیک و تنش دیرینه نشان می‌دهد که گسل نرمال در این منطقه دچار فرایند فعال شدگی مجدد از نوع امتداد لغز شده است.

نتایج بدست آمده از روش‌های خش لغز و وارن سازی دو مرتبه‌ای، میزان زاویه Φ و همچنین شکل میدان تنش دیرینه یکسانی از نوع دو کی شکل برای هر دو فاز گسلش نرمال و گسلش امتداد لغز نشان می‌دهد. موقعیت تانسورهای تنش بدست آمده در گسلش نرمال نشان می‌دهد که تنش تراکمی اصلی با موقعیت نزدیک به قائم و کوچک‌ترین تنش تراکمی با موقعیت NW و میل صفر بوده است و

References:

- Angelier, J., and Goguel, J., 1979. Su rune method simple de determination des axes Principaux des contraintes pour une population de failles, CR, Acad. Sci. Paris. 288, 307-310.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B., Manoussis, S., 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress single phase fault population: a new method of computing the stress tensor. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 69, 607-621
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data, Journal of Structural Geology. 11 (1/2) 37
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. A new rapid method by analytical means, Geophys. J. Int., 103. 363-376.
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. Geological Magazine. 96. 109 - 117
- Craig, Magee., Kenneth G. McDermott., Carl T.E. Stevenson., Christopher A.L. Jackson., 2014. Influence of crystallised igneous intrusions on fault nucleation and reactivation during continental extension. Journal of Structural Geology. 62. 183-193
- Cristiano Colletini., Lauro Chiaraluçe., Stefano Pucci., Massimiliano R. Barchi., Massimo Cocco., 2005. Looking at fault reactivation matching structural geology and seismological data. Journal of Structural Geology. 27. 937-942
- Henri Leclère., Olivier Fabbri., 2013. A new three-dimensional method of fault reactivation analysis. Journal of Structural Geology. 48. 153-161
- Jure Žalohar, Marko Vrabec., 2010. Kinematics and dynamics of fault reactivation: The Cosserat approach. Journal of Structural Geology. 32. 15-27
- Pierre Jeanne., Yves Guglielmi., Frédéric Cappa., Antonio P. Rinaldi., Jonny Rutqvist., 2014. The effects of lateral property variations on fault-zone reactivation by fluid pressurization: Application to CO₂ pressurization effects within major and undetected fault zones. Journal of Structural Geology 62. 97-108
- Shahabpour, J., 2003. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Journal of Asian Earth Sciences. 24. 405-417
- Twiss, R.j., Moores, E.M., 2007. Structural Geology. (2nd ed). Freeman and Company. New York. 736pp
- Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol. 59. 118-130.
- Wallbrecher, E., Fritz, H., Unzong, W., 1996. Estimation of the shape factor of a paleostress ellipsoid by comparison with theoretical slickenside pattern and application of an eigenvalue method. Tectonophysics. 255, 177-187
- Yamaji, A., 2000a. Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. Journal of Structural Geology 22, 429-440



**Reactivation of Normal faults in the Cretaceous limestone
(NE, Kerman): Kinematic evidences and Paleostress estimation**

Anis Akbarzadeh¹, Shahram ShafieiBaf¹, Shahbaz Radfar¹

1. Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

The Cretaceous limestone in the NE of the Kerman show the several evidences of faulting. In this study, the faulting style was evaluated using paleo stress methods such as multiple inverse, determination of compressive and tensile axis and slip line configuration method. The results of these methods revealed the effect of two phases of faulting. The position of the maximum compressive axis is exactly separable in the normal and strike-slip faults. The evidences of faults planes, overprinting of slickenlines, displacement of normal faults and tension veins by strike slip faults show the reactivation of normal faults in strike slip fault pattern. In the two phase of faulting the shape of stress ellipsoid is prolate. The internal friction angle was calculated as 45 degrees for both of normal and strike slip faulting. The unscaled Mohr diagram method show the strike slip faulting under the conjugate pattern. The results of this study clearly show a change in the fault pattern from normal to strike slip.

Key words: Paleo stress - Reactivation of normal faults- Cretaceous limestone -Kerman