



دانشگاه شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه مکتونیک

**تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در حریم  
گسل درود (جنوب باختری بروجرد)**

**سمیه بابایی**

**استاد راهنما**

**دکتر پرویز امیدی**

**پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد**

**بهمن ۱۳۹۳**

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: مهندسی زمین

گروه: مهندسی ژئوتکنیک

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سمیه بابایی

تحت عنوان: تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در حریم گسل درود (جنوب باختری بروجرد)

در تاریخ ۱۳۹۳/۱۱/۱۵ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه **ب** مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
—	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی: دکتر پرویز اسفندی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر هادی جعفری		نام و نام خانوادگی: دکتر رمضانی رضائی اومالی
			نام و نام خانوادگی: دکتر سید سعیدالرضا اسلامی



دانشگاه علمی کاربردی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:  
تاریخ:  
ویرایش:

### فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سمیه بابایی رشته زمین شناسی گرایش تکنونیک تحت عنوان تعیین تنش دیرین برمبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در حریم گسل درود (جنوب باختری بروجرد) که در تاریخ ۱۳۹۳/۱۱/۱۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه : عالی - امتیاز ۱۹۱۲)
--------------------------------	------------------------------------	---

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	استادیار	دکتر پرویز امیدی	۱- استادراهنما
	استادیار	دکتر هادی جعفری	۲- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر سید سعیدالرضا اسلامی	۳- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر رمضان رضائی اومالی	۴- استاد ممتحن

رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

امضاء

تقدیم بہ

تمام خوبی ہا، تمام زیبائی ہا و تمام دارائی ہا ہم

پدر و مادر عزیزم

## پروردگارا

ترا سپاس میگویم که بر من منت نهادی و خلعت تحصیل را بر من پوشاندی. ترا سپاس میگویم که بندگان فقط و فقط شایسته توست، آن چه داده ای بیش از شایستگی من است که چه در خور نشدگی توست. ترا شکر میگویم که عشق به دانستن را به من عطا کردی تا امر و نهی را از قیاس و سنجش عینیت تنها زده ای از سگفتی این جهان پهناور را بازشناسم.

الکون که به لطف خداوند مهربان این تحقیق به پایان رسیده، بر خود لازم می دانم از همه عزیزانی که مراد انجام آن یاری نموده اند، تشکر و تشکر بنمایم.

از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر پرویز امیدی که افتخار نگاردی ایشان را داشته ام و همواره بار الهامی های ارزنده مرا مرمون لطف و محبت خود قرار داده اند کمال تشکر و قدردانی را دارم و توفیق و بهروزی ایشان را از خداوند متعال مسئلت می نمایم.

از اساتید که تقدیر آقایان محسن الیاسی، عزیزان طاهری، رمضان رمضانی اوامی، محمد مهدی فرهمپور، احمد احمدی خلج و غلامعباس کاظمی که در مراحل تحصیل و انجام این تحقیق مرا همراهی نمودند کمال تشکر و قدردانی دارم.

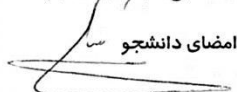
تشکر ویژه دارم از برادران عزیز و بزرگوارم که در صحرا یار و تکیه گاهم بودند و برداشتهای صحرایی بدون حضور آنها ممکن نبود. همچنین از آقای حیدری کیا و خواهران کرانه قدرم که همواره بار الهامی های ارزنده خود چراغ راهم را روشن ساختند تشکر و قدردانی می کنم و از درگاه خداوند متعال سلامتی، موفقیت، و توفیق روز افزون آنها را خواستارم. همچنین ساکنان محبت های صمیمانه دوستان عزیزم سرکار خانم مهندس زهرامدی و سرکار خانم مهندس فرزانه سپوند که همراه و یاور من بودند می باشم و سلامت و سعادت ایشان را از خداوند منان خواستارم. در نهایت از اساتید و کارکنان دانشکده علوم زمین تشکر و قدردانی می نمایم.

## تعهد نامه

اینجانب زهرا صمدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود نویسنده پایان نامه تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در ناحیه سبلان تحت راهنمایی دکتر پرویز امیدی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه شاهرود » و یا « Shahrood University » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۳/۱۱/۱۵

امضای دانشجو  


### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

• متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

## چکیده:

به منظور ارزیابی تانسور تنش دیرین در جنوب باختر بروجرد (لبه شمالی زاگرس مرتفع) تحلیل ۱۱۴ سطح لغزش گسل و ۷۰ داده سازوکار کانونی زمین لرزه (مربوط به شمال باختر زاگرس) با تکنیک وارونگی و استفاده از روش دو وجهی‌های عمود بر هم مورد ارزیابی قرار گرفت. تحلیل اولیه داده‌ها وجود بیش از یک فاز تنشی را در ناحیه نشان می‌دهد، بنابراین در اولین مرحله زیر مجموعه داده‌های همگن که هر کدام مرتبط با یک فاز تنش می‌باشند از مجموعه داده‌های ناهمگن جدا شدند و تانسور تنش تعیین شد. تحلیل داده‌ها نشان می‌دهد که رژیم تنش امتدادلغز با موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب برای  $180/55$  و  $289/12$  به ترتیب برای  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  و نسبت تنش  $0.7$  از زمان پلیوسن و رژیم تنش فشارشی با موقعیت‌های محورهای اصلی  $167/07$ ،  $076/11$  و  $290/77$  به ترتیب برای  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  و نسبت تنش  $0.6$  پیش از پلیوسن در منطقه حاکم بوده است. قرارگیری منطقه مورد مطالعه در بین دو گسل درود و نهاوند میدان تنش کششی را به صورت محلی نشان می‌دهد. موقعیت تنش‌های اصلی فاز امتدادلغز برای داده‌های دوران داده‌شده  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب  $202/00$ ،  $332/90$  و  $112/00$  و برای فاز فشارشی  $347/01$ ،  $257/02$  و  $108/88$  به دست آمد.

علاوه بر روش تحلیل لغزش گسل‌ها، با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها میدان تنش جاری در بخش شمال باختر زاگرس با تکنیک وارون‌سازی و میانگین‌گیری محورهای  $T$  و  $P$  تعیین شد. موقعیت تنش‌های اصلی  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  در زاگرس مرتفع  $357/00$ ،  $092/72$ ،  $270/21$  و در زاگرس چین‌خورده  $030/06$ ،  $120/10$ ،  $290/80$  به دست آمد. با استفاده از روش وارون‌سازی در زاگرس مرتفع موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب  $350,04$ ،  $103,81$ ،  $260,08$  و نسبت تنش  $0.1$  محاسبه شد. تانسور تنش در بخش زاگرس چین‌خورده با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب  $039,03$ ،  $129,04$ ،  $272,85$  و نسبت تنش  $0.8$  محاسبه شد. در نهایت نتایج حاصل از دو روش میانگین‌گیری و وارون‌سازی داده‌های لغزشی با هم مقایسه شد، نتایج بدست آمده از هر دو روش تقریباً یکسان می‌باشد. میدان تنش حاصل براساس سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها مؤید تسهیم کرنش است که به موجب آن میدان تنش در زاگرس چین‌خورده به صورت معکوس و در زاگرس مرتفع به صورت امتدادلغز به دست آمده است.

**واژه‌های کلیدی:** روش وارون‌سازی، آنالیز تنش دیرین، روش میانگین‌گیری محورهای  $P$  و  $T$

دووجهی‌های عمود برهم، گسل درود



## لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

✓ بابایی.س، امیدی. پ. (۱۳۹۳): "تعیین رژیم تنش جاری در شمال باختر زاگرس بر

مبنای سازوکارکانونی زمین لرزه‌ها". هشتمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام

نور، دانشگاه پیام نور اراک.

✓ بابایی. س، امیدی. پ. (۱۳۹۳): "تعیین زاویه اصطکاک داخلی سنگ با استفاده از

سطوح لغزش گسل" هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

۱.....	فصل اول: مقدمه
۲.....	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه:
۳.....	۲-۱- زمین ریخت شناسی و آب و هوای منطقه:
۴.....	۳-۱- اهداف پژوهش:
۵.....	۴-۱- پیشینه مطالعاتی:
۸.....	۵-۱- روش های انجام تحقیق:
۹.....	ح- طرح کلی پایان نامه:
۱۱.....	فصل دوم: زمین شناسی عمومی
۱۲.....	۱-۲- تاریخچه تحولات زمین شناسی ایران:
۱۴.....	۲- زمین ساخت زاگرس:
۱۵.....	۱-۲- زیرپهنه ها ساختاری زاگرس:
۱۷.....	۱-۱-۲- نوار راندگی زاگرس مرتفع ( High Zagros Thrust Belt )
۲۱.....	۲-۱-۲- کمربند چین خورده ساده
۲۱.....	۳-۱-۲- پیش ژرفای زاگرس
۲۲.....	۴-۱-۲- دشت ساحلی زاگرس
۲۲.....	۵-۱-۲- سرزمین های بین النهرین - خلیج فارس
۲۲.....	۳- چینه شناسی:
۲۴.....	۱-۳- واحدهای مزوزوییک:
۲۴.....	۲-۳- واحدهای سنوزوییک:
۲۴.....	سازند کشکان (پالتوسن - ائوسن):
۲۵.....	سازند شهبازان (ائوسن میانی - بالایی):
۲۶.....	سازند آسماری:
۲۷.....	کنگومراهای پلیوسن:
۳۰.....	فصل سوم: روش های زمین ساختی تعیین تنش دیرین
۳۰.....	۱-۳- روش های زمین ساختی تعیین تنش:
۳۰.....	۱-۱-۳- چین ها:
۳۱.....	۲-۱-۳- استیلولیت ها:
۳۲.....	۳-۱-۳- شکستگی ها:
۳۳.....	۱-۳-۱-۳- شکستگی های کششی:
۳۵.....	۴-۱-۳- شکستگی های مزدوج:
۳۶.....	۵-۱-۳- شکستگی های پر مانند:
۳۸.....	۶-۱-۳- گسل ها:
۳۹.....	۲-۳- نحوه تشخیص سازوکار گسل ها:
۳۹.....	۱-۲-۳- جدایش چینه شناسی:
۴۰.....	۲-۲-۳- ساخت های همراه با گسل:
۴۲.....	۳-۲-۳- شاخص های ریخت شناسی سطح گسل:
۴۴.....	۱-۳-۲-۳- ساختارهای مرتبط با شکستگی های ثانویه:
۴۷.....	۲-۳-۲-۳- ساختارهای محدود به سطح لغزش:
۶۹.....	فصل چهارم: مبانی تنش دیرین

۵۸	۱-۴- تانسور تنش کاهش یافته: .....
۶۰	۲-۴- روشهای تحلیل سطوح لغزش گسل: .....
۶۰	۱-۲-۴- روش دو وجهی های عمود بر هم: .....
۶۲	۲-۲-۴- روش وارون سازی چند مرتبه ای (MIM): .....
۶۴	۳-۲-۴- روش جستجوی شبکه ای: .....
۶۵	۳-۲-۴- روش CIP: .....
۶۵	۴-۲-۴- روش T و P: .....
۶۶	۳-۴- زاویه عدم انطباق: .....
۷۰	۴-۴- نسبت تنش R: .....
۷۱	۵-۴- رژیم تنش R': .....
۷۳	۶-۴- جداسازی داده های همگن از مجموعه دادههای ناهمگن: .....
۷۴	۱-۶-۴- روش جداسازی تکرار شونده: .....
۷۴	۷-۴- زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ: .....
۷۶	۸-۴- تعیین تنش با استفاده از داده های لرزه ای: .....
۷۷	۹-۴- سازوکار کانونی زمین لرزه ها: .....
۷۸	۱۰-۴- تفسیر میدان تنش با استفاده از داده های لرزه ای: .....
۷۹	۱-۱۰-۴- روش میانگین گیری: .....
۸۱	<b>فصل پنجم: زمین لرزه و تنش</b> .....
۸۲	۱-۵- جایگاه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه: .....
۸۴	۲-۵- بررسی لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه: .....
۸۴	۱-۲-۵- زمین لرزه های تاریخی: .....
۸۷	۲-۲-۵- زمین لرزه های دستگاهی: .....
۹۱	۴-۵- ارتباط لرزه خیزی و گسلش: .....
۹۲	۵-۵- جمع آوری داده ها: .....
۹۴	۶-۵- جداسازی داده های همگن از داده های ناهمگن: .....
۹۵	۷-۵- تعیین تنش با استفاده از روش میانگین گیری محورهای P&T: .....
۹۷	۸-۵- تعیین تنش با روش وارون سازی: .....
۹۹	۹-۵- تعیین میدان تنش: .....
۱۱۳	<b>فصل ششم: تحلیل داده های لغزش گسل</b> .....
۱۱۴	۱-۶- داده های لغزش گسل: .....
۱۲۲	۱-۱-۶- واحدهای کرتاسه: .....
۱۲۳	ایستگاه S1: .....
۱۲۳	ایستگاه S3: .....
۱۲۴	ایستگاه S7: .....
۱۲۷	۲-۱-۶- واحدهای پالئوسن: .....
۱۳۱	۳-۱-۶- واحدهای الیگومیوسن: .....
۱۳۱	ایستگاه S2: .....
۱۳۲	ایستگاه S4: .....
۱۳۳	ایستگاه S5: .....
۱۳۵	۴-۱-۶- واحدهای پلیوسن: .....
۱۳۵	ایستگاه S6: .....

۱۳۸.....	۲-۶- دوران داده های لغزشی بر مبنای نظریه آندرسون:
۱۴۱.....	۳-۶- خط های گذر تنش:
۱۴۲.....	۴-۷- تعیین زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:
۱۴۲.....	۱-۴-۷- تعیین زاویه اصطکاک داخلی در واحدهای کشکان:
۱۴۹.....	<b>فصل هفتم: بحث و نتیجه گیری</b>
۱۶۰.....	۱-۷- نتایج تفسیر داده های لرزه ای
۱۴۹.....	۲-۷- نتایج تفسیر داده های لغزش گسلی
۱۵۴.....	۳-۷- پیشنهاد
۱۶۲.....	<b>منابع</b>

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ..... ۳
- شکل ۱-۲- تکامل پوسته ایران از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر ..... ۱۴
- شکل ۲-۲- تاریخچه تکامل ساختاری زاگرس ..... ۱۵
- شکل ۳-۲- برش عرضی از کوهزاد زاگرس همراه با واحدهای ریخت زمین ساختی و گسل های پی سنگی ..... ۱۷
- شکل ۴-۲- تغییر روند گسل اصلی و جوان زاگرس ..... ۱۸
- شکل ۵-۲- جابه جایی افقی و راستگرد واحدهای سنگی در محدوده گسل دورود ..... ۱۹
- شکل ۶-۲- مراحل مختلف زون فرورانش زاگرس طی زمان و تشکیل گسل اصلی و جوان زاگرس ..... ۲۱
- شکل ۷-۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۲۳
- شکل ۸-۲- تناوب آهک و مارن کرتاسه ..... ۲۴
- شکل ۹-۲- رخنمون سازند کشکان در نزدیکی پلیس راه درود - بروجرد ..... ۲۵
- شکل ۱۰-۲- رخنمون آهک شهبازان در نزدیکی روستای مله سرخ ..... ۲۵
- شکل ۱۱-۲- رخنمون آهک های آسماری ..... ۲۶
- شکل ۱۲-۲- رخنمون کنگلومرای پلیوسن در جاده ملایر - بروجرد ..... ۲۷
- شکل ۱۳-۲- ستون چینه شناسی واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه ..... ۲۸
- شکل ۱-۳- نمایی از چین خوردگی در واحدهای شهبازان ..... ۳۱
- شکل ۲-۳- شکل نمادین از ارتباط استیلولیت ها و گسلش ..... ۳۲
- شکل ۳-۳- نمودارهای موهر-کولمب مشخص کننده وضعیت تنش در زمان تشکیل شکستگی ..... ۳۳
- شکل ۴-۳- شکل نمادین از شکستگی های کششی ..... ۳۴
- شکل ۵-۳- نمایی از شکستگی های کششی مشاهده شده در صحرا ..... ۳۴
- شکل ۶-۳- مراحل تشکیل شکستگی های مزدوج ..... ۳۵
- شکل ۷-۳- شکل شماتیک از دو صفحه مزدوج و موقعیت محورهای اصلی تنش ..... ۳۶
- شکل ۸-۳- شکل نمادین از درزه پرمانند همراه با ویژگی های سطحی این ساختار ..... ۳۷
- شکل ۹-۳- نمایی از درزه های پرمانند مشاهده شده در آهک های سازند آسماری ..... ۳۸
- شکل ۱۰-۳- صفحه گسل همراه با پارامتر تنش نرمال  $\sigma_n$ ، تنش برشی  $\tau$ ، خش لغزش  $S$ ، تنش  $\sigma$  ..... ۳۹
- شکل ۱۱-۳- جابه جایی لایه ها در اثر عملکرد گسل ..... ۴۰
- شکل ۱۲-۳- تصویری از گسل نرمال در کنگلومرای پلیوسن در منطقه مورد مطالعه ..... ۴۰
- شکل ۱۳-۳- شکل نمادین از چین های کشیده ..... ۴۱
- شکل ۱۴-۳- نمایی صحرایی از چین های کشیده در مجاورت گسل نرمال در واحدهای کنگلومرای سازند کشکان ..... ۴۲
- شکل ۱۵-۳- طبقه بندی معیارهای حرکتی سطح گسل ..... ۴۳
- شکل ۱۶-۳- شکل نمادین از گسل قائم و امتداد لغز ( $M$ ) و برشی ریدل مرتبط با آن ( $R, R', P$ ) و شکستگی کششی ( $T$ ) ..... ۴۴
- شکل ۱۷-۳- بلوک دیاگرامی از تاثیر شکستگی های  $T$  در سطح گسل اصلی ( $M$ ) ..... ۴۵
- شکل ۱۸-۳- شکل شماتیک از برشی های  $R$  و نحوه تشخیص جهت حرکت ..... ۴۶
- شکل ۱۹-۳- بلوک دیاگرام از ترکیب ساختارهای  $R$  و  $R'$  و نحوه تشخیص حرکت با استفاده از آنها ..... ۴۷
- شکل ۲۰-۳- شکل نمادین از شیپارهای ایجاد شده در اثر حرکت دانه در سطح گسل و نحوه تشخیص حرکت گسل ..... ۴۷
- شکل ۲۱-۳- شکل نمادین از پله های ایجاد شده در اثر رشد کانی های ثانویه در فروافتادگی های سطح گسل ..... ۴۸
- شکل ۲۲-۳- نمایی از شکستگی  $T$  همراه با تصویر سیکلوگرافیک صفحه گسل و صفحه شکستگی در کنگلومرای کشکان ..... ۴۹
- شکل ۲۳-۳- نمایی از برشی  $R$  در آهک های آسماری همراه با تصویر سیکلوگرافیک صفحه گسل و صفحه شکستگی ..... ۴۹
- شکل ۲۴-۳- نمایی از برشی  $R'$  مشاهده شده در کنگلومرای کشکان و استریوگرام مربوط به صفحه گسل و شکستگی ..... ۵۰
- شکل ۲۵-۳- نمایی از برشی  $R'$  مشاهده شده در آهک کرتاسه و استریوگرام مربوط به صفحه گسل و شکستگی ..... ۵۱
- شکل ۲۶-۳- نمایی از برشی  $R'$  مشاهده شده در آهک آسماری و استریوگرام مربوط به صفحه گسل و شکستگی ..... ۵۱

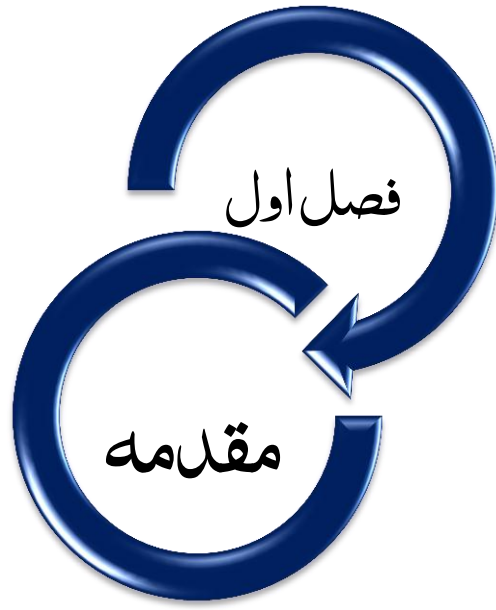
- شکل ۳-۲۷- شکستگی P مشاهده شده در آهک های آسماری همراه با استریوگرام صفحه گسل و صفحه P ..... ۵۲
- شکل ۳-۲۸- نمای صحرایی از شیار ایجاد شده در اثر حرکت دانه در آهک آسماری ..... ۵۲
- شکل ۳-۲۹- نمایی صحرایی از رشد کانی های ثانویه در سطح گسل چپگرد ..... ۵۳
- شکل ۳-۳۰- نمایی صحرایی از رشد کانی های ثانویه در سطح گسل نرمال ..... ۵۳
- شکل ۴-۱- نمایش المان مکعبی کوچک درون یک جسم که به آن تنش با جهت گیری تصادفی وارد شده ..... ۵۸
- شکل ۴-۲- دووجهی عمود بر هم و حل سازوکار گسل ..... ۶۲
- شکل ۴-۳- نمایش موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  در نرم افزار MIN ..... ۶۴
- شکل ۴-۴- نمایش نحوه محاسبه محورهای کششی و فشارشی با استفاده از روش P&T، برای تحلیل جنبشی یک گسل ..... ۶۶
- شکل ۴-۵- نمایش حداکثر تنش برشی بر روی دایره موهر ..... ۶۸
- شکل ۴-۶- الف) نمایش موقعیت دو صفحه دارای حداکثر تنش برشی محاسبه‌ای ( $P_1$ ) و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای ( $P_2$ ) نسبت به تنش اصلی. ب) موقعیت این صفحات بر روی دایره موهر ..... ۶۹
- شکل ۴-۷- نمایش زاویه عدم انطباق ( $\beta$ ) ..... ۶۹
- شکل ۴-۸- نمایش تنوع مقدار  $\tau_s$  به عنوان تابعی از زاویه عدم انطباق ..... ۷۰
- شکل ۴-۹- ارتباط بین محورهای تنش اصلی و بیضوی های تنش ..... ۷۱
- شکل ۴-۱۰- نمایش رژیم های تنش (شاخص  $R'$ ) و نسبت تنش R در نرم افزار Tensor ..... ۷۲
- شکل ۴-۱۱- تعیین حل سازوکار کانونی یک زمین لرزه با توجه به داده های دریافت شده از ایستگاه های مختلف ..... ۷۸
- شکل ۴-۱۲- نمایش تعیین موقعیت محور فشارش (P)، محور کشش (T)، خط خش (S) و محل تقاطع دو صفحه گره (B) با استفاده از حل سازوکار کانونی زمین لرزه ها ..... ۷۹
- شکل ۵-۱- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران ..... ۸۳
- شکل ۵-۲- نقشه گسل های فعال و سازوکار کانونی زمین لرزه ها همراه با نواحی بیشینه تخریب زمین لرزه های مخرب زاگرس ..... ۸۳
- شکل ۵-۳- نقشه پراکندگی زمین لرزه های تاریخی روی داده در محدوده شمال باختر زاگرس ..... ۸۷
- شکل ۵-۴- محدوده متأثر از زمین لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور ..... ۸۸
- شکل ۵-۵- نقشه SRTM بروجد همراه با گسل های فعال و پراکندگی مرکز سطحی زمین لرزه های دستگاهی روی داده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ ..... ۹۱
- شکل ۵-۶- نقشه گسل های مرزی زاگرس همراه با رومرکز ۷۰ زمین لرزه های دستگاهی با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر مربوط به بازه زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴ که از سازوکار کانونی آنها در این پژوهش استفاده شده است ..... ۹۳
- شکل ۵-۷- دو سازوکار متفاوت برای زمین لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور ..... ۹۴
- شکل ۵-۸- تصویر SRTM شمال باختر زاگرس به همراه گسل های فعال، مرکز سطحی و مکانیسم زمین لرزه هایی که در این پژوهش از آنها استفاده شده است ..... ۹۵
- شکل ۵-۹- جهت گیری محور P مربوط به هر زمین لرزه ..... ۹۶
- شکل ۵-۱۰- کنتور رسم شده برای نقاط و موقعیت محور P و T در زون ۱ ..... ۹۶
- شکل ۵-۱۰- کنتور رسم شده برای نقاط و موقعیت محور P و T در زون ۲ ..... ۹۶
- شکل ۵-۱۱- استریوگرام مربوط به صفحات لرزه ای انتخاب شده همراه با خطوط لغزشی همراه آنها ..... ۹۸
- شکل ۵-۱۲- نمودار گلسرخشی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی مسبب زمین لرزه و خط خش های مربوط به آنها در دو گروه ۱ و ۲ ..... ۹۹
- شکل ۵-۱۳- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی در دو زون ۱ و ۲ ..... ۱۰۰
- شکل ۶-۱- نمایش رخنمون سطحی از گسل دورود در نزدیکی روستای کلنگانه ..... ۱۱۶
- شکل ۶-۲- نمایش جابه جایی راستگرد مجرای مخروط افکنه ها در راستای گسل دورود ..... ۱۱۶
- شکل ۶-۳- نمایش سازوکار کانونی زمین لرزه های دستگاهی و جابه جایی آبراهه ها در اثر فعالیت راستگرد گسل دورود بر روی تصویر SRTM ..... ۱۱۶
- شکل ۶-۴- پرتگاه گسلی زلزله ۱۹۰۹ سیلاخور ..... ۱۱۷
- شکل ۶-۵- نمایش اختلاف ارتفاع دشت سیلاخور نسبت به ارتفاعات اطراف ..... ۱۱۸

- شکل ۶-۶- پراکندگی واحدهای سنگی سنوزوییک و کواترنری همراه با ایستگاه های اندازه گیری بر روی تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه. ۱۱۹.....
- شکل ۶-۷- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی برداشت شده در کل ایستگاه ها. ۱۲۰.....
- شکل ۶-۸- نمودار گلسرخی ترسیم شده برای گسل های منطقه به تفکیک سازوکار ..... ۱۲۱.....
- شکل ۶-۹- نمایی از گسل که شامل دو نسل از خط خش می باشد. .... ۱۲۲.....
- شکل ۶-۱۰- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای کرتاسه. .... ۱۲۳.....
- شکل ۶-۱۱- نمونه ای از سطوح گسلی برداشت شده از ایستگاه S1..... ۱۲۳.....
- شکل ۶-۱۲- نمونه ای از سطح گسل معکوس در ایستگاه S2..... ۱۲۴.....
- شکل ۶-۱۳- نمونه ای از گسل معکوس چپگرد در ایستگاه S7..... ۱۲۴.....
- شکل ۶-۱۴- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای کرتاسه. .... ۱۲۶.....
- شکل ۶-۱۵- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش فشارشی واحدهای کرتاسه. .... ۱۲۶.....
- شکل ۶-۱۶- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای کنگلومرای کشکان ..... ۱۲۷.....
- شکل ۶-۱۷- نمونه های از صفحه گسل مشاهده شده در واحدهای کشکان ..... ۱۲۸.....
- شکل ۶-۱۸- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای پالئوسن. .... ۱۲۹.....
- شکل ۶-۱۹- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای پالئوسن. .... ۱۳۰.....
- شکل ۶-۲۰- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش فشارشی، واحدهای پالئوسن. .... ۱۳۰.....
- شکل ۶-۲۱- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای آهکی کشکان. .... ۱۳۱.....
- شکل ۶-۲۲- نمونه ای از سطوح گسلی برداشت شده از ایستگاه S2..... ۱۳۲.....
- شکل ۶-۲۳- رخنمونی از سطح گسل معکوس راستبر مشاهده شده در ایستگاه S4..... ۱۳۲.....
- شکل ۶-۲۴- نمونه ای از گسل برداشت شده در ایستگاه S5..... ۱۳۳.....
- شکل ۶-۲۵- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای الیگومیوسن ..... ۱۳۴.....
- شکل ۶-۲۶- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای الیگومیوسن ..... ۱۳۴.....
- شکل ۶-۲۷- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش فشارشی واحدهای الیگومیوسن ..... ۱۳۵.....
- شکل ۶-۲۸- نمونه ای از گسل برداشت شده در واحدهای پلیوسن ..... ۱۳۶.....
- شکل ۶-۲۹- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای پلیوسن ..... ۱۳۶.....
- شکل ۶-۳۰- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط میدان میانگین فشارشی ..... ۱۳۷.....
- شکل ۶-۳۱- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط میدان میانگین امتدادلغز. .... ۱۳۸.....
- شکل ۶-۳۲- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی مربوط میدان میانگین امتدادلغز. .... ۱۳۸.....
- شکل ۶-۳۳- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی با استفاده از داده های اولیه و داده های دوران داده شده. .... ۱۴۰.....
- شکل ۶-۳۴- نقشه خط های گذر تنش های افقی اصلی ..... ۱۴۲.....
- شکل ۶-۳۵- نمایش نمودار R% ترسیم شده برای کنگلومرای کشکان ..... ۱۴۳.....
- شکل ۶-۳۶- نمایش هیستوگرام ۴۰ درجه برای کنگلومرای کشکان. .... ۱۴۳.....
- شکل ۶-۳۷- دو وجهی های قابل قبول با تغییر زاویه اصطکاک ..... ۱۴۴.....
- شکل ۷-۱- مقایسه نتایج بدست آمده از دو روش میانگین گیری و وارون سازی داده های لرزه ای ..... ۱۴۸.....
- شکل ۷-۲- بخشی از نقشه تنش جهانی (WSM) رسم شده که با نتایج حاصل از وارونگی داده های لغزش گسل مقایسه شد. .... ۱۴۸.....
- شکل ۷-۳- نقشه پراکندگی واحدهای سنوزوییک همراه با ایستگاه ها و میدان تنش تفکیک شده و جهت گیری محور افقی  $\sigma_1$  در میدان های معکوس و امتداد لغز و  $\sigma_3$  در رژیم نرمال. .... ۱۵۱.....
- شکل ۷-۴- جهت گیری میدان تنش در بازه های زمانی متفاوت ..... ۱۵۱.....
- شکل ۷-۵- شکل نمادین از نحوه قرارگیری گسلهای درود، نهاوند و قلعه حاتم و تشکیل حوضه تراکشی سیلاخور ..... ۱۵۲.....
- شکل ۷-۶- میانگین جهت بیشینه محور اصلی تراکمی پس از پلیوسن، در شرایط دگرشکلی نوزمین ساختی راستالغز راستبر ..... ۱۵۳.....

## فهرست جداول

- جدول ۳-۱- زاویه اصطحکاک داخلی برحسب نوع سنگ ..... ۴۵
- جدول ۵-۱- فهرست زمین لرزه های تاریخی رویداده در گستره شمال باختر زاگرس ..... ۸۷
- جدول ۵-۲- جهت گیری محورهای اصلی تنش در دو بخش ۱ و ۲ ..... ۹۷
- جدول ۵-۳- نتایج وارونگی داده های لرزه ای ..... ۱۰۰
- جدول ۵-۴- پارامترهای مربوط به زمین لرزه های روی داده در شمال باختر زاگرس ..... ۱۰۱
- جدول ۶-۱- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در واحدهای کرتاسه ..... ۱۲۵
- جدول ۶-۲- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در واحدهای پلئوسن ..... ۱۲۹
- جدول ۶-۳- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در آهک های آسماری ..... ۱۳۳
- جدول ۶-۴- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در واحدهای پلیوسن ..... ۱۳۶
- جدول ۶-۵- نتایج تعیین زاویه اصطحکاک داخلی با استفاده از روش های مختلف ..... ۱۴۴
- جدول ۷-۱- مقایسه نتایج بدست آمده از دو روش میانگین گیری و وارون سازی داده های لرزه ای ..... ۱۴۷
- جدول ۷-۲- میدان تنش قبل و بعد از دوران ..... ۱۵۲
- جدول ۷-۳- مقایسه نتایج تعیین زاویه اصطحکاک داخلی با استفاده از آزمون های تجربی و تحلیل سطوح لغزشی ..... ۱۵۴

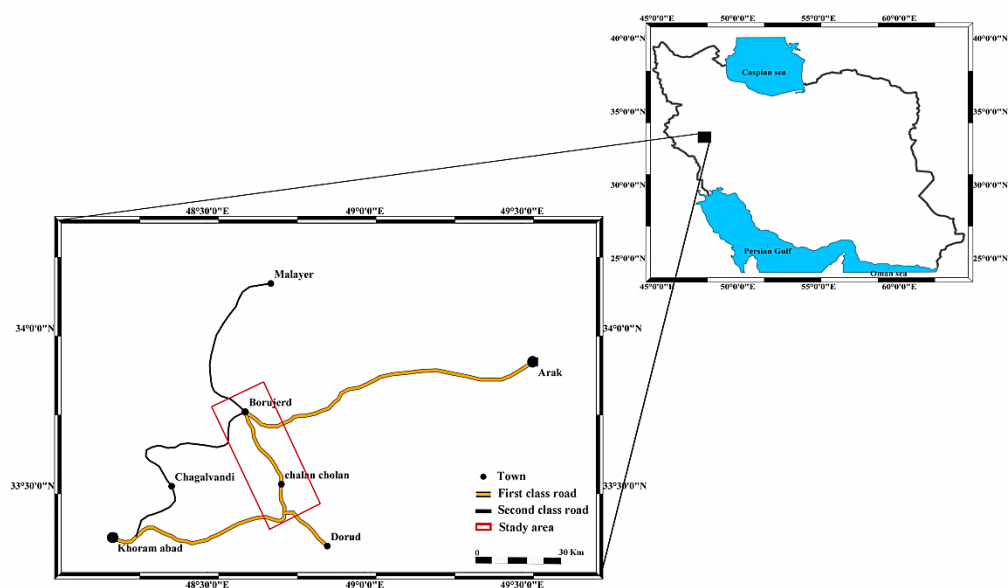




یکی از روش‌های درک تحولات ساختاری و ژئودینامیکی در یک منطقه، بررسی میدان تنش دیرین می‌باشد. بازسازی تنش دیرین از روی تحلیل رکوردهای زمین‌شناسی متأثر از رویدادهای تکتونیکی با هدف اصلی پیدا کردن تنسور تنش در یک ناحیه صورت می‌پذیرد. از آن جا که الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند، تحلیل تنش با استفاده از ساختارهایی که در بازه زمانی خاصی تشکیل شده‌اند انجام می‌شود. با استفاده از تحلیل این ساختارها (مرتبط با بازه زمانی مشخص) می‌توان توزیع و تحول میدان تنش حاکم بر منطقه را بازسازی و تعیین نمود. از دیگر ابزارهای تعیین میدان تنش در یک ناحیه، زمین‌لرزه‌ها هستند که با شناخت سازوکارکانونی آنها می‌توان به پارامترهای سرچشمه زمین‌لرزه، از جمله موقعیت سطح گسل مسبب زمین‌لرزه و میدان تنش پی برد. وجود گسل‌های جوان و لرزه‌خیز مانند گسل دورود، قلعه حاتم، ورکوه و ... همراه با واحدهای زمین‌شناسی جوان در منطقه، این امکان را فراهم می‌کند که بتوان تنسور تنش حاصل از آنالیز لغزش گسل در بازه نوزمین‌ساختی را با میدان بدست آمده از حل سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌ها مقایسه نمود.

#### ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه:

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون ساختاری زاگرس مرتفع می‌باشد؛ که در محدوده بین شهرهای دورود و بروجرد واقع شده‌است. راه‌های دسترسی به منطقه شامل جاده آسفالتی خرم‌آباد - چغلوئندی - بروجرد و جاده خرم‌آباد - چالان چولان - بروجرد می‌باشد. از استان‌های هم‌دندان از طریق جاده اصلی ملایر - بروجرد، از استان مرکزی از طریق جاده اصلی اراک - بروجرد میتوان به منطقه دسترسی پیدا کرد (شکل ۱-۱). البته وجود راه‌های روستایی دستیابی به منطقه را آسان‌تر نموده است.



شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راههای ایران، ۱۳۷۰)

## ۱-۲- زمین‌ریخت‌شناسی و آب و هوای منطقه:

منطقه مورد مطالعه بخشی از شهرستان بروجرده از توابع استان لرستان می‌باشد. مرکز این شهرستان در ۴۸ درجه و ۴۵ دقیقه خاوری و ۳۳ درجه و ۲۳ دقیقه شمالی قرار دارد. شهر بروجرده با مساحتی بالغ بر ۱۶۰۶ کیلومترمربع در فاصله ۱۰۰ کیلومتری شهر خرم‌آباد واقع شده است و شامل دو بخش مرکزی بروجرده و اشترینان و ۷ دهستان و ۱۹۷ روستا می‌باشد. ارتفاع آن از سطح دریا ۱۵۷۰ متر و با آب و هوایی متنوع، جز مناطق نیمه خشک و ملایم است. وزش باد در این شهرستان بستگی به فصول سال دارد از مهمترین بادهای پاییزی منطقه باد دره‌ای، باد باختری - خاوری و باد گیجه می‌باشد. این منطقه بخشی از زاگرس مرتفع می‌باشد؛ که با روند شمال باختری - جنوب خاوری و همسو با زاگرس چین خورده از یک سری ارتفاعات بلند و دیواره ساز تشکیل شده است. بلندی‌های منطقه به طور عمده از سنگ‌های آهکی ژوراسیک و کرتاسه تشکیل شده است؛ که دارای سختی زیاد و لایه بندی ضخیم تا توده‌ای هستند. هرچه از سمت جنوب باختر به سوی شمال خاور به منطقه نزدیک می‌شویم بر شدت دگرپختی افزوده می‌شود. بعد از عبور از زاگرس مرتفع و در

مجاورت گسل دورود به دشت مسطح سیلاخور می‌رسیم، که مرز بین ایران مرکزی و زاگرس است. این مرز توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده است.

### ۱-۳- اهداف پژوهش:

در مطالعات نوزمین‌ساختی که در دهه‌های اخیر در مناطق فعال با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا صورت گرفته است، تعیین جهت میدان تنش از مطالعات اساسی به شمار می‌رود. با تعیین تنش در بازه نوزمین‌ساختی، می‌توان به اطلاعات سودمندی درباره پیش‌بینی نوع حرکت و سازوکار گسل‌های فعال منطقه دست یافت. در نتیجه تجزیه و تحلیل حرکتی گسل و داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها جهت تعیین تنش دیرین و تنش مدرن به طور معمول در پروژه‌های نئوتکتونیک و سائزموکتونیک انجام می‌شود. بازسازی تنش دیرین از روی تحلیل رکوردهای زمین‌شناسی متأثر از رویدادهای تکتونیک با هدف اصلی پیدا کردن تنسور تنش مسبب لغزش بر روی گسل‌های یک ناحیه صورت می‌پذیرد. در این راستا تحلیل کیفی و کمی ساختارهای شکننده مانند گسل‌ها (سطوح لغزش گسلی) کلید قابل اعتمادی است که از سال ۱۹۴۲ پس از تئوری آندرسون مورد توجه قرار گرفته است. با استفاده از تحلیل این ساختارها (مرتبط با بازه زمانی مشخص) می‌توان توزیع و تحول میدان تنش حاکم بر منطقه را بازسازی و تعیین نمود. یکی از مهم‌ترین انواع داده‌های زمین‌شناسی که می‌تواند در این راستا به کار گرفته شود، داده‌های مرتبط با لغزش گسل‌ها می‌باشد. این داده‌ها برای هر سطح گسل شامل موقعیت سطح گسل، موقعیت خط خش مربوطه و سازوکار گسل (نحوه حرکت گسل) می‌باشد. برای تحلیل این داده‌ها از روش‌های مختلفی از جمله روش دووجهی‌های عمود برهم (Anglier & Mchler, 1977) استفاده می‌شود. علاوه بر آنالیز سطوح لغزش گسل، از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان جهت تعیین میدان تنش در یک ناحیه بهره جست. بنابراین پس از جمع‌آوری زمین‌لرزه‌های دستگاهی، میدان تنش جاری با استفاده از این داده‌ها تعیین می‌گردد. انتظار می‌رود موقعیت میدان تنش بدست آمده از این روش که متعلق به رژیم زمین‌ساختی جاری است، با

موقعیت میدان تنش بدست آمده از آنالیز لغزش گسل ها در بازه نوزمین ساختی هماهنگی نزدیک داشته باشد. به طور خلاصه در این پژوهش اهداف زیر دنبال می شود:

۱- تعیین میدان تنش دیرین با استفاده از هندسه و سینماتیک گسل ها در بازه نوزمین ساختی

۲- تعیین تنش جاری با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها

۳- میدان تنش بدست آمده با استفاده از سطوح لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها با هم مقایسه خواهد شد، که با توجه به برداشت داده در واحدهای جوان انتظار می رود این دو میدان باهم تطابق داشته باشند.

با توجه به عدم انجام مطالعات تنش دیرین در محدوده مورد مطالعه، انجام این پژوهش می تواند گامی در جهت شناخت دگرریختی های جوان منطقه باشد و نتایج آن در مطالعات سائزموکتونیک مورد استفاده قرار بگیرد.

#### ۱-۴- پیشینه مطالعاتی:

کوهزاد زاگرس به عنوان جوان ترین پهنه برخورد قاره به قاره از دیر باز مورد توجه زمین شناسان بوده است. وجود گسل های بزرگ مانند گسل اصلی و جوان زاگرس<sup>۱</sup>، گسل اصلی و معکوس زاگرس<sup>۲</sup> و نیز وقوع زمین لرزه های تاریخی و دستگامی بزرگ در این محدوده توجه زمین شناسان ساختمانی را به خود جلب کرده است. با وجود مطالعات فراوان در این محدوده هنوز ابهامات و مسائل حل نشده فراوان در منطقه وجود دارد. در این بخش به برخی از مطالعات پیشین مرتبط با موضوع تحقیقاتی پیش رو اشاره می شود.

---

<sup>۱</sup> Main recent fault

<sup>۲</sup> Main Zagros reverse fault

\_\_ چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) گسل‌های جوان دورود، نهاوند، قلعه حاتم، امیرآباد را در لبه زاگرس مرتفع شناسایی، معرفی و مورد مطالعه قرار دادند.

\_\_ بربریان (۱۹۹۵) چهار گسله مرزی فعال را در درون کوهزاد زاگرس معرفی می‌نماید؛ که جداکننده مناطق ریخت‌زمین‌ساختی متفاوت می‌باشند. این گسله‌های مرزی شامل گسل زاگرس، گسل پیشانی کوهستان<sup>۱</sup>، گسل فروافتادگی دزفول<sup>۲</sup> و گسل پیش ژرفای زاگرس<sup>۳</sup> می‌باشد. گسل زاگرس شامل دوگسل اصلی و جوان زاگرس و گسل اصلی و معکوس زاگرس می‌باشد، که مرز شمال خاوری کوهزاد زاگرس را مشخص می‌نمایند. گسل اصلی و جوان زاگرس (MRF) با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری و سازوکار امتدادلغز راستگرد یکی از گسل‌های فعال و لرزه‌خیز با میزان جابه‌جایی ۶۰ کیلومتر می‌باشد. با در نظر گرفتن شروع حرکت امتدادلغز گسل اصلی و جوان زاگرس از زمان پلیوسن نرخ لغزش ۴۰ میلی متر در سال برای قطعه درود محاسبه شده است. مکانیسم و پتانسیل لرزه‌ای در طول MRF کاملاً متفاوت با سایر زمین‌لرزه‌های نوار راندگی زاگرس است. مطالعات لرزه‌زمین‌ساخت انجام شده بر روی گسل اصلی و معکوس زاگرس (MZRF)، توقف فعالیت این بخش را نشان می‌دهد. در این بخش هیچ شاهدهی از گسلش سطحی در طی زمین‌لرزه‌های بزرگ مشاهده نشده است.

\_\_ طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) با استفاده از الگوی زهکشی و شواهد زمین‌شناسی و سیماهای زمین‌ریخت‌شناسی جابه‌جایی در طول گسل اصلی و جوان زاگرس (MRF) را حدود ۵۰ تا ۷۰ کیلومتر و به صورت راستگرد برآورد نمودند. براساس استدلال‌های زمین‌شناسی و در نظر گرفتن آغاز فعالیت این گسل از زمان پلیوسن، نرخ لغزش افقی در طول گسل اصلی و جوان زاگرس ۱۰ تا ۱۱

<sup>۱</sup> Mountain front fault

<sup>۲</sup> Dezful embayment fault

<sup>۳</sup> Zagros fordeep fault

میلی‌متر در سال برآورد شده است. این جابه‌جایی در قطعه دورود براساس جابه‌جایی آبراهه‌ها و واحدهای سنگی پرمین، حدود ۷۵ کیلومتر محاسبه شده است.

- ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) با نصب شبکه‌های GPS در ایران و عمان میزان و جهت حرکت دو صفحه عربی و ایران را به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا اندازه‌گیری نمودند. محاسبه نرخ لغزش در زاگرس و البرز به ترتیب  $2 \pm 6/5$  و  $2 \pm 8$  میلی‌متر در سال برآورد شد. با توجه به مطالعات انجام شده نرخ لغزش در طول MRF با میزان  $2 \pm 3$  میلی‌متر و به صورت امتدادلغز راستگرد مشخص شد.

\_ تاتار و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های (GPS) میزان همگرایی زاگرس در بخش مرکزی را حدود ۱۰ میلی‌متر در سال و در جهت NNE-SSW برآورد نمودند. همچنین نتایج داده‌ها توقف فعالیت در گسل اصلی و معکوس زاگرس (MZRF) را نشان می‌دهد.

- سپهوند و همکاران (۲۰۱۲) با نصب شبکه لرزه‌نگار در منطقه و بررسی پس‌لرزه‌ها و شوک اصلی مربوط به زمین‌لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور شواهدی از وجود حوضه تراکشی<sup>۱</sup> در ناحیه سیلاخور بدست آوردند.

- پاکزاد و میرزایی (۱۳۸۶)، با برگردان خطی تانسور زمین‌لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور، ۴۴ کیلومتر گسیختگی زیر سطحی را روی گسل دورود محاسبه نمودند.

\_ حیدری و میرزایی (۱۳۸۸) قطعات گسل اصلی و جوان زاگرس را در سه دسته برشی‌های ریدل (گسل دورود، نهاوند و مروارید)، برشی‌های نوع P (گسل صحنه و گسل قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه حاتم، فرو نشست دشت سیلاخور و نهاوند) الگوسازی نمودند.

<sup>۱</sup> Pull-apart

– شکرالهی و شهرکی (۱۳۹۲) چهار شاخص مورفومتریک در دشت سیلاخور را محاسبه نمودند. نتایج نشان دهنده جنبایی زمین‌ساختی منطقه می باشد.

از محدوده مورد مطالعه، همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شده است.

## ۱-۵- روش‌های انجام تحقیق:

الف- منابع و کارهای انجام شده در منطقه تهیه و مطالعه شد. این منابع شامل گزارش‌ها و مقالات پیرامون ویژگی‌های زمین‌شناسی عمومی و تکتونیک منطقه به خصوص مطالعات انجام شده بر روی گسل دورود به عنوان قطعه‌ای از گسل اصلی و جوان زاگرس بوده است.

ب- مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه، داده‌های دورسنجی موجود شامل تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی جهت شناسایی کلی ساختارهای منطقه و مشخص نمودن مسیرهای بازدید صحرایی انجام شد. مطالعات صحرایی و بازدید از منطقه با برداشت هندسه و سینماتیک گسل‌ها و تعیین جنس و سن واحدهایی سنگی همراه بود. در تمامی بازدیدها برای برداشت هندسه گسل از روش شیب-جهت شیب استفاده شده است.

ج- تجزیه و تحلیل داده‌ها و اطلاعات با استفاده از نرم‌افزارهای مربوطه به همراه برداشت‌های صحرایی تکمیلی انجام شد. برای بررسی‌های استریوگرافیک و تعیین تنش دیرین از نرم‌افزارهای F.kin , Tectonic FP, Open steronet, Tensor استفاده شد.

د- جمع‌بندی داده‌های صحرایی ویرایش آنها و نتیجه‌گیری و تلفیق داده‌ها همراه با نگارش پایان‌نامه. برای تهیه نقشه‌ها با استفاده از تلفیق اطلاعات بدست آمده از برداشت‌های صحرایی، عکس‌های هوایی، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های ساختاری و داده‌های لرزه‌ای و با استفاده از نرم‌افزارهای GIS و Global Mapper دستاوردهای حاصل از این تحقیق بر روی نقشه‌های موجود اضافه گردید.



## ح- طرح کلی پایان نامه:

این پایان نامه شامل فصل‌هایی با پوشش موضوعی زیر می‌باشد:

فصل ۱ شامل ارائه کلیاتی در مورد منطقه و راههای دسترسی همراه با پیشینه مطالعاتی می‌باشد.  
فصل ۲ توضیح مختصری در مورد زمین‌شناسی عمومی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه به عنوان بخشی از فلات ایران ارائه شده‌است. در انتهای این فصل بعد از توصیف واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، نقشه زمین‌شناسی و ستون چینه‌شناسی رسم شده، نمایش داده شده است. در فصل ۳ روش‌های زمین‌ساختی تعیین تنش توضیح و اشاره کوتاه به نحوه صحیح برداشت داده همراه با نمونه‌هایی از داده‌های لغزش گسلی آورده شده است. فصل ۴ ضمن ارائه مبانی و روش‌های تعیین تنش، اشاره مختصر به نرم‌افزارهای مورد استفاده در این پژوهش شده است. در فصل ۵ لرزه‌خیزی منطقه به عنوان بخشی از ایالت لرزه‌خیز زاگرس همراه با نمونه‌هایی از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی روی داده معرفی شده است. همچنین در این فصل با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها میدان تنش جاری تعیین شده است. در فصل ۶ داده‌های لغزشی تحلیل و تنسور تنش با تکنیک وارون‌سازی محاسبه شد. در انتها ( فصل ۷) بحث کلی همراه با نتایج تحقیق آورده شد.





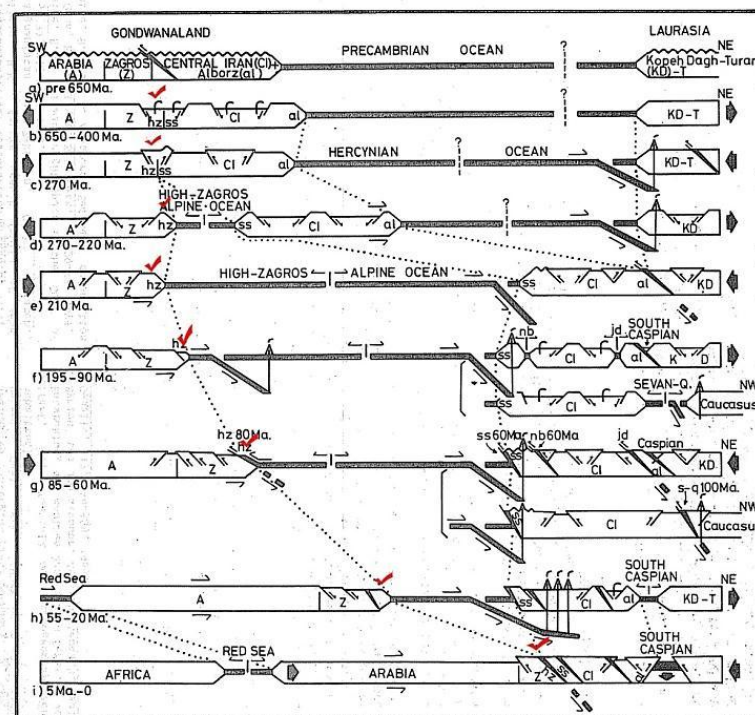
فلات ایران زمین بخشی از رشته کوههای چین خورده - رانده آلپ - هیمالیا می باشد. این رشته کوه با روندی تقریباً خاوری - باختری از باختر اروپا تا خاور آسیا گسترش دارد؛ که از نظر تکتونیک صفحه‌ای حاصل همگرایی دو صفحه قاره‌ای گندوانا در جنوب و اوراسیا در شمال بوده است. در طی زمان، ایران به صورت قطعات مجزا از بخش شمالی گندوانا جدا و به اوراسیا ملحق شده است. در محل برخورد چین خوردگی، راندگی و ستر شدگی باعث تشکیل این کوهزاد جوان شده است. هرکدام از این قطعات مجزا تاریخچه تکاملی متفاوتی داشته‌اند.

## ۲-۱- تاریخچه تحولات زمین شناسی ایران:

پی سنگ گندوانایی ایران (زاگرس، ایران مرکزی شامل لوت و البرز) در اثر فاز کوهزایی کاتانگای تشکیل شده است. توزیع یکنواخت رخساره‌ها در سراسر ایران نشان می‌دهد که در زمان پرکامبرین ایران مرکزی، البرز، سنندج - سیرجان و زاگرس به صورت سرزمین یکپارچه بخشی از گندوانا بوده است و اقیانوس پالئوتتیس در بین دو قاره گندوانا و اوراسیا قرار داشت (Stampfli, 1978). در این زمان فاز کششی حاصل از واگرایی دو قاره اوراسیا و گندوانا باعث ایجاد فرو افتادگی‌های در ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و زاگرس مرتفع شده است که با نهشته شدن تبخیری‌های هرمز در جنوب خاوری زاگرس همراه بوده است (Stoklin, 1968 و Berberian & King, 1981). از زمان پرکامبرین پسین تا اواخر پالئوزویک و قبل از کوهزایی هرسینین سرزمین ایران سکوی ثابت بوده که با رسوبات دریای کم ژرفا بدون چین خوردگی و ماگماتیسم پوشیده شده است. در این زمان اقیانوس پالئوتتیس در شمال و در حد فاصل دو قاره اوراسیا و گندوانا واقع شده بود. در زمان کربنیفر ۳۳۰ میلیون سال پیش در اثر فشارش ناشی از فاز کوهزایی هرسینین، اقیانوس پالئوتتیس با شیبی به سمت شمال شرق شروع به فرورانش می‌کند (Berberian & King, 1981). در این زمان ایران به صورت یک یا چند قطعه قاره‌ای به سمت اوراسیا حرکت می‌کند. در زمان پرمین (۲۴۰ میلیون سال پیش) پوسته ایران تحت کشش ناشی از فرورانش پالئوتتیس در شمال قرار می‌گیرد که سبب ایجاد

گسل‌های نرمال با روند شمال باختری- جنوب خاوری و شیب به سمت شمال خاوری همراه با نازک شدن پوسته می‌شود. این بخش در زمان‌های بعدی محل ریفت بین قاره‌ای و تشکیل اقیانوس نئوتتیس شد (Berberiab & King, 1981). از زمان تریاس میانی فاز فشرده‌گی سیمین پیشین باعث بالا آمدگی محلی و چین خوردگی در سراسر ایران به جز زاگرس شده است. در تریاس پسین اقیانوس پالتوتتیس به طور کامل بسته شد و ایران که تا این زمان بخشی از گندوانا بود به اوراسیا پیوست. پس از فاز فشاری تریاس میانی در تریاس بالا فاز کششی باعث ایجاد شکاف و تشکیل اقیانوس نئوتتیس در زاگرس شد. در اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه (۱۴۰ میلیون سال پیش) فرورانش اقیانوس نئوتتیس آغاز شد. در این زمان پیش‌بوم<sup>۱</sup> عربی در حال نشست پیشرونده بوده و رسوبات دریایی کم عمق با ضخامت یکنواخت موازی با مرز گسل‌ها ته‌نشین شد (Berberiab & King 1981). در اواخر کرتاسه و حدود ۶۵ میلیون سال پیش در اثر بسته شدن حوضه اقیانوس نئوتتیس مجموعه افیولیتی بر روی لبه قاره‌ای فرا رانده شد، اما تا اواخر سنوزوییک زاگرس توسط آب پوشیده شده بود و رسوبات دریایی کم عمق در حال ته نشست بود. این فاز قابل قیاس با فاز کوهزایی لارامید بوده است. البته ذکر این نکته ضروری می‌باشد که در مطالعات اخیر زمان برخورد اوراسیا- عربی را در زمان میوسن می‌دانند (Allen et al., 2004; Agard et al., 2005; Vincent et al., 2005, 2007; Allen and )  
(Armstrong, 2008; Fakhari et al., 2008; Horton et al., 2008; Boulton, 2009).

با پایان یافتن فاز لارامید و فرارانش افیولیت‌ها دو بخش ایران مرکزی و زاگرس دوباره یکپارچه شدند. پس از برخورد و همگرایی دو قاره اوراسیا و عربی ضخامت پوسته پیشرونده افزایش یافت و کوتاه‌شدگی با چین خوردگی و گسلش‌های معکوس و افزایش تدریجی کمربند کوهزایی در زیر دریا همراه بود. در اثر فاز کوهزایی آلپ پایانی تا به حال با گسترش دریای سرخ دو بخش سنندج - سیرجان و زاگرس در محل زمین درز بهم پیوستند و اقیانوس نئوتتیس به طور کامل بسته شد. شکل (۱-۲) تاریخچه تکاملی پوسته ایران را از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر نشان می‌دهد.



شکل ۱-۲- تکامل پوسته ایران از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر. تیک‌های قرمز محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. ( برگرفته از Berberian, 1983 ).

## ۲- زمین ساخت زاگرس:

براساس تقسیم‌بندی حوضه‌های رسوبی - ساختاری اشتوکلین (۱۹۶۸)، منطقه مورد مطالعه بخشی از حوضه زاگرس مرتفع می‌باشد. کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس به عنوان بزرگترین منطقه ساختاری ایران در اثر برخورد صفحه عربی و فلات ایران در ترشیری پسین (Stoklin, 1968)، به صورت سلسله جبال با طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر (Hessami et al, 2001) بر روی سکوی آرام قاره‌ای عربی تشکیل شده است. به طور کلی تاریخچه زمین‌ساختی زاگرس شامل فاز پلاتفرمی در پالئوزویک، کافتش در تریاس، حاشیه قاره‌ای غیر فعال در ژوراسیک-کرتاسه میانی، فرورانش به سمت شمال خاوری به زیر ایران مرکزی، جایگیری افیولیت‌ها در انتهای کرتاسه و در انتها برخورد و کوتاه‌شدگی در طی فازهای آلپ پایانی می‌باشد ( شکل ۲-۲). ( Falcon, 1974; Alavi, 1980; Jackson & Mckenzie, 1984; Ghasemi & Talbot, 2006 ).

دوره	دوران	عهد	کوهزایی ها	تاریخچه تکاملی زاگرس
سنوزویک	کواترنری	عهد حاضر	۱۰ هزار سال	برخورد و کوتاه شدگی
		پلیستوسن	پاسادنین	
	ترشیری	پلیوسن	۲	جاگیری افیولیت ها
		میوسن	۵	
		الیگوسن	۲۶	
		ائوسن	۳۷	
پالئوسن	۵۳	حاشیه غیر فعال قاره ای		
لارامید	۶۵			
مزوزویک	کرتاسه		سیمرین پسین	کافتش
	زوراسیک			
	تریاس		سیمرین پیشین	
پالئوزویک		پرمین	۲۲۵ هرسی نین	پلانقرم
		کرنیفر		
		دونین		
		سیلورین	کالدونین	
		اردویسین		
		کامبرین	۵۷۰	
پرکامبرین		اینفراکامبرین	کاتانگهی	
		پروتروزویک	کارلین	
		ارکئوزویک		

شکل ۲-۲- تاریخچه تکامل ساختاری زاگرس

### ۱-۲- زیرپهنه‌ها ساختاری زاگرس:

تقسیم‌بندی‌های متعددی در مورد کمربند رورانده چین‌خورده زاگرس صورت گرفته است. بربریان (۱۹۹۵) براساس شواهد مورفوتکتونیک، نوع تغییر شکل‌ها، داده‌ها و شواهد زمین‌شناختی-زمین‌ساختی زیرسطحی و لرزه‌خیزی ناحیه‌ای، زاگرس را از شمال خاوری به جنوب باختری به ۵ پهنه ریخت‌زمین‌ساختی تقسیم نمود (شکل ۲-۳). هر کدام از این واحدها دارای چین‌خوردگی، تراست، فرسایش و رسوبگذاری متفاوت هستند. فشارش و بالا آمدگی در ۵ پهنه موازی با روند غسل اصلی و جوان زاگرس (MRF) دیده می‌شود. واحدها مختلف شامل:

۱\_ نوار زاگرس مرتفع<sup>۱</sup>

۲\_ نوار چین خورده ساده<sup>۲</sup>

۳\_ پیش ژرفای زاگرس

۴\_ دشت ساحلی زاگرس<sup>۳</sup>

۵\_ سرزمین‌های بین‌النهرین خلیج فارس<sup>۴</sup>

به طور کلی ضخامت پوسته، توپوگرافی، شدت تغییر شکل، دامنه چین‌ها، میزان جابه‌جایی گسل-های معکوس و فعالیت مجدد گسل‌ها در امتداد چین‌های جدایشی و سن رسوبات از زاگرس مرتفع به سمت پیش ژرفای زاگرس کاهش می‌یابد. این واحدها توسط گسل‌های تراستی و ناپیوستگی‌های عمیق از هم جدا می‌شوند. این مرزها عبارتند از:

۱\_ گسل اصلی و معکوس زاگرس (MZRF) و گسل اصلی و جوان (MRF)

۲\_ گسل زاگرس مرتفع<sup>۵</sup> (HZF)

۳\_ گسل پیشانی کوهستان (MFF)

۴\_ گسل فروافتادگی دزفول (DEF)

۵\_ گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF)

---

<sup>۱</sup> High Zagros Thrust Belt

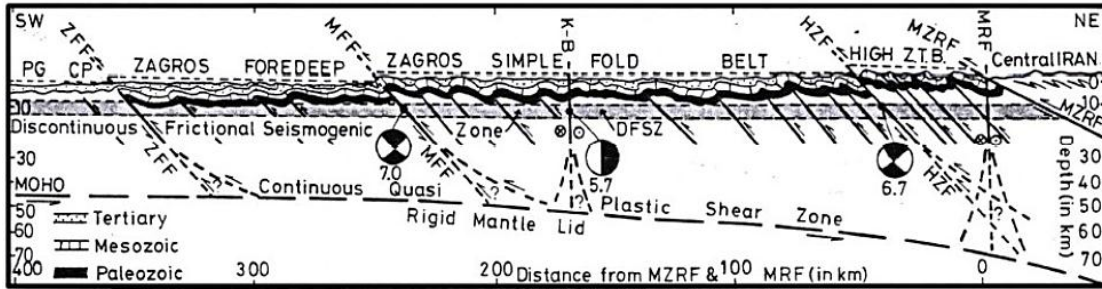
<sup>۲</sup> Simple Folded Belt

<sup>۳</sup> Zagros Coastal Plain

<sup>۴</sup> Persian Gulf-Mesopotamian lowland

<sup>۵</sup> High zagros





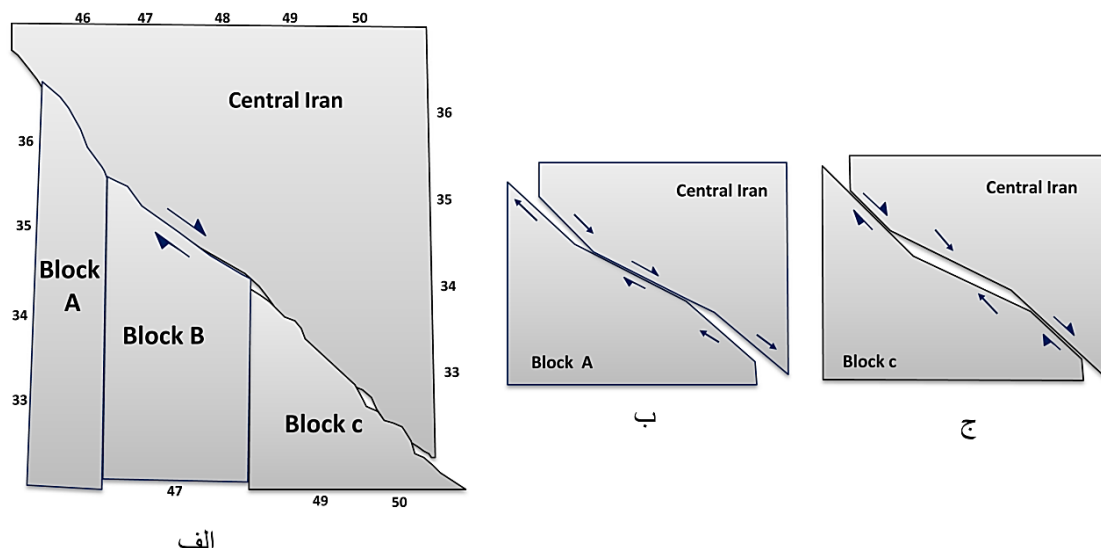
شکل ۲-۳- برش عرضی از کوهزاد زاگرس همراه با واحدهای ریختزمین ساختی و گسل‌های پی سنگی (بربریان ۱۹۹۵). گسل اصلی و جوان زاگرس MRF، گسل اصلی و معکوس زاگرس MZRF، گسل زاگرس مرتفع HZF، گسل کازرون-برازجان K-B، گسل پیشانی کوهستان MFF، گسل فرو افتادگی زاگرس ZFF، دشت ساحلی CP، خلیج فارس PG.

براساس تقسیم‌بندی حوضه‌های ساختاری بربریان (۱۹۹۵)، منطقه مورد مطالعه بخشی از حوضه زاگرس مرتفع می‌باشد. بنابراین در ادامه به تشریح این بخش پرداخته می‌شود.

### ۲-۱-۱- نوار راندگی زاگرس مرتفع (High Zagros Thrust Belt)

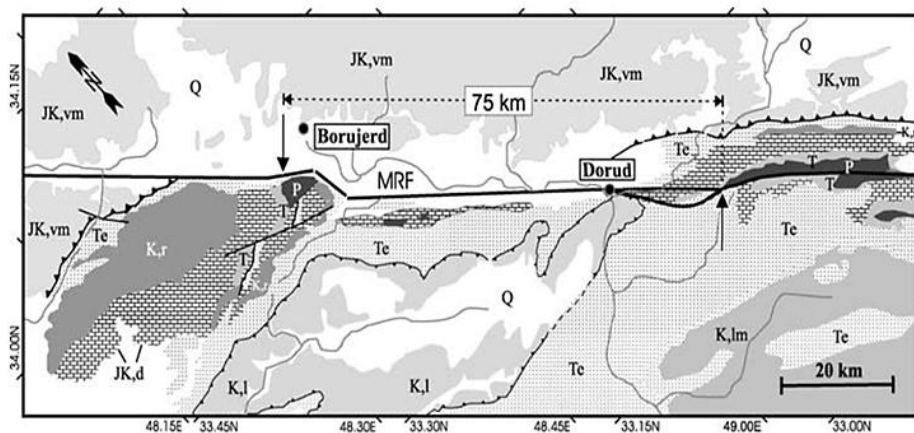
زاگرس مرتفع یک کمربند تراستی باریک به عرض ۸۰ کیلومتر و با روند NW-SE بین دو گسل MRF و MZRF در شمال و HZF در جنوب غرب واقع شده است و با ارتفاع ۴۰۰۰ متر دارای بالاترین نرخ بالا آمدگی و توپوگرافی می‌باشد. از ویژگی‌های این بخش می‌توان به تاقدیس‌های بزرگ که عمدتاً از رسوبات کرتاسه-ژوراسیک با هسته‌ای از رسوبات پالئوزوئیک تشکیل شده‌اند، اشاره نمود. مرز شمالی کمربند زاگرس مرتفع، راندگی اصلی زاگرس می‌باشد. مطالعات برو و ریکو (۱۹۷۱) نشان می‌دهد که راندگی اصلی زاگرس یک شکستگی نیست، بلکه در حقیقت دو گسل راندگی اصلی است که گاه باهم موازی بوده و گاه بر هم منطبق شده ولی گاهی نیز به طور قابل ملاحظه‌ای از یکدیگر دور می‌شوند. این دو گسل از نظر پیدایش تا حدی با یکدیگر متفاوت هستند. گسل قدیمی‌تر که در جنوب باختری قرار دارد، یک گسل معکوس کم شیب است که حد جنوب باختری ایران مرکزی و زاگرس را مشخص می‌نماید. گسل جوان‌تر شیبی به سمت شمال خاور دارد و یک گسل معکوس با زاویه نزدیک به قائم با مولفه راستگرد است. اندازه‌گیری‌های GPS و مشاهدات ژئومورفیک صحرائی و داده‌های لرزه‌ای بدست آمده توقف فعالیت گسل معکوس زاگرس نشان را می‌دهد (1981)

Berberian, 2002, Tatar, 2003, Yamini-Fard et al, 2003, Yamini-Fard et al, 2006). گسل اصلی و جوان زاگرس اولین با توسط ولمن در سال ۱۹۹۶ با استفاده از سیمای حوضه رودخانه معرفی شد و بعداً توسط چالنگو و برو ۱۹۷۴ با جزئیات بیشتر توضیح داده شد. چالنگو این بخش را به نام گسل اصلی عهدحاضر نامید. این گسل زون باریکی از قطعات گسلی منفرد و مجزا است که و به طور عمومی با مولفه امتدادلغز راستگرد، بخش همگرایی مورب اوراسیا-عربی را ایجاد می‌کند. قطعات گسل اصلی و جوان زاگرس شامل گسل دورود، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر می‌باشد. روند این سیستم گسله از شمال باختری به طرف جنوب خاوری تغییر می‌کند به طوری که در بخش شمال باختری در نزدیکی مریوان با امتداد  $330^{\circ}$ ، در بخش مرکزی  $300^{\circ}$ ، و در جنوب خاوری (دورود)  $315^{\circ}$  دیده می‌شود. این گسل به طور کلی از سه بلوک مجزا با روندهای بیان شده تشکیل شده است که داشتن یک بردار لغزش واحد برای بخش‌های مختلف این گسل سبب ایجاد حوضه‌های کششی محلی شده است به طوری که در ناحیه مریوان و دورود حوضه‌های تراکشی دیده می‌شود (شکل ۲-۴).



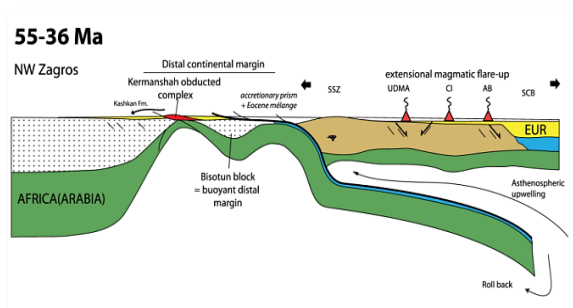
شکل ۲-۴- تغییر روند گسل اصلی و جوان زاگرس. الف) بخش شمال خاوری در نزدیکی مریوان  $330^{\circ}$ ، بخش میانی در نزدیکی صحنه  $300^{\circ}$  و بخش جنوب خاوری در نزدیکی دورود  $315^{\circ}$ . ب و ج) یک بردار واحد برای بخش های مختلف باعث ایجاد حوضه های کششی و فشارشی به صورت محلی شده است. (برگرفته از Talebian & Jackson, 2002).

بر اساس شواهد زمین‌شناسی و الگوی حوضه رودخانه، میزان جابه‌جایی در طول گسل اصلی و جوان زاگرس در ناحیه شمال باختری ۵۲ کیلومتر، در بخش مرکزی ۵۰ کیلومتر و در جنوب خاوری ۵۵ کیلومتر می‌باشد؛ که با در نظر گرفتن شروع لغزش از پلیوسن، در مجموع نرخ لغزش افقی بیش از ۱۰-۱۷ میلی‌متر در سال، با نرخ لغزش قائم از ۰.۱ تا ۰.۲ میلی‌متر در سال برآورد شده است. این میزان جابه‌جایی در دشت سیلاخور ۷۵ کیلومتر تخمین زده شد (شکل ۲-۵) (Talebian & Jackson, 2002). برپریان جابه‌جایی ۱۰ تا ۶۰ کیلومتری برای قطعه نهانود و دورود در نظر گرفتند که اگر این لغزش در زمان پلیوسن آغاز شده باشد در نتیجه به طور متوسط ۴۰ میلی‌متر در سال حرکت داشته است. یافته‌های حاصل از مطالعات و اندازه‌گیری با GPS نرخ لغزش در طول گسل اصلی و جوان زاگرس را ۲ میلی‌متر در سال نشان می‌دهد (Vernant, et al., 2004; Walpersdorf et al., 2006). میزان جابه‌جایی بدست آمده از شواهد زمین‌شناسی و داده‌های GPS با هم مغایرت اساسی دارند که دلایلی مختلفی را می‌توان برای این اختلاف ذکر نمود. از جمله: ۱- سن شروع لغزش امتدادلغز گسل اصلی و جوان زاگرس پیش از پلیوسن باشد. ۲- آهنگ حرکت در امتداد این گسل در گذشته بیشتر بوده باشد. ۳- ماهیت دگرشکلی زمین‌شناختی که یک فرآیند کلی است و نتوان با دگرشکلی اندازه‌گیری شده توسط GPS که در یک مقطع کوتاه انجام می‌شود مقایسه نمود.

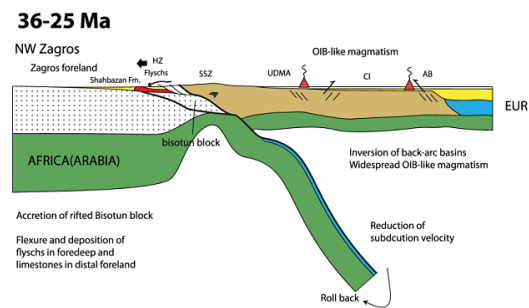


شکل ۲-۵) جابه‌جایی افقی و راستگرد واحدهای سنگی در محدوده گسل دورود برگرفته از (Talebian & Jackson, 2002)

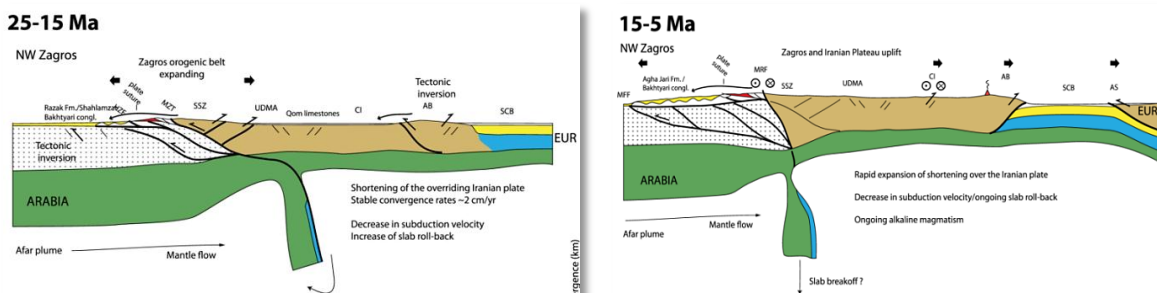
تکوین زاگرس و آغاز بسته شدن نئوتتیس در راستای تقریباً عمود بر روند زاگرس مرتفع به کرتاسه پسین و زمان برخورد صفحه عربستان را به ایران مرکزی حدود ۳۵ تا ۱۰ میلیون سال پیش (الیگومیوسن) می‌دانند. جهت حرکت صفحه عربستان از ۱۹ میلیون سال پیش تا کنون به سمت ایران مرکزی تغییر چندانی نکرده است (Mc auarrie et al, 2006). تغییر رژیم زمین‌ساختی حاکم از شرایط راندگی تا آغاز فعالیت گسل عهد حاضر زاگرس به عنوان گسل امتدادلغز و توقف فعالیت گسل اصلی و معکوس زاگرس مربوط به حادثه‌ای است که به آن سازماندهی دوباره حرکت صفحه عربی نسبت به اوراسیا گفته می‌شود که در ۳ تا ۷ میلیون سال پیش رخ داده است (شکل ۲-۶). این سازماندهی در اثر شکسته شدن و رها شدن تختال سنگ کره فرورونده عربستان در زیر ایران می‌باشد (Authemayau et al, 2006). در مطالعاتی که توسط طالبیان و جکسون (2004) انجام شده است، گسل اصلی و جوان زاگرس را محصول فرایند تسهیم کرنش می‌دانند. در این مدل بردار همگرایی مورب صفحه عربستان به سمت ایران مرکزی به دو مولفه، یکی موازی کمربند چین خورده -رانده و دیگری عمود بر آن تقسیم می‌شود. که در این صورت گسل عهد حاضر در پاسخ به مولفه امتدادلغز و گسل‌های راندگی و چین‌های فعال در واکنش به مولفه عمودی شکل گرفته است.



در ۵۵-۳۶ میلیون سال پیش فرورانش اقیانوس نئوتتیس همراه با عقب نشینی و فوران آتشفشان در پلیت ایران.



در ۳۶-۲۵ میلیون سال پیش شناوری منفی پوسته فرورونده سبب تداوم عقب نشینی در پلیت عربی می‌شود.



در ۵-۱۵ میلیون سال پیش توپوگرافی و دگرشکلی به سمت زاگرس و البرز و کپه داغ گسترش می‌یابد. در این زمان MRF در پاسخ به شکسته شدن ورقه تختال درونی در بخش NW زاگرس تشکیل می‌شود.

شکل ۲-۶- مراحل مختلف زون فرورانش زاگرس طی زمان و تشکیل گسل اصلی و جوان زاگرس. (برگرفته از Mouthereau et al, 2012). زون سنندج- سیرجان (SSZ)، کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA)، ایران مرکزی (CI)، البرز (AB)، جنوب دریای خزر (SCB)، زاگرس مرتفع (HZ)، تراست اصلی زاگرس (MZT)، گسل اصلی و جوان زاگرس (MRF).

### ۲-۱-۲- کمربند چین خورده ساده

کمربند چین خورده زاگرس از شمال شرق توسط گسل زاگرس مرتفع (HZF) و از جنوب غرب توسط گسل پیشانی کوهستان محدود شده است. این عرض به طور متوسط حدود ۲۵۰ کیلومتر به سمت جنوب شرقی و ۱۲۰ کیلومتر به شمال غربی و ۱۳۷۵ کیلومتر طول دارد. این بخش شامل تاقدیس‌های جعبه‌ای است؛ که پلوم‌های نمکی در آنها نفوذ کرده است. چینه‌های کامبرین - میوسن کاملاً چین خورده (چین‌های باز) است و رسوبات تبخیری گچساران و نمک‌های هرمز چین‌های جدایشی را در بخش‌های پایینی رسوبات فانروزوییک ایجاد نموده‌اند.

### ۳-۱-۲- پیش ژرفای زاگرس

پیش ژرفای زاگرس در شمال شرق توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) و در جنوب غرب با گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) محدود می‌شود و شامل دشت آبرفتی شمال شرق خلیج فارس

می باشد. این بخش متشکل از چین‌های کشیده متقارن و مناطق کوهستانی صعب‌العبور از رسوبات گروه فارس هستند.

#### ۲-۱-۴- دشت ساحلی زاگرس

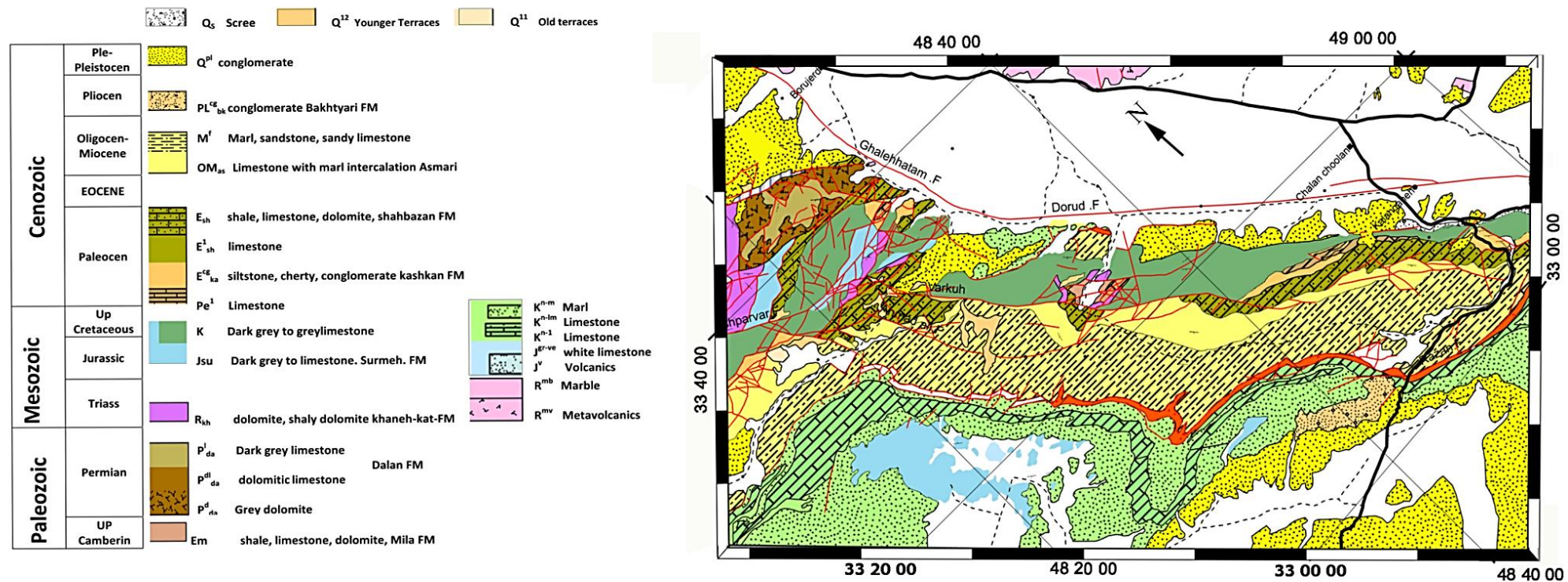
دشت ساحلی سیمایی باریک و محدود است که در شمال به وسیله گسل فرو افتادگی زاگرس و در جنوب توسط خلیج فارس و لبه جنوبی چین‌های زاگرس محدود شده است. این دشت با شییبی بین ۱ تا ۵ درجه بین اهواز و خرمشهر در نزدیکی مرز عراق قرار گرفته است.

#### ۲-۱-۵- سرزمین‌های بین‌النهرین - خلیج فارس

این واحد ریخت‌زمین‌ساختی در جنوب و جنوب باختری دشت ساحلی زاگرس واقع است که تا حدودی توسط خلیج فارس پوشیده شده است. این بخش با مساحتی حدود ۲۲۶۰۰۰ کیلومتر یک دریای کم عمق حاشیه قاره‌ای با منشا تکتونیکی (فورلند) را پوشش می‌دهد.

#### ۳- چینه شناسی:

براساس مطالعات پیشین، مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۷۰) و همچنین مشاهدات صحرایی توالی از چینه‌های پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک در منطقه قابل مشاهده می‌باشد. قدیمی‌ترین واحدسنگی به سن پرکامبرین و جوان‌ترین واحد شامل نهشته‌های کواترنری می‌باشد. واحد مزوزوییک شامل آهک‌های کرتاسه-ژوراسیک و واحدهای سنوزوییک شامل سازندهای کشکان، شهبازان، آسماری و کنگلومرای پلیوسن می‌باشد (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۷۰).

### ۳-۱- واحدهای مزوزوییک:

در منطقه مورد مطالعه سازندهای فهلپیان و داریان و سروک با علامت K بر روی نقشه زمین شناسی منطقه آورده شده‌اند. سازند فهلپیان شامل آهک‌های خاکستری تیره که به طور تدریجی و همشیب به سازند داریان تبدیل می‌گردد. سازند داریان از آهک‌های خاکستری رنگ تشکیل شده است. جدایش واحدهای سازند داریان و فهلپیان تنها براساس شواهد فسیلی میسر است (شکل ۲-۸). بر روی سازند سروک ضخامتی از شیل و مارن خاکستری قرار می‌گیرد که قابل مقایسه با سازند گورپی می‌باشد.



شکل ۲-۸- تناوب آهک و مارن کرتاسه (دید عکس به سمت جنوب غرب)

### ۳-۲- واحدهای سنوزوییک:

واحدهای سنوزوییک شامل سازند کشکان، شهبازان، آسماری و کنگلومرای پلیوسن می‌باشد.

#### سازند کشکان (پالئوسن - ائوسن):

نام این سازند از رودخانه کشکان گرفته شده‌است. گسترش جغرافیایی آن محدود به لرستان می‌باشد و برش الگوی آن با ضخامت ۳۷۰ کیلومتری در ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری شمال خاوری پلدختر قرار دارد. این واحد به دلیل داشتن رنگ قرمز و رخساره آواری در منطقه شاخص است و به طور معمول شامل سیلت، ماسه‌سنگ و کنگلومرا با قلوه‌های رادیولاریت به ویژه چرت فراوان است که به سمت بالا درشت می‌شوند (آقنابتی ۱۳۸۳). بیشترین ضخامت این واحد در پشته پایین و در مسیر جاده درود - خرم‌آباد و کمترین ضخامت آن در عزیزآباد می‌باشد. قطعات آن از ابعاد یک تا ده سانتی متر تشکیل



شده و به ندرت عناصر بزرگ بیست سانتی متری در آن دیده می شود. عناصر نیمه گردشده تا گرد شده و عمدتاً از چرت و رادیولر و کمی عناصر آهکی کرتاسه در زمینه ماسه‌ای با سیمان آهکی تشکیل شده است (شکل ۲-۹).



الف



ب

شکل ۲-۹- رخنمون سازند کشکان در نزدیکی پلیس راه درود - بروجرد. الف) دید به سمت شمال غرب. ب) شمال شرق

### سازند شهبازان (اٲوسن میانی - بالایی):

نام این سازند از روستای شهبازان (در کنار راه آهن اندیمشک - درود) گرفته شده است. برش الگو آن در تنگ دو و شامل ۳۳۳.۸ متر دولومیت و آهک دولومیتی با رنگ هوازده سفید تا قهوه‌ای با سیمای ضخیم لایه است (آقانباتی ۱۳۸۳). در منطقه مورد مطالعه با ضخامت متغیر ۱۰۰-۶۰۰ متر از ورکوه به طرف شمال باختر و نواحی آبسرده بیشتر دارای رخساره کم عمق با سنگهای آهکی، آهکی دولومیتی خاکستری، قهوه‌ای با لایه بندی منظم قرار گرفته است (شکل ۲-۱۰).



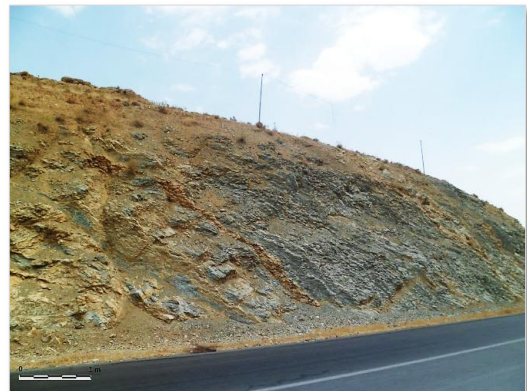
شکل ۲-۱۰- رخنمون آهک شهبازان در نزدیکی روستای مله سرخ (دید عکس به سمت شمال غرب)

### سازند آسماری:

سازند آهکی جوان‌ترین سنگ مخزن پهنه زاگرس است و به همین دلیل مطالعات گسترده‌ای بر روی خواص سنگ چینه‌ای این سازند انجام شده است. نام این سازند از کوه آسماری اقتباس شده و برش الگو آن در تنگ گل‌ترش همین کوه اندازه‌گیری شده است. سازند آسماری با ۳۱۴ متر ستبرا شامل سنگ آهک‌های مقاوم، کرم تا قهوه‌ای رنگ و دارای فسیل دوکفه‌ای و خارپوستان با ریخت‌شناسی کوه ساز است که کمی میان لایه‌های شیلی دارد و به داشتن درزه فراوان شاخص است. در لرستان، از نگاه زیست چینه‌ای این سازند به سه واحد آسماری پایین به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین (آکی تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تقسیم می‌شود (آقنابتی ۱۳۸۳). سازند آسماری با حالت صخره ساز خود با ضخامت متغیر از ۵۰ تا ۴۰۰ متر در سری رسوبات ترشیری به خوبی از سایر نهشته‌ها قابل تفکیک بوده و به گونه‌ای واضح ارتفاعات کوه شاه‌نشین را در بر می‌گیرد و در جنوب بروجرد به سمت غرب در نواحی آبسرده رخنمون دارد (شکل ۲-۱۱).



ب



الف

شکل ۲-۱۱- الف) رخنمون آهک‌های آسماری (دید عکس به سمت شمال شرق). ب) فسیل دوکفه‌ای در آهک آسماری (نزدیک روستای آبسرده)

### کنگلومرالهای پلیوسن:

در باختر بروجرد و شمال کوه شاه‌نشین و ورکوه کنگلومرالهای دیده می‌شود که از نظر سنی به پلیو-پلیوستوسن نسبت داده شده‌اند. کنگلومرای ناهمگن با سخت‌شدگی و جورشدگی ضعیف ابعاد عناصر از یک سانتی‌متر تا چهل سانتی‌متر و گاه عناصر درشت هم در آن دیده می‌شود، شیب لایه‌ها کم و بیشترین آن ده درجه و دارای لایه‌های مارنی بصورت میان لایه‌ای و گاه عناصر کنگلومرای بختیاری در آن دیده می‌شود ( شکل ۲-۱۲).



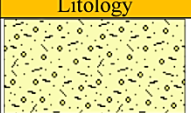
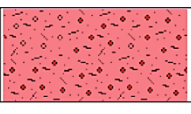
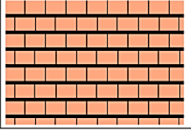



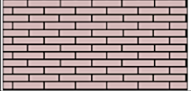
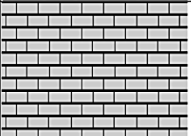
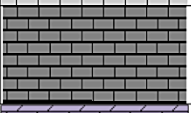
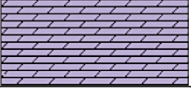
ب



الف

شکل ۲-۱۲- الف- رخنمون کنگلومرای پلیوسن در جاده ملایر -بروجرد ( دید به سمت شرق). ب) نمایی از اندازه قطعات کنگلومرا.

ستون چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته، در منطقه مورد مطالعه، در شکل ۲-۱۳ آورده شده است. واحدهایی که از آنها داده‌های ساختاری برداشت شده با فلش زرد رنگ مشخص شده‌است.

Period	Epoch	Formation	Litology	Description
Cenozoic	Pliocene			Conglomerate
		Bakhtyari		Red Conglomerate
	Miocene	Asmary		Limestone with marl intercalation
	Oligocene			
	Eocene			
	Paleocene	Shahbazan		Shale, limestone, dolomite
Kashkan			Conglomerate, siltstone, cherty	
Mesozoic	Cretaceous	K		Dark grey to greylimestone
		Jurassic	Surmeh	
	Triass	Khaneh-kat		Dolomite, shaly dolomite
Paleozoic	Permian	Dalan		Dark grey limestone, dolomite limestone
	UP Cambrian	Mila		Shale, limestone, dolomite

شکل ۲-۱۳- ستون چینہ شناسی واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه. فلش‌ها، نشان دهنده واحدهایی که در آنها داده‌های ساختاری برداشت شده است. (بدون مقیاس)



منظور از تحلیل دینامیکی، مشخص کردن جهت تنش‌های موثر در شکل‌گیری و زایش ساختارهای زمین‌ساختی است.

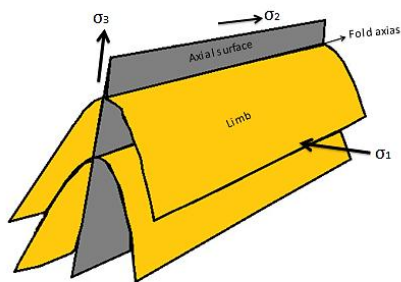
تحلیل تنش و تهیه نقشه‌های آن در کنار روش‌های دیگر مانند پالئومغناطیس ابزار مناسبی برای درک تحول ژئودینامیک در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی می‌باشد. برای این کار در ۳۰ سال گذشته تحولات مهمی صورت گرفته و روش‌های مختلفی ارائه شده‌است از جمله: روش‌های زمین‌ساختی، روش‌های زمین فیزیکی، روش‌های دستگامی.

### ۳-۱- روش‌های زمین‌ساختی تعیین تنش:

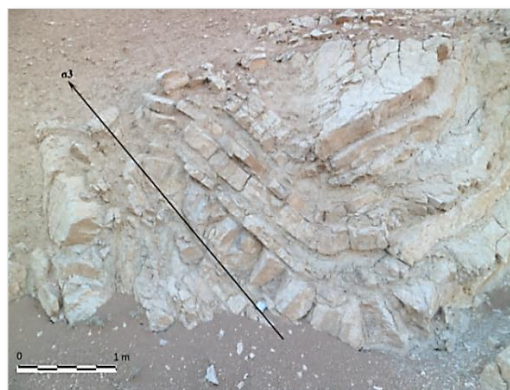
روش‌های زمین‌ساختی تعیین تنش، شامل استفاده از ساختارهای زمین‌شناسی گوناگون مانند چین‌ها، شکستگی‌ها، استیلولیت‌ها و گسل‌ها می‌باشد. با استفاده از این ساختارها می‌توان جهت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  را تعیین نمود.

#### ۳-۱-۱- چین‌ها:

با بررسی چین‌ها و ساختارهای همراه با آنها می‌توان به شواهد خوبی از جهت و شدت نسبی نیروهای زمین‌ساختی بوجود آورنده آنها، در زمان شکل‌گیری و طی دوره تکامل‌شان به دست آورد. در چین‌های خمشی خط عمود بر محور چین نشان دهنده محور فشردگی ( $\sigma_1$ ) و محور  $\sigma_2$  منطبق بر محور چین می‌باشد (شکل ۳-۱). به دلیل شکل‌گیری این ساختارها تحت دگرشکلی پیشرونده نمی‌توان با استفاده از آنها محورهای تنش مربوط به یک بازه زمانی را مشخص نمود (Davis & Reynolds, 1993).



ب

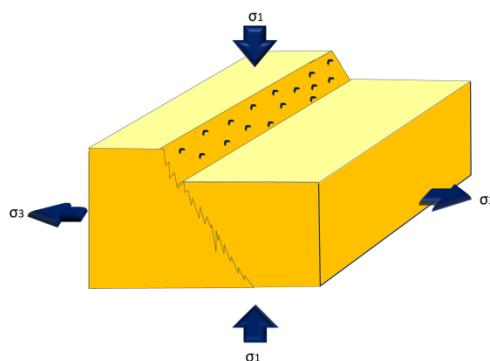


الف

شکل ۳-۱-الف- نمایی از چین‌خوردگی در واحدهای شهبازان. ب- شکل نمادین از موقعیت محورهای اصلی تنش نسبت به عناصر چین

### ۳-۱-۲- استیلولیت‌ها:

انفصال سنگ را که توسط دو سطح نامنظم به وسیله قشر نازکی از رس، زغال، کلسیت یا مواد دیگر پر شده باشد، استیلولیت یا درزه استیلولیتی گویند. در طبیعت سطوح گسل به صورت کاملاً صاف یافت نمی‌شوند. وجود بی‌نظمی در سطح گسل باعث ایجاد ساختارهای مرتبط با فشارش (استیلولیت‌ها) و کششی خواهد شد. آرایش این گونه ساختارها نسبت به هندسه گسل اطلاعات با ارزشی در مورد جهت لغزش گسل ارائه می‌دهند. در مورد علت تشکیل این درزه‌ها و ارتباط آنها با ساختارها و فرآیندهای زمین‌شناسی فرضیه‌های فراوانی مانند منشأ آلی، فرسایش، منشأ تکتونیکی و ... توسط محققین عنوان شده است. در واقع ایجاد و شکل‌گیری این درزه‌ها در ارتباط مستقیم با نیرو-های عمل‌کننده بر توده سنگ است، لذا در صورت در نظر گرفتن منشأ تکتونیکی، این ساختارها در اثر انحلال فشاری ایجاد می‌شوند. برای تعیین جهت لغزش گسل استیلولیت‌ها در مقایسه با ساختارهای کششی از درجه اعتبار بالاتری برخوردار هستند. راس این دندان‌ها جهت  $\sigma_1$  را نشان می‌دهد (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲- شکل نمادین از ارتباط استیلولیت‌ها و گسلش.

### ۳-۱-۳- شکستگی‌ها:

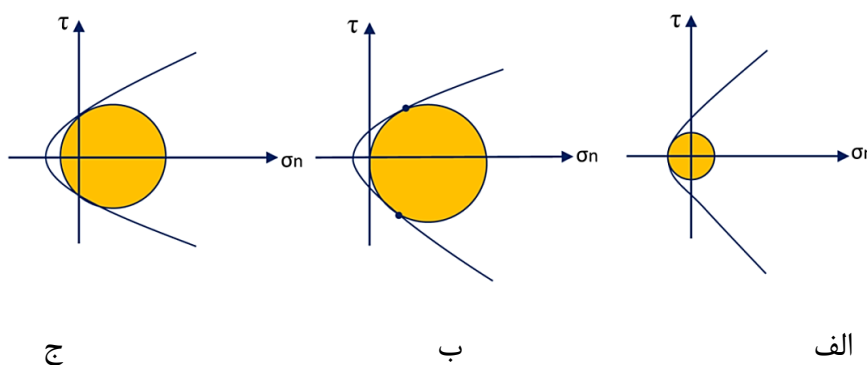
شکستگی‌ها، ساختارهای حاصل از دگرشکلی شکننده هستند که در بخش بالا و سرد پوسته تشکیل می‌شوند. از نظر اندازه، تغییرات وسیعی از خطواره‌های بزرگ به طول صدها یا هزاران کیلومتر تا درزه‌های بسیار کوچک به طول کسری از یک میلی‌متر، که فقط در مقاطع نازک سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده‌اند، تغییر می‌کنند. بررسی ماهیت این شکستگی‌ها و ارتباط آنها با تنش‌های ایجاد کننده، به منظور درک فعالیت‌های زمین‌ساختی، مهم و اساسی خواهد بود. براساس وضعیت تنش‌های اصلی و سازوکار دینامیکی، شکستگی‌ها به انواع کششی، برشی و کششی-برشی تقسیم می‌شوند. معیارهای گسیختگی را می‌توان با استفاده از منحنی پوش موهر رسم شده در دایره موهر معرفی نمود و میدانی که در آن سنگ پایدار باقی می‌ماند را از میدانی که به واسطه لغزش بر روی یک سطح از قبل موجود گسیخته یا دگرشکل می‌شود، جدا نمود. یکی از معیارهای گسیختگی که به طور گسترده شناخته شده و بکار می‌رود، معیار گسیختگی موهر-کلمب است که با معادله زیر نمایش داده می‌شود:

$$\tau = C + \mu\sigma_n \quad (۱-۳)$$

در این معادله  $\tau$  تنش برشی،  $C$  چسبندگی،  $\mu$  ضریب اصطحاک داخلی و  $\sigma_n$  تنش عمودی می‌باشد. براساس این معادله معیار موهر-کلمب خط راستی است که شیب آن  $\mu$  و عرض از مبدا مقدار  $C$  یا چسبندگی است. اگر دایره موهر در زیر پوش قرار گیرد و با آن برخورد نکند، چنین حالتی تنش



پایدار نامیده می‌شود و تحت این شرایط سنگ بر اثر تنش گسیخته نمی‌شود. به محض آن که وضعیت تنش به گونه‌ای شود که دایره موهر معرف وضعیت تنش با پوش مماس شود، سنگ گسیخته می‌شود. وضعیت تنشی که در آن دایره موهر در بالای پوش ادامه پیدا کند غیرممکن است. این تنش ناپایدار است چرا که قبل از رسیدن به چنین وضعیتی از تنش، سنگ گسیخته شده‌است. بررسی پوش گسیختگی موهر- کولمب نشان می‌دهد که سه نوع مختلف شکستگی وجود دارد که هر یک با حالت خاصی از تنش ارتباط دارند. در صورتی که یکی از تنش‌های اصلی کششی باشد و دایره موهر در یک نقطه بر پوش گسیختگی مماس باشد، شکستگی‌های کششی ایجاد می‌شود. در صورتی که تمام تنش‌های اصلی از نوع فشارشی باشند و دایره موهر در دو نقطه بر پوش گسیختگی مماس باشد، شکستگی‌های برشی ایجاد می‌شوند. سومین نوع شکستگی زمانی بوجود می‌آید که دایره موهر در دو نقطه بر پوش مماس باشد و یکی از تنش‌های اصلی کششی باشند. این نوع شکستگی‌ها را شکستگی‌های برشی-هیبریدی می‌نامند (شکل ۳-۳).

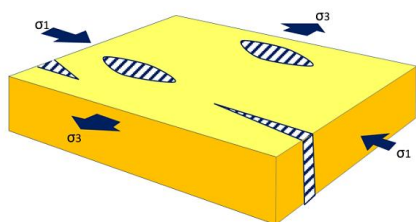


شکل ۳-۳- نمودارهای موهر-کولمب مشخص کننده وضعیت تنش در زمان تشکیل شکستگی. الف) وضعیت تنش در جریان تشکیل یک شکستگی کششی، ب) وضعیت تنش در جریان تشکیل یک شکستگی برشی، ج) وضعیت تنش در جریان تشکیل یک شکستگی برشی دوگانه. ( Marshak & Stephen, 1988 ).

### ۳-۱-۳-۱- شکستگی‌های کششی:

شکستگی‌های کششی و برشی براساس حرکت نسبی دو دیواره شکسته شده، قابل تشخیص هستند. در شکستگی‌های کششی حرکت نسبی عمود بر سطح شکستگی است. شواهد صحرائی برای تشخیص این شکستگی‌ها، دیواره خش و نبود خط خش روی سطح شکستگی‌ها می‌باشند. در اکثر

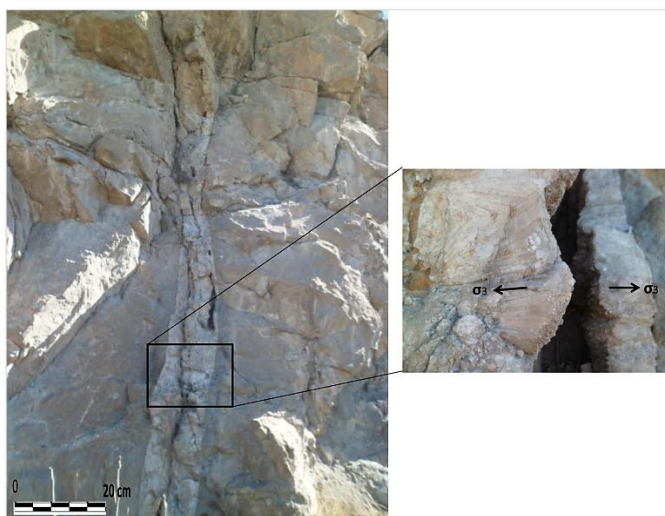
موارد به علت بازشدگی کانی‌های ثانویه مثل کلسیت در بین شکستگی‌ها جایگزین می‌شود. جهت رشد محور بلند این کانی‌ها جهت بیشترین کشیدگی ( $\sigma_3$ ) را نشان می‌دهد (شکل ۳-۴). در شکل ۳-۵ نمونه‌ای از شکستگی‌های کششی مشاهده شده در صحرا آورده شده است. همانطور که دیده می‌شود کانی کلسیت در بین دو دیواره جایگزین شده است.



شکل ۳-۴- شکل نمادین از شکستگی‌های کششی. با گذشت زمان کانی‌های ثانویه در بین این شکستگی جایگزین می‌شوند.



الف

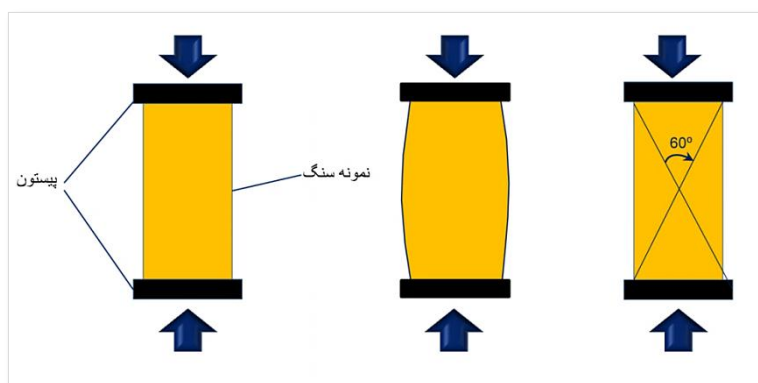


ب

شکل ۳-۵- نمایی از شکستگی‌های کششی مشاهده شده در صحرا. الف) شکستگی کششی در آهک‌های آسماری منطقه آبسرد. ب) منطقه اسدخانی.

### ۳-۱-۴ - شکستگی‌های مزدوج :

اگر مطابق شکل زیر نمونه سنگ همگن تحت فشار قرار بگیرد در مرحله اول جسم دچار تغییر شکل الاستیک می‌شود. با افزایش فشار، دسته شکستگی‌های مزدوج<sup>۱</sup> به طور همزمان و با زاویه حدود ۶۰ درجه تشکیل می‌شوند. اگر بیش از این بر میزان فشار افزوده شود، گسل‌ها شکل می‌گیرند (شکل ۳-۶).

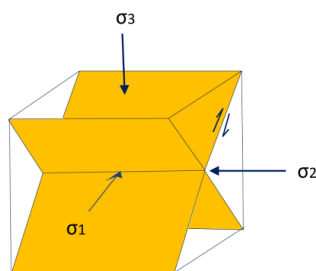


شکل ۳-۶- مراحل تشکیل شکستگی‌های مزدوج

در شکستگی‌های برشی جهت جابه‌جایی موازی با سطح شکستگی می‌باشد، این شکستگی در درون نمونه سنگ زمانی که هر سه محور  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$ ،  $\sigma_3$  فشارشی باشد نسبت به جهت تنش اصلی حداکثر  $\sigma_1$  با زاویه حاده و نسبت به جهت تنش اصلی حداقل  $\sigma_3$  با زاویه منفرجه تشکیل می‌شوند. در این حالت زاویه بین شکستگی‌های برشی زاویه مزدوج خوانده می‌شود (Hancock, 1985). اساس این تفسیر بر نظریه گسلش آندرسون استوار است (Anderson, 1942). براساس این نظریه، در سطح آزاد زمین تنش برشی وجود ندارد، بنابراین یکی از تنش‌های اصلی باید عمود بر سطح زمین اثر کند یعنی همواره یکی از تنش‌های اصلی قائم است. این روش اولین روش ترسیمی ساده جهت برآورد اولیه جهت تنش در عملیات صحرایی است. براساس این مدل، دگرشکلی همه توده‌های سنگی در پوسته شکننده زمین را می‌توان در سه رژیم زمین‌ساختی راست‌الغز، کششی و فشارشی تقسیم کرد. برای

<sup>۱</sup> Conjugat

ترسیم و تعیین جهت تنش، مشخصات فضایی دو صفحه گسلی مزدوج و خش‌لغزهای مربوط به آنها نیاز است. بعد از رسم دو صفحه گسل، محل تلاقی آنها  $\sigma_2$ ، نیمساز زاویه حاده بین دو گسل موقعیت محور  $\sigma_1$  و محور  $\sigma_3$  با فاصله  $90^\circ$  درجه‌ای از  $\sigma_1$  و بر روی صفحه حرکتی قرار گرفته است. اشکال این روش محدودیت در یافتن گسل‌های مزدوج و در نظر نگرفتن پارامتر شکل بیضوی تنش در هنگام گسلش است (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- شکل شماتیک از دو صفحه مزدوج و موقعیت محورهای اصلی تنش.

### ۳-۱-۵- شکستگی‌های پرمانند<sup>۱</sup>:

شکستگی‌های پرمانند شکاف‌های کششی مرتبط با گسل خوردگی می‌باشد که طرفین سطح گسل و با زاویه حاده نسبت به آن تشکیل می‌شوند. جهت زاویه حاده بیانگر جهت حرکت نسبی طبقات می‌باشد. سیماهای متفاوتی در سطح شکستگی‌های پرمانند مشاهده می‌شود که بازگو کننده تاریخ گسترش آنها می‌باشد. این نقش عبارتند از:

الف) خط‌های مستقیم یا منحنی موازی با جهت گسترش درزه که شامل عناصر زیر هستند:

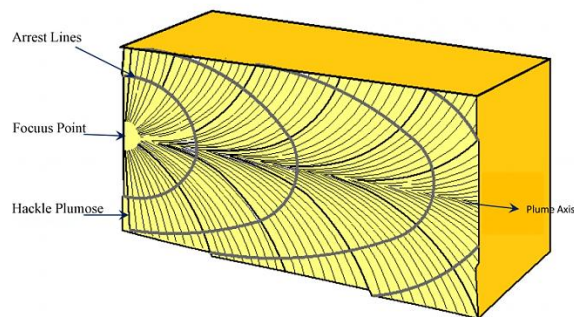
— نقطه منشا یا کانون<sup>۲</sup>: گسترش درزه از این نقطه آغاز می‌شود.

— محور پر<sup>۳</sup>: جبهه پیشروی و سوی کلی گسترش درزه را نشان می‌دهد.

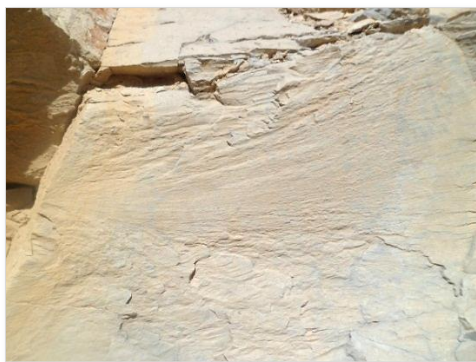
<sup>۱</sup> Plumose Joints or Pinnate  
<sup>۲</sup> Nucleation or Focus Point  
<sup>۳</sup> Plume Axis

– پرها<sup>۱</sup>: خطوط منشعب شده که به صورت متقارن با زاویه ۳۰ تا ۳۵ درجه از محور مرکزی منشعب شده و به تدریج و در نزدیکی حاشیه به حدود ۷۵ درجه می‌رسند.

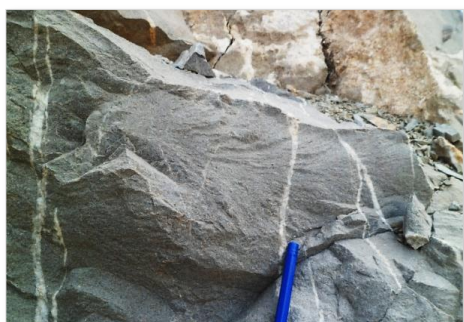
ب) خط‌های منحنی عمود بر جهت گسترش درزه<sup>۲</sup>: این نقش‌ها هنگامی ایجاد می‌شوند که گسترش درزه در مراحل گوناگون و با فاصله زمانی صورت می‌گیرد. در مورد نحوه تشکیل درزه‌ها نظر محققین براساس کارهای آزمایشگاهی و شواهد صحرایی نشان دهنده تشکیل درزه‌ها در جهت عمود بر محور اصلی حداقل ( $\sigma_3$ ) است (Hancock, 1985). بنابراین راستای آنها در جهت محور  $\sigma_1$  می‌باشد (شکل ۳-۸). در شکل ۳-۹ چند نمونه از درزه‌های پرماند مشاهده شده در سنگ آهک آسماری آورده شده‌است.



شکل ۳-۸- شکل نمادین از درزه پرماند همراه با ویژگی‌های سطحی این ساختار (Hodgson, 1961).



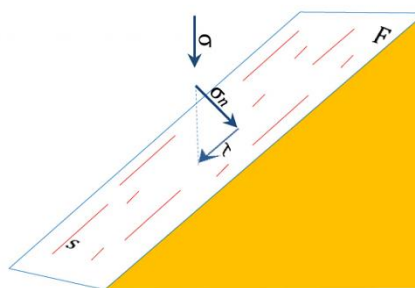
<sup>۱</sup> Hackle Plumoses  
<sup>۲</sup> Arrest Lines or Ribs



شکل ۳-۹- نمایی از درزه‌های پر مانند مشاهده شده در آهک‌های سازند آسماری.

### ۳-۱-۶- گسل‌ها:

به منظور تحلیل تنش دیرین مجموعه گسل‌های خش‌دار کارآمدترین ابزار محسوب می‌شود. چرا که خود شکستگی نشان‌دهنده چیره شدن مولفه تنش به چسبندگی سنگ است و وجود خش و جهت آن نشان‌دهنده غالب شدن تنش برشی بیشینه بر مقاومت برشی است. تعیین جهات اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و طرح لغزش آنها در گسل‌های مزدوج به طور اساسی پس از تئوری آندرسون در سال ۱۹۴۲ شکل گرفت و تا قبل از ۱۹۴۷ بر پایه نظریات وی استوار بود. بعد از او افرادی همچون Angelier, 1978 و Arthaud & Choukroune, 1962 کارهای مهمی در این زمینه انجام دادند. استفاده از صفحه‌های گسلی و خط خش‌های مربوط به آن اطلاعات پایه برای محاسبه تنش هستند. خط خش‌ها بر روی صفحه گسل نشان‌دهنده حرکت نسبی بین فرادیواره و فرودیواره گسل می‌باشند (Doblas, 1998 و Fleuty, 1974). داده‌های لغزش گسلی شامل جهت‌گیری صفحه گسل، جهت‌یابی خط خش و جهت لغزش می‌باشد. دانستن داده‌های لغزش گسلی مربوط به حداقل ۴ گسل به طور مستقیم به محاسبه تانسور تنش کاهش یافته که شامل جهت‌گیری سه محور اصلی  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  و نسبت تنش  $R$  منجر می‌شود (Anglier, 1979 و Careg & Brunier, 1974). در صورتی که  $F$  صفحه برش باشد،  $S$  جهت لغزش فرادیواره نسبت به فرودیواره را نشان می‌دهد. اگر به صفحه  $F$  تنش  $\sigma$  اعمال شود به مولفه‌های تنش نرمال  $\sigma_n$  و تنش برشی  $\tau$  تقسیم می‌شود. (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- صفحه گسل همراه با پارامتر تنش نرمال  $\sigma_n$ ، تنش برشی  $\tau$ ، خش لغزش  $S$ ، تنش  $\sigma$ .

### ۳-۲- نحوه تشخیص سازوکار گسل‌ها:

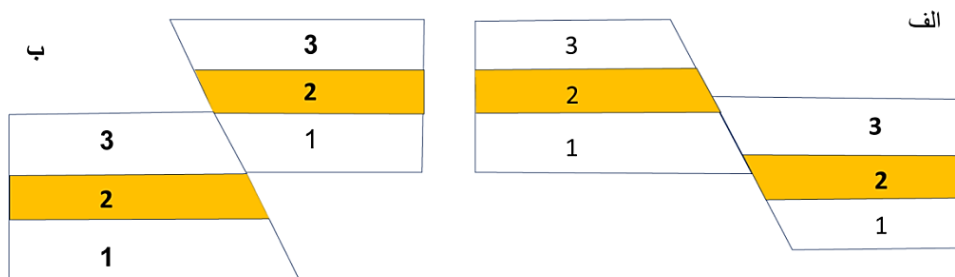
همان‌طور که گفته شد، داده‌های لغزش گسل شامل جهت‌گیری صفحه گسل (جهت شیب/شیب) و جهت‌یابی خط‌خش (آزیموت/پلانژ) همراه با جهت لغزش می‌باشد. اشتباه در برداشت هرکدام از این داده‌ها سبب عدم تعیین دقیق میدان تنش خواهد شد. در این میان اندازه‌گیری موقعیت گسل و خط‌خش آن به سهولت انجام می‌شود. دقت در تشخیص صحیح سازوکار گسل، تعداد راه‌حل‌های تانسور تنش را کاهش می‌دهد، بنابراین جهت لغزش با استفاده از معیارهای معتبر مشخص و در نهایت از گسل‌هایی که هیچ‌گونه تردیدی در تشخیص سازوکار آنها وجود ندارد، جهت تعیین تنش استفاده می‌شود. از جمله این معیارها می‌توان به معیار چینه‌شناسی، ساخت‌های همراه با گسل و ریخت‌شناسی سطح گسل اشاره نمود.

### ۳-۲-۱- جدایش چینه‌شناسی:

بر طبق اصل قرارگیری لایه‌ها<sup>۱</sup>، لایه‌های رسوبی حین ته‌نشست به صورت افقی به ترتیب سن، به گونه‌ای که لایه قدیمی در پایین و لایه جوان در بالای قرار می‌گیرد. در اثر عملکرد گسل لایه‌های رسوبی جابه‌جا می‌شوند و لایه‌ها با سن‌های متفاوت در کنار یکدیگر قرار می‌گیرند. در نتیجه با تعیین سن نسبی لایه‌های اطراف گسل می‌توان به نوع عملکرد گسل پی برد. چنانچه گسل شیب‌لغز باشد و لایه قدیمی در فرادیواره، در کنار لایه جوان در فرودیواره قرار بگیرد، گسل به صورت معکوس و اگر لایه جوان در فرادیواره در کنار لایه قدیمی در فرودیواره قرار بگیرد عملکرد گسل نرمال خواهد بود.

<sup>۱</sup> Superposition

(شکل ۳-۱۱). این جابه‌جایی لایه‌ها و فرسایش‌های بعدی ممکن است باعث گم شدن یا تکرار لایه شود. شکل ۳-۱۲ رخنمون یک گسل نرمال مربوط به منطقه گسلی قلعه حاتم را نشان می‌دهد. جابه‌جایی در طول گسل سبب قرارگیری لایه‌ها با سنین‌های متفاوت در کنار یکدیگر شده است.



شکل ۳-۱۱- جابه‌جایی لایه‌ها در اثر عملکرد گسل الف- گسل نرمال ب (گسل معکوس).



شکل ۳-۱۲- تصویری از گسل نرمال در کنگلومرای پلیوسن در منطقه مورد مطالعه (دید عکس به سمت شرق)

### ۳-۲-۲- ساخت‌های همراه با گسل:

اصطحکاک و تغییر شکل برشی در امتداد گسل باعث خمیده شدن لایه‌ها در مجاورت سطح گسل می‌شود. این خمیدگی، چین‌هایی کشیده‌ای<sup>۱</sup> را در مجاورت سطوح گسلی ایجاد می‌نماید که جهت

<sup>۱</sup> Drag folds



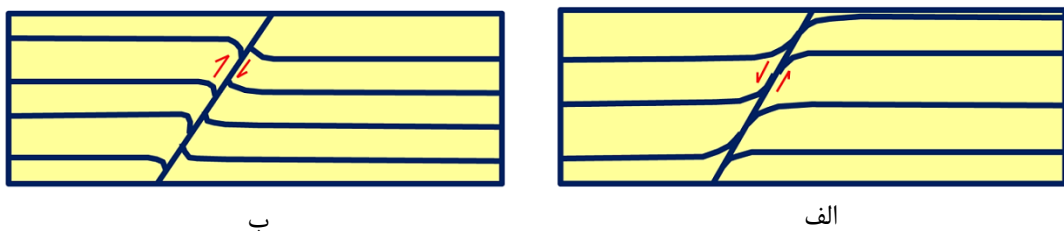
تحدب چین، سوی حرکت گسل را نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۳). این نوع چین‌ها دارای ویژگی‌های زیر هستند:

۱- تصویر سیکلوگرافی خط لولا بر روی سطح گسل منطبق است.

۲- خط لولای چین‌های کشیده بر روی سطح گسل منطبق و نسبت به خط خش با فاصله ۹۰ درجه قرار می‌گیرد.

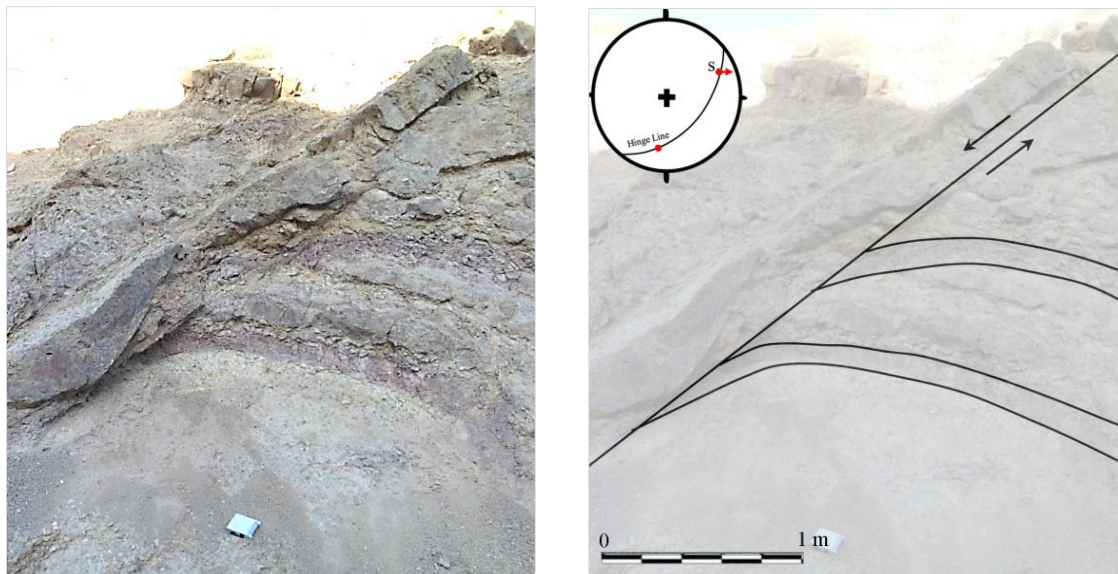
۳- هندسه چین‌خوردگی در مجاورت گسل با قسمت‌های دور از گسل متفاوت می‌باشد.

در شکل ۳-۱۴ دو نمونه از چین‌های کشیده در واحدهای کنگلومرایی کشکان آورده شده است. جهت تحدب چین‌های کشیده حرکت نرمال را برای هر دو گسل نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۴- شکل نمادین از چین‌های کشیده. الف) گسل نرمال. ب) گسل معکوس



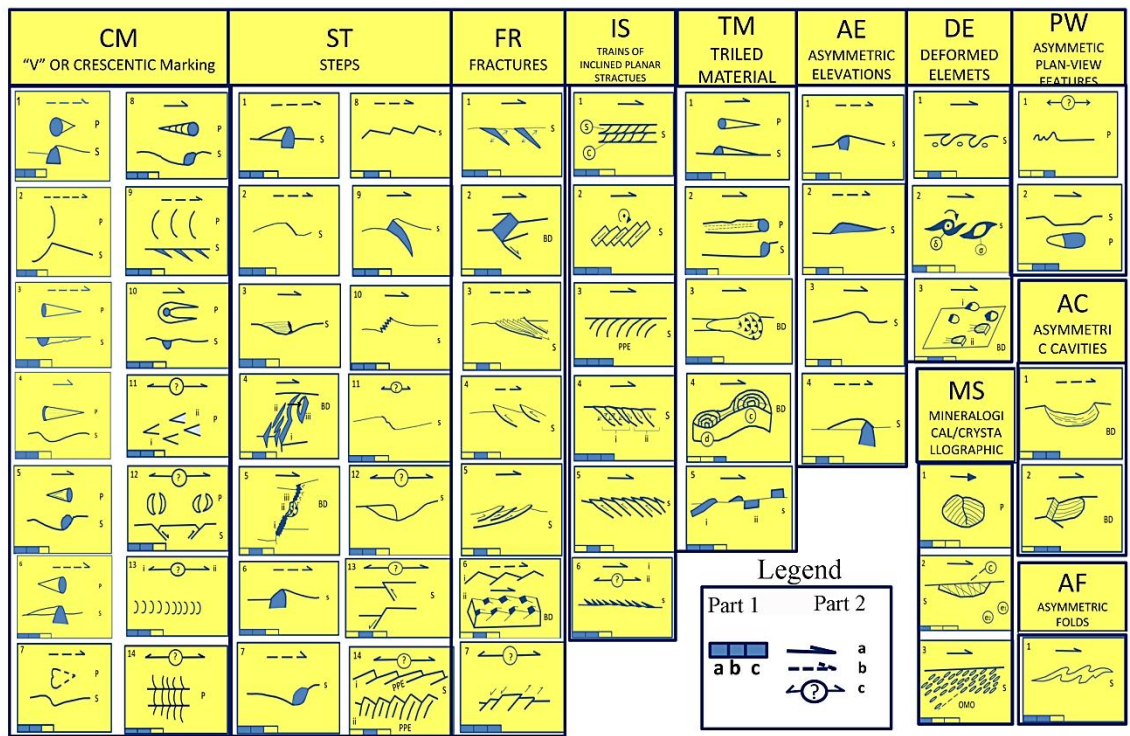


شکل ۳-۱۴- نمایشی از چین‌های کشیده در مجاورت گسل نرمال در واحدهای کنگلومرای سازند کشکان همراه با استریوگرام‌های رسم شده که در آن محل لولای چین و سطح گسل مشخص شده است.

### ۳-۲-۳- شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل:

در سطوح گسلی که نشانه‌های حرکتی وجود نداشته باشد، شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل یکی از ابزارهای کارآمد برای تعیین جهت حرکت گسل می‌باشد. این ساختارهای بر روی سطوح برش همزمان با حرکت دو بلوک گسلی تشکیل می‌شوند و اساساً تحت تأثیر عوامل عمده‌ای از جمله نوع سنگ و رفتار مکانیکی آن قرار دارند. با وجود اینکه معیارهای حرکتی عناصر کلیدی در مطالعات ژئودینامیکی می‌باشد، توصیف ظاهری آنها بندرت انجام شده است. طبقه‌بندی معیارهای حرکتی توسط پتیت و همکاران (1987) پایه‌گذاری شد. همچنین افرادی چون Dzulinski & Kotlarczyk, Elliott, 1976 و Tjia, 1971, Hobbs et al, 1976, 1965 به آنالیز و تحلیل معیارهای حرکتی پرداختند. دابلاس 1998 با توجه به خصوصیات هندسی و مورفولوژی سطح گسل، ۶۱ نشانه حرکتی را شناسایی و در ۱۱ گروه عمده طبقه‌بندی نمود (شکل ۳-۱۵). در این طبقه‌بندی به هر داده درجه اعتباری به صورت خوب A، متوسط B و ضعیف C داده شده است. به طور کلی شاخص‌هایی که به صورت سطحی هستند و ریشه در بلوک مقابل ندارند به دلیل عملکرد عوامل فرسایشی از درجه اعتبار

کمتری برخوردار هستند. ۱۱ گروه شامل: نشانه‌های هلالی<sup>۱</sup>، پله‌ها<sup>۲</sup>، شکستگی‌ها<sup>۳</sup>، ساخت‌ها صفحه‌ای شیبدار<sup>۴</sup>، شیارهای حاصل از فرار مواد<sup>۵</sup>، ارتفاعات نامتقارن<sup>۶</sup>، عناصر دگرشکل شده<sup>۷</sup>، جهت‌گیری کانی-ها و بلورها<sup>۸</sup>، سیماهای نامتقارن صفحه‌ای<sup>۹</sup>، حفره‌های نامتقارن<sup>۱۰</sup> و چین‌های نامتقارن<sup>۱۱</sup> می‌باشد.



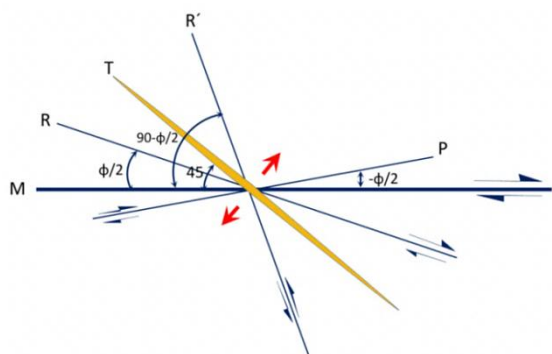
دها a شکل ۳-۱۵- طبقه‌بندی معیارهای حرکتی سطح گسل. در بخش ۱ راهنما، نشانه‌ها در ۳ مقیاس میکروسکوپی، مشخص C و بد b، متوسط a تقسیم می‌شود. در بخش ۲ میزان اعتبار هر داده به صورت خوب C، متری b میلی‌متر (تعیین شده است) (برگرفته از S) و نیم رخ (P)، نقشه (BD) شده است. همچنین دید تصویر به صورت بلوک دیاگرام (Doblas, 1998).

- <sup>۱</sup> Crescentic marking
- <sup>۲</sup> steps
- <sup>۳</sup> Fractures
- <sup>۴</sup> Trains of inclined planar structures
- <sup>۵</sup> Trailed material
- <sup>۶</sup> Asymmetric elevations
- <sup>۷</sup> Deformation elements
- <sup>۸</sup> Mineralogical Crystallographic orientations
- <sup>۹</sup> Asymmetric plan-view features
- <sup>۱۰</sup> Asymmetric cavities
- <sup>۱۱</sup> Asymmetric folds

به طور کلی شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل شامل دو دسته می‌باشند. دسته اول شامل شکستگی‌های مرتبط با شکستگی‌های ثانویه هستند که در بلوک‌های طرفین گسل نفوذ می‌کنند و اثر آنها به صورت خط در سطح لغزش اصلی نمایان می‌شود. دسته دوم محدود به سطح لغزش هستند.

### ۳-۲-۳-۱- ساختارهای مرتبط با شکستگی‌های ثانویه:

بهترین شاخص جهت تعیین لغزش گسل شکستگی‌ها می‌باشند. استفاده از این ساختارها به دلیل نظم هندسی و تاثیر کم عوامل فرسایشی (تداوم این ساختارها در بدنه سنگ مانع از عوامل فرسایشی می‌شود)، نسبت به سایر شاخص‌ها کارآمدتر خواهد بود. اثر این شکستگی‌ها بر خط‌خس عمود است؛ مشروط بر آن که محصول یک فاز گسلش باشند. ساختارهای توصیف شده عمدتاً دارای مجموعه ویژگی‌هایی قابل مشاهده با چشم غیر مسلح و قابل لمس با دست هستند که دارای درجه‌های مختلفی از اطمینان می‌باشد. این ساختارها توسط عوامل متعددی مانند حضور و هندسه درزه‌های از پیش موجود، خواص فیزیکی سنگ و حالات مختلف تنش کنترل می‌شوند. از ویژگی‌های قابل توجه این ساختارها می‌توان به تکرار این ساختارها با همان نوع و زاویه اشاره نمود. از جمله این ساختارها می‌توان به برشی‌های ریدل اشاره کرد. این ساختارها یک شبکه توسعه یافته در طول گسل می‌باشند، که در فاصله کوتاه از گسل اصلی منتشر می‌شود و براساس زاویه و جهت حرکت نسبت به گسل اصلی تفکیک می‌شوند. زاویه این برشی‌ها در سطح گسل اصلی به زاویه اصطکاک داخلی سنگ ( $\phi$ ) بستگی دارد (شکل ۳-۱۶).



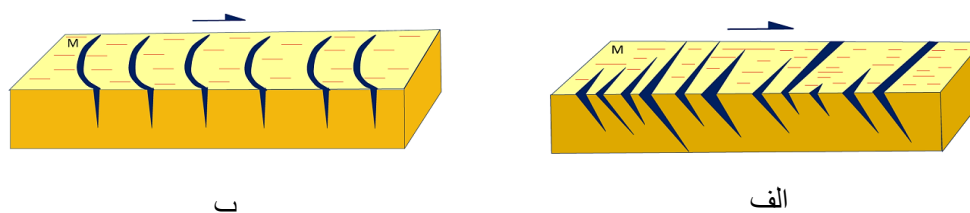
شکل ۳-۱۶ - شکل نمادین از گسل قائم و امتداد لغز (M) و برشی ریدل مرتبط با آن (R, R', P) و شکستگی کششی (T).

این برشی‌ها در سنگ‌هایی با جنس‌های متفاوت تحت زوایای خاصی تشکیل می‌شود. اگرچه در بیشتر مطالعات زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ را متوسط ۳۰ درجه در نظر می‌گیرند اما با توجه به اهمیت مقدار این زاویه در تشخیص نوع شکستگی، جهت تعیین زاویه اصطکاک داخلی سنگ از نتایج آزمایشگاهی مکانیک سنگ بر روی انواع سنگ‌ها استفاده گردید (جدول ۳-۱).

جدول ۳-۱- زاویه اصطکاک داخلی برحسب نوع سنگ (Look, 2007).

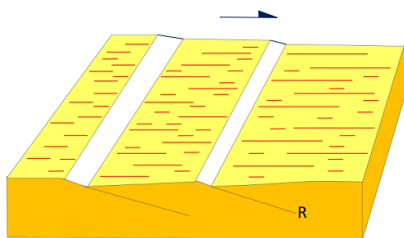
Rock types	Friction angles
Shale	20-27
Sandstone, Siltstone	27-34
Limestone, Conglomerate	34-40

- شکستگی T: اصطلاح شکستگی T برای گروهی از شکستگی‌های کششی کوچک به کار برده می‌شود. در این گروه سطح گسل (M) کاملاً دارای خط‌خس و ساختارهای ثانویه (T) فاقد خط‌خس به صورت بازشدگی هستند، که عمدتاً توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و کوارتز پر می‌شوند. این ساختارها با زاویه‌ای بین ۳۰ تا ۹۰ درجه با سطح گسل در جهت حرکت گسل اصلی تشکیل می‌شوند. نوک زاویه حاده‌ای سطح شکستگی با سطح گسل اصلی (M) جهت حرکت بلوک مقابل را نشان می‌دهد (Hancock & Barka 1987). شکستگی‌های T در مقایسه با سایر برشی‌های ریدل قابل اعتمادتر هستند. این شکستگی‌ها در سطح گسل ممکن است به صورت هلالی دیده شوند؛ که در این حالت زاویه بین شکستگی و سطح گسل  $90^0$  است و تقعر این هلال‌ها جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهند. این نشانه‌های هلالی هرگز به صورت منفرد دیده نمی‌شوند (شکل ۳-۱۷).



شکل ۳-۱۷- بلوک دیاگرامی از تاثیر شکستگی‌های T در سطح گسل اصلی (M). الف) شکستگی‌های کششی با زاویه ۴۵ درجه به سطح می‌رسند. ب) شکستگی‌های هلالی با زاویه ۹۰ درجه به سطح می‌رسند و تقعر آنها جهت حرکت را نشان می‌دهند.

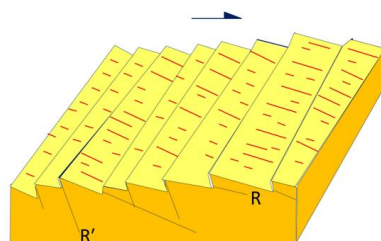
- برشی R: این مجموعه شامل ساختارهای برشی همسو<sup>۱</sup> (هم‌آوا) هستند که تقاطع آنها با سطح گسل تقریباً عمود بر جهت لغزش کلی گسل است و با زاویه حدود  $\Phi/2$  نسبت به سطح گسل، در جهت حرکت گسل اصلی تشکیل می‌شوند. سطوح گسلی دارای این ساختارها شامل خط‌خس‌های فراوان هستند که تقاطع آنها با سطح گسل به صورت تیز و نامنظم است و در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. تکرار این شکستگی‌ها در سطح گسل ظاهری مخطط و پله‌مانند را ایجاد می‌نمایند (شکل ۳-۱۸). اگر به صورت مقعر در سطح ظاهر شوند، تقعر آنها جهت حرکت را نشان می‌دهد. در ماسه سنگ‌ها در مقیاس سانتی‌متر و در سنگ آهک بندرت دیده می‌شوند.



شکل ۳-۱۸- شکل شماتیک از شکستگی‌های R و نحوه تشخیص جهت حرکت.

- برشی R': این دسته شامل برشی‌های ناهمسو<sup>۲</sup> (ناهم‌آوا) هستند که با زاویه  $\Phi/2 - 90^\circ$  به سطح گسل اصلی می‌رسند. جهت حرکت گسل اصلی مخالف گوه R' می‌باشد. در اثر جابه‌جایی در طول این شکستگی‌ها برآمدگی‌هایی در مقابل حرکت بلوک گم شده ایجاد می‌شود؛ که باعث خشن شدن سطح گسل می‌شود. تقاطع دو سطح R و R' پله‌هایی دندان‌دار در جهت حرکت گسل ایجاد می‌نمایند. این ساختارها در مقیاس میکروسکوپی سبب احساس زبری هنگام لمس سطح گسل در جهت خلاف حرکت می‌شود (شکل ۳-۱۹).

<sup>۱</sup> syntetic  
<sup>۲</sup> Antitetic



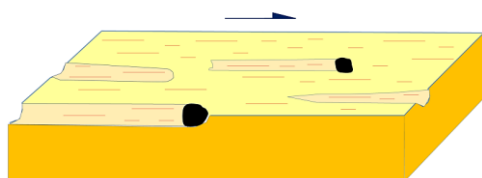
شکل ۳-۱۹- بلوک دیاگرام از ترکیب ساختارهای R و R' و نحوه تشخیص حرکت با استفاده از آنها.

- برشی P: مجموعه‌ای از شکستگی‌های هم‌آوا که با زاویه  $\Phi/2$ - نسبت به گسل اصلی توسعه پیدا می‌کنند. در این گروه صفحه گسل به صورت ناقص دارای خط‌خس می‌باشد. حرکت این شکستگی‌ها به صورت همسو با گسل اصلی سبب ایجاد برجستگی‌هایی در سطح گسل خواهد شد.

### ۳-۲-۳- ساختارهای محدود به سطح لغزش:

این ساختارها شامل نشانه‌های ریخت‌شناسی سطحی هستند که ریشه در بلوک‌های طرفین گسل ندارند و محدود به سطح گسل می‌باشند؛ بنابراین به راحتی تحت تاثیر عوامل فرسایشی قرار گرفته و دارای درجه اطمینان کمتری هستند. از جمله این ساختارها می‌توان نشانه‌های ابزار، پله‌ها، عناصر دگرشکل شده را نام برد.

نشانه‌های ابزاری<sup>۱</sup>: حرکت دانه در روی سطح گسل معمولاً فرورفتگی‌های قاشقی شکلی در اطراف دانه‌های سخت ایجاد می‌کند. این دانه‌ها که شامل قطعه سنگ یا دانه‌های کانی می‌باشند ممکن است در انتهای مسیر باقی بماند یا در اثر اصطحکاک از بین برود. انتهای شیار ایجاد شده جهت حرکت بلوک گمشده را نشان می‌دهد ( شکل ۳-۲۰).

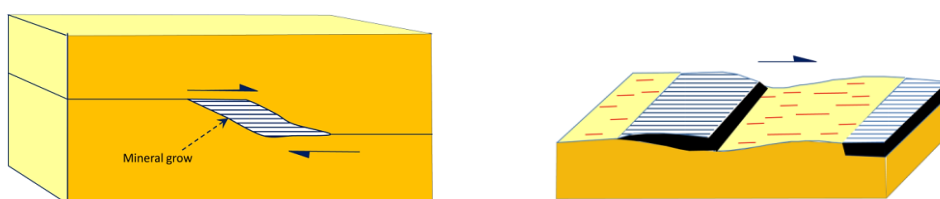


شکل ۳-۲۰- شکل نمادین از شیارهای ایجاد شده در اثر حرکت دانه در سطح گسل و نحوه تشخیص حرکت گسل.

<sup>۱</sup>Tool marks

- پله‌ها :

گاهی حرکت گسل و جابه‌جایی در امتداد آن سبب بازشدگی جزئی می‌شود. این بازشدگی‌ها، محلی برای جایگیری کانی‌های رگه‌ای و رشته‌ای فراهم می‌آورد. محور کشیده این کانی‌ها موازی با جهت حرکت گسل می‌باشد. از جمله این کانی‌ها می‌توان کوارتز، اپیدوت، کلسیت، ژیپس و غیره را نام برد. احتمالاً رشته‌ها طی حرکات آرام غیر لرزه‌ای یک گسل رشد می‌کنند. فیبرهای کشیده شده با زاویه کوچک به مرزهای دو قطعه گسل متصل می‌شود، جهت زاویه حاده در محل اتصال فیبرها به هر قطعه گسلی، جهت حرکت گسل را نشان می‌دهد. وقتی قطعات گسل خورده به آرامی حرکت می‌کند کانی‌های که در محل باز شدگی جزئی دو قطعه گسل رشد کرده‌اند هم زمان با حرکت گسل، رشد می‌کنند و اتصال خود را هم به دو قطعه گسلی حفظ می‌کنند. در صورتی که یکی از قطعات گسلی فرسایش یافته و فیبرهای کشیده شده در سطح رخنمون یکی از قطعات باقی‌مانده باشند، به صورت پله‌ای مشاهده می‌شوند. در این حالت اگر بر روی فیبرها دست کشیده شود، جهتی که حالت نرمی دارد، جهت حرکت بلوک گمشده را نشان می‌دهد. این شاخص در صورت وجود از معیارهای با اطمینان ۱۰۰ درصد می‌باشد (شکل ۳-۲۱).



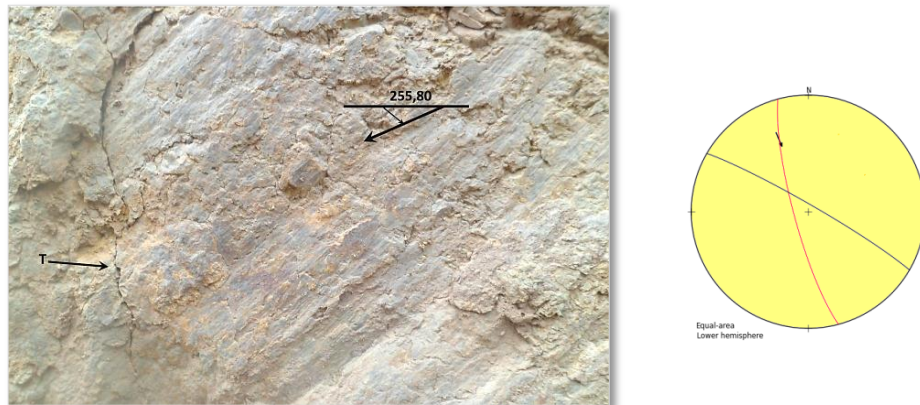
شکل ۳-۲۱- شکل نمادین از پله‌های ایجادشده در اثر رشد کانی‌های ثانویه در فروافتادگی‌های سطح گسل

جهت شرح چگونگی استفاده از این شاخص‌ها نمونه‌های از ریخت‌شناسی سطح گسل مشاهده شده در واحدهای مختلف آورده شده است.

در شکل ۳-۲۲ نمونه‌ای از شکستگی T را بر روی سطح گسل با موقعیت ۲۲۵,۸۰ در کنگلومرای کشکان نشان می‌دهد. این شکستگی‌ها به صورت بازشدگی‌هایی عمود بر خط خش رخنمون دارند و با

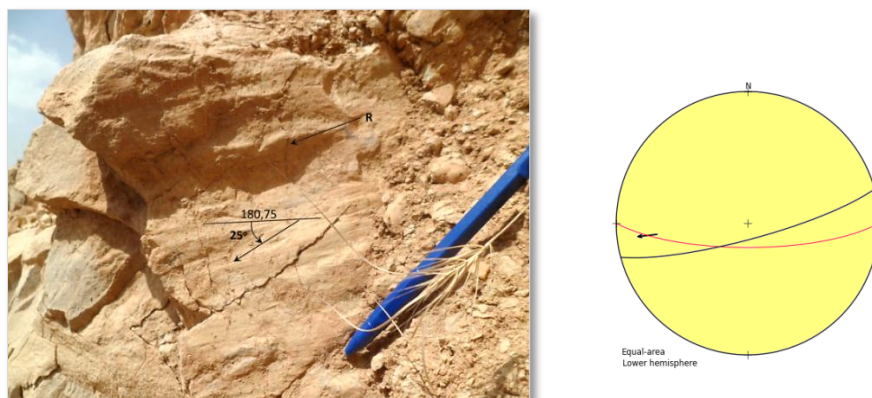


زاویه ۴۵ درجه به سطح گسل اصلی می‌رسند. بر روی این شکستگی‌ها هیچگونه اثر جابه‌جایی دیده نشده و به صورت بازشدگی در سطح گسل ظاهر شده‌اند. جهت حرکت بلوک مقابل در جهت شیب آنها می‌باشد و در نتیجه سازوکار آنها به صورت گسل معکوس چپگرد تعیین شد.



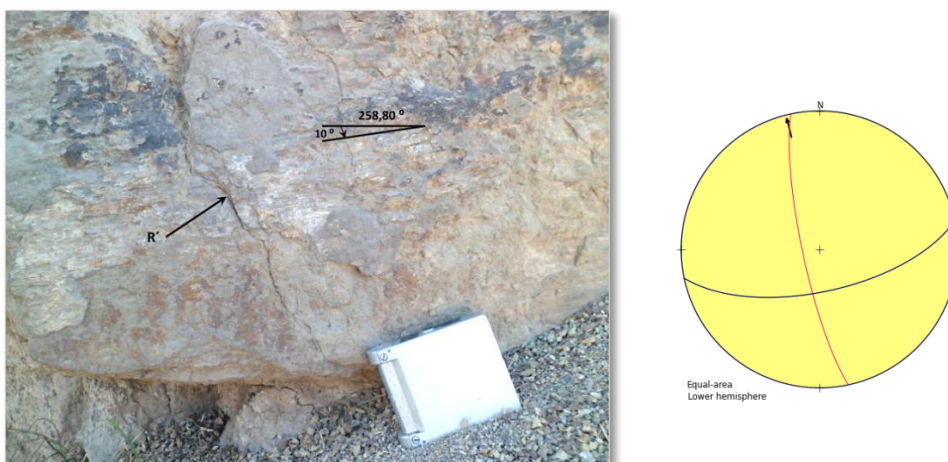
شکل ۳-۲۲- نمایی از شکستگی T همراه با تصویر سیکلوگرافیک صفحه گسل (قرمز) و صفحه شکستگی (مشکی) در کنگلومرای کشکان.

در شکل ۳-۲۳ نمونه‌ای از برشی R را بر روی سطح گسلی با موقعیت ۱۸۰,۷۵ نشان می‌دهد. اثر این برشی‌ها در سطح گسل به صورت عمود بر خط خش گسل دیده می‌شود و خود شکستگی‌ها زاویه ۲۰ درجه با سطح گسل می‌سازند. جهت حرکت گسل در جهت پله‌های تشکیل شده توسط این برشی‌ها می‌باشد. با توجه به این برشی‌ها حرکت گسل به صورت نرمال راستبر مشخص شد.



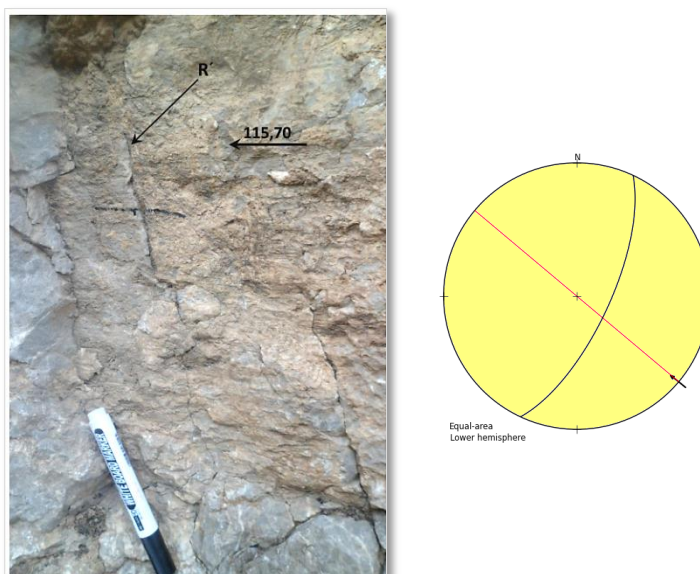
شکل ۳-۲۳- نمایی از برشی R در آهک‌های آسماری همراه با تصویر سیکلوگرافیک صفحه گسل (قرمز) و صفحه شکستگی (مشکی).

شکل ۳-۲۴ برشی  $R'$  در سطح گسل موجود در کنگلومرای کشکان، با موقعیت  $258,80^\circ$  را نشان می‌دهد. این برشی‌ها به صورت عمود بر خط‌خش و با زاویه  $74^\circ$  در سطح اصلی گسل دیده می‌شوند. سطح برشی‌های ثانویه دارای خط‌خش و حرکت در طول آنها به صورت ناهمسو با گسل اصلی می‌باشد. با توجه به این برشی‌ها سازوکار گسل به صورت راستبر با مولفه کوچک نرمال مشخص گردید.



شکل ۳-۲۴- نمایی از برشی  $R'$  مشاهده شده در کنگلومرای کشکان و استریوگرام مربوط به صفحه گسل (قرمز) و شکستگی (مشکی).

شکل ۳-۲۵ برشی  $R'$  در سطح گسل موجود در آهک‌های کرتاسه، با موقعیت  $115,70^\circ$  را نشان می‌دهد. این برشی‌ها به صورت عمود بر خط‌خش و با زاویه  $64^\circ$  در سطح اصلی گسل می‌رسند. سطح برشی‌های ثانویه دارای خط‌خش و حرکت در طول آنها به صورت ناهمسو با گسل اصلی می‌باشد. با توجه به این برشی‌ها سازوکار گسل به صورت راستبر تعیین شد.



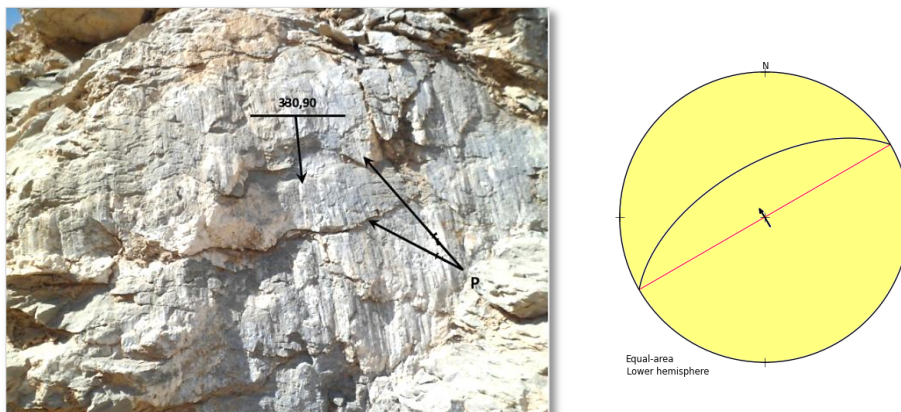
شکل ۳-۲۵- نمایشی از برشی  $R'$  مشاهده شده در آهک کرتاسه و استریوگرام مربوط به صفحه گسل (قرمز) و شکستگی (مشکی).

شکل ۳-۲۶ برشی  $R'$  در سطح گسل موجود در آهک‌های آسماری، با موقعیت  $080,70$  را نشان می‌دهد. این برشی‌ها به صورت عمود بر خط‌خش و با زاویه  $60$  درجه به سطح گسل اصلی می‌رسند. سطح برشی‌های ثانویه دارای خط‌خش و حرکت در طول آنها به صورت ناهمسو با گسل اصلی می‌باشد. با توجه به این برشی‌ها سازوکار گسل به صورت نرمال راستگرد معرفی شد.



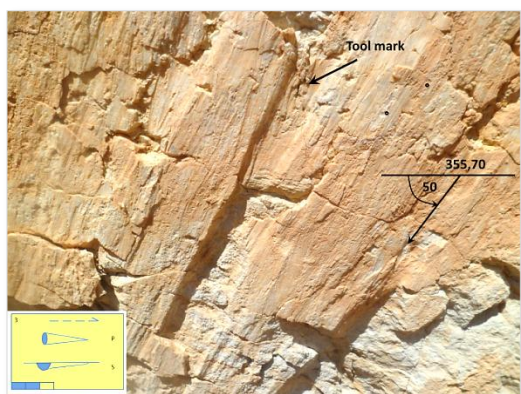
شکل ۳-۲۶- نمایشی از برشی  $R'$  مشاهده شده در آهک آسماری و استریوگرام مربوط به صفحه گسل (قرمز) و شکستگی (مشکی).

در شکل ۳-۲۷ نمونه‌ای از برشی‌های P را بر روی گسلی با موقعیت ۳۳۰,۹۰ نشان می‌دهد. این برشی‌ها به صورت عمود بر خط‌خس‌ها و با زاویه ۳۰ درجه با سطح گسل می‌سازند. حرکت در طول این برشی‌ها سبب ایجاد برجستگی‌ها بر روی سطح گسل شده‌است. با توجه به وجود این برشی‌ها سازوکار گسل به صورت نرمال مشخص شد.



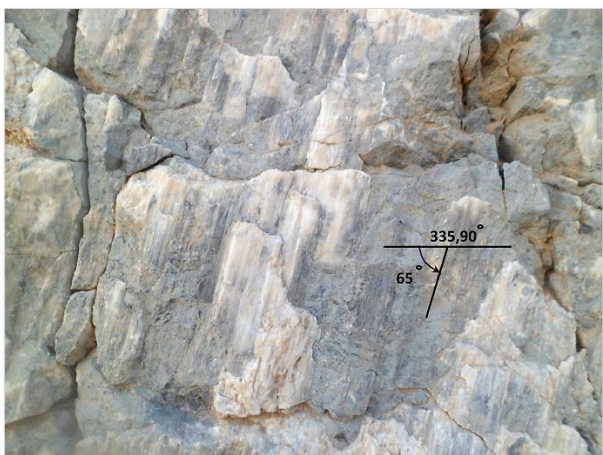
شکل ۳-۲۷- شکستگی P مشاهده شده در آهک‌های آسماری همراه با استریوگرام صفحه گسل (قرمز) و صفحه P (مشکی)

شکل ۳-۲۸ سطح گسلی با موقعیت ۳۵۵,۷۰ را در آهک‌های آسماری نشان می‌دهد. با توجه به شیار ایجاد شده در فرادیواره گسل، سازوکار به صورت معکوس راستگرد تعیین شده است.



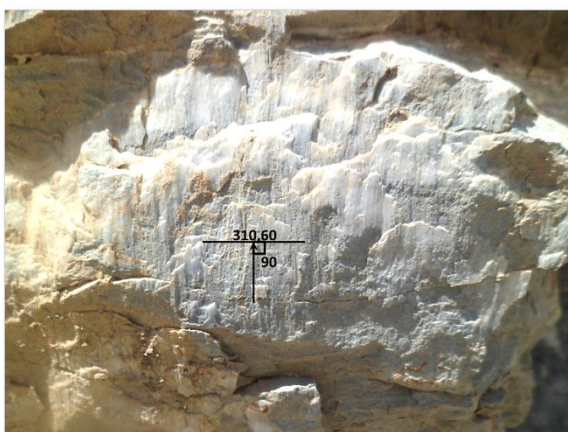
شکل ۳-۲۸- نمای صحرایی از شیار ایجاد شده در اثر حرکت دانه در آهک آسماری

در شکل ۳-۲۹ سطح گسلی با موقعیت ۳۵۵,۹۰ را در آهک‌های آسماری نشان می‌دهد. پله‌های تشکیل شده، سازوکار چپگرد گسل را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۲۹- نمایی صحرایی از رشد کانی‌های  
ثانویه در سطح گسل چپگرد

در شکل ۳-۳۰ سطح گسلی با موقعیت  $310,60^\circ$  و ریک  $90^\circ$  را در آهک‌های آسماری نشان می‌دهد. پله‌های تشکیل شده بر روی فرادیواره، سازوکار گسل را به صورت نرمال نشان می‌دهد.



شکل ۳-۳۰- نمایی صحرایی از رشد کانی‌های ثانویه  
در سطح گسل نرمال





لغزش در یک سری از شکستگی‌ها با جهت‌گیری‌های متفاوت هنگامی که تحت یک میدان تنش قرار می‌گیرند به صورت یکسان رخ نمی‌دهد. فرض بر این است که بر روی گسل یا شکستگی‌هایی که عمود بر محورهای سه گانه تنش‌های اصلی قرار می‌گیرند به دلیل عدم وجود جز برشی تنش ( $\tau = 0$ ) لغزش صورت نمی‌گیرد. برای هر جهت‌یابی غیر از  $\tau = 0$  در صورتی که تنش برشی بر مقاومت برشی سنگ غلبه کند لغزش صورت می‌گیرد. حال اگر بزرگ‌ترین تنش برشی در جهت شیب گسل قرار بگیرد لغزش آن به صورت معکوس یا نرمال خواهد بود. اگر بزرگ‌ترین تنش برشی افقی باشد، لغزش گسل به صورت امتدادلغز و در غیر این صورت جنبش گسل مورب لغز خواهد بود. این فرضیه که لغزش در سطحی به موازات حداکثر تنش برشی روی می‌دهد به عنوان فرضیه Wallace - Bott شناخته شده است. براساس این فرضیه ساده می‌توان با استفاده از مجموعه داده‌های لغزشی شامل جهت‌گیری صفحه گسل، خط خش و جهت لغزش، جهت‌گیری محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2$  و  $\sigma_3$  و نسبت تنش (R) را محاسبه نمود. روش‌های مورد استفاده برای این منظور به عنوان وارونگی تنش یا تکنیک وارون‌سازی<sup>۱</sup> شناخته شده است. در زمین‌شناسی، جهت حداکثر تنش برش (جهت لغزش) بر روی صفحه گسل معلوم است و آنچه مطلوب است وارونه کردن مسئله است بدان معنی که با داشتن جهت برش بیشینه بتوان به جهت تنش‌های اصلی که سبب تشکیل گسل و خط خش مربوطه به آن دست یافت. چون کار محاسباتی وارونه صورت می‌گیرد به آن روش وارون‌سازی گفته می‌شود. از نظر فیزیکی هدف روش وارونگی اولاً به حداقل رساندن زاویه بین تنش برشی نظری و بردار لغزش واقعی و ثانیاً داشتن نسبت بزرگی تنش برشی حداکثر برای شروع لغزش با وجود چسبندگی و زاویه اصطحاک می‌باشد (Anglier, 1990). امروزه زمین‌شناسان برای تعیین راستای تنش اصلی از روش‌های متعددی استفاده می‌کنند. اساساً تعیین راستای تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و طرح لغزش روی آن‌ها صورت می‌گیرد. مسئله وارونگی که متشکل از تعیین تنسور تنش با استفاده از جهت لغزش در گسل‌های متعدد با جهت‌یابی متنوع می‌باشد برای اولین بار توسط Carey &

<sup>۱</sup> Inversion Method



Carey ، Anglier 1975 ، Brunier, 1974 حل شد. روش‌های متنوع، بعداً توسط افرادی همچون Michael و Anglier 1984، Aemijo & Cisternas 1978, Vasseur & Daigniers 1981, 1976 1984 توسعه یافت. این روش‌های محاسباتی تحت شرایط خاص برای سازوکار زمین‌لرزه‌ها نیز استفاده می‌شود ( Anglier 1984 و Gephert & Forsyth 1984 ).

برای استفاده از روش وارون‌سازی پیش فرض‌های در نظر گرفته می‌شود:

- جنبش زمین‌ساختی که باعث حرکت گسل‌ها شده است تحت یک تنسور خاص همگن صورت گرفته است.

- عملکرد تنش در یک توده سنگی باعث ایجاد گسل‌های جدید یا فعال شدن حرکت بر روی صفحات قبلی می‌شوند و لغزش در سطح آنها در جهت مولفه اصلی تنش برشی روی می‌دهد.

- جنبش زمین‌ساختی که موجب شکل‌گیری گسل‌ها شده، یک رویداد یکباره بوده و صفحه‌های سنگی در حین این رویداد زمین‌ساختی، دچار هیچ چرخشی نشده‌اند. اندازه تغییرات هندسی گسل در مقایسه با ابعاد صفحه‌های سنگی و بلوک‌های تشکیل شده بسیار اندک است.

- لغزش هر گسل مستقل از گسل دیگر است.

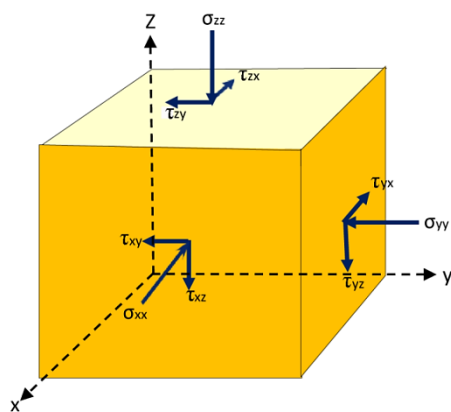
- در یک رویداد مشخصه زمین‌ساختی هیچ تغییر حجمی در توده سنگی روی نداده است.

با وجود اینکه این فرضیات به طور کامل در پوسته برقرار نیستند، اما مشاهدات تجربی و مدل‌سازی‌های عددی نشان می‌دهد که در بیشتر موارد انحراف نسبتاً کوچک بوده و فرضیه والاس-بات منطقی و معقول به نظر می‌رسد. از موارد مهمی که باید در روش برگشتی به آن توجه شود، اندازه‌گیری داده‌های لغزش گسلی مربوط به یک رویداد زمین‌ساختی است که منجر به دگرشکلی شکننده شده است، زیرا با افزایش سن واحدهای سنگی می‌توانند چندین رویداد زمین‌ساختی را در خود ثبت نمایند. از آنجا که تعیین سن خط‌خس‌های گسلی فرآیندی پیچیده و پرهزینه است؛ باید با

توجه به سن نسبی آنها از یکسان بودن رویداد زمین‌ساختی مسبب گسلش اطمینان حاصل نمود (Lisle et al, 2001). به عنوان یک قاعده پذیرفته شده، همواره سن خش‌لغز از واحدهای سنگی حاوی آن جوان‌تر است. انتظار داریم واحدهای سنگی جوان‌تر تمرکز کمتری از خش را نسبت به انواع قدیمی‌تر ثبت نموده باشند. اولین گام جهت تعیین محورهای تنش حل تانسور کاهش یافته می‌باشد.

#### ۴-۱- تانسور تنش کاهش یافته:

تنش تانسوری از مرتبه دو می‌باشد، بنابراین در فضای سه بعدی می‌توان آن را با یک ماتریس مرتبه سه (۳×۳) نمایش داد. تانسور را می‌توان یک تبدیل برداری خطی تعریف نمود، که برداری را به بردار دیگر تبدیل می‌نماید. در این مورد، تانسور تنش بردار عمود بر سطح را به عنوان ورودی گرفته و بردار نیروی وارد بر آن سطح را نتیجه می‌دهد. تانسور تنش سه محوری به صورت زیر تعریف می‌شود (شکل ۴-۱ و معادله ۴-۱):



$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zy} \end{bmatrix} \quad (4-1)$$

شکل ۴-۱- نمایش المان مکعبی کوچک درون یک جسم که به آن تنش با جهت‌گیری تصادفی وارد شده و به مولفه‌های نرمال و برشی تجزیه شده است (Allmendinger, 1999).

تانسور تنش ( $\sigma$ ) در حالت تعادل دارای ۹ مولفه می‌باشد که حالت تنش را به طور کامل بیان می‌کند. عناصر قطری تانسور تنش، تنش نرمال و عناصر غیرقطری تنش برشی هستند. اگر تمام پارامترهای مکانیکی سنگ در اختیار باشد امکان محاسبه مولفه‌های تنش با استفاده از ماتریس ارائه

شده ممکن است (Angelier, 1989). برای حل این تانسور اگر  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$  موازی تنش‌های اصلی سامانه دکارتی باشد آنگاه داریم:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix} \quad (۲ - ۴)$$

این تانسور قادر به تعیین مقادیر اصلی تنش نیست، بلکه در بردارنده شکل میدان تنش و موقعیت سه محور اصلی تنش می‌باشد. بنابراین برای تعیین محورهای اصلی، تانسور بالا باید حل شود. برای حل این ماتریس بر طبق تئوری آندرسون ۱۹۵۱ باید در زمان گسلسش یکی از محورها را قائم در نظر گرفت. همچنین ضرب یک عدد در مولفه‌های تنش هیچ تاثیری روی موقعیت تنش برشی بیشینه و شکل هندسی میدان ندارد (Anglier, 1994)، در نتیجه برای انجام عملیات ماتریسی با توجه به میدان تنش حاکم، تنش اصلی قائم را از عناصر داخل ماتریس کسر می‌کنیم و در عکس بیشینه اختلاف اصلی (K) ضرب می‌کنیم.

$$k = \sigma_1 - \sigma_3 \quad (۳ - ۴)$$

اگر به طور مثال در منطقه گسل معکوس غالب باشد،  $\sigma_z$  قائم فرض می‌شود. مولفه‌های ماتریس را از  $\sigma_z$  کسر و در عکس بیشینه اختلاف تنش‌های اصلی ضرب می‌کنیم.

$$\sigma = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_x - \sigma_z}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_y - \sigma_z}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\sigma_z - \sigma_z}{\sigma_1 - \sigma_3} \end{bmatrix} \quad (۴ - ۴)$$

در ماتریس فوق، نسبت اختلاف تنش نشان دهنده شکل بیضوی میدان تنش است. در حالت استاندارد شکل میدان به صورت زیر تعریف می‌شود (Anglier, 1975):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (۵ - ۴)$$

با حل ماتریس ۴-۴ تانسور کاهش یافته در مورد میدان تنش معکوس به صورت زیر حاصل می‌شود.

$$\sigma = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & R \end{bmatrix} \quad (4-5)$$

با قائم در نظر گرفتن محور  $\sigma_x$  در رژیم نرمال تنسور تنش کاهش یافته به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\sigma = \begin{bmatrix} -1-R & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix} \quad (4-6)$$

و در رژیم امتدادلغز با قائم فرض نمودن محور  $\sigma_z$  تنسور تنش کاهش یافته به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$\sigma = \begin{bmatrix} 1-R & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (4-5)$$

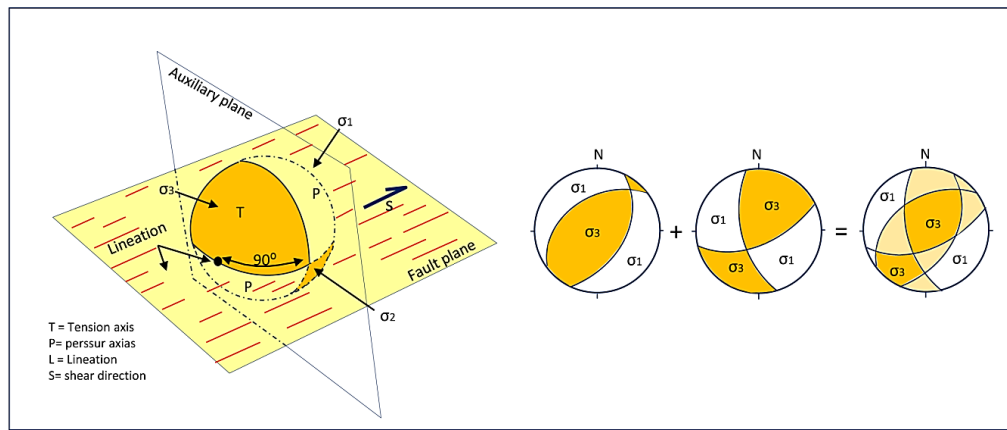
#### ۴-۲- روش‌های تحلیل سطوح لغزش گسل:

در طی چند دهه اخیر روش‌های مختلفی برای محاسبه تانسور تنش دیرین ابداع شده است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسور تنش دیرین، روش ریاضی مبتنی بر وارون‌سازی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش وارونگی مستقیم (Angelier, 1976)، تجزیه و تحلیل دینامیکی (Spang, 1972)، روش آنالیز محورهای  $T$  و  $P$  (Marret & Allmendinger, 1990)، روش دووجهی‌های عمود بر هم (Angelier & Mechler, 1977) اشاره نمود. به تازگی تحلیل ساختارهای کششی و فشاری (درزه‌ها و استیلولیت‌ها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته است.

#### ۴-۲-۱- روش دو وجهی‌های عمود بر هم:

روش دو وجهی‌های عمود بر هم توسط آنجلیه و مکلر (۱۹۷۷) به عنوان یک روش گرافیکی برای تعیین محدوده جهت‌گیری ممکن محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  در تجزیه و تحلیل گسل‌ها ارائه شد. این روش بر این اصل استوار است که مطابق با حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها برای هر دسته داده (وضعیت گسل و بردار لغزش) دو صفحه می‌توان رسم نمود. یکی از آنها سطح گسل و دیگری به

گونه‌ای رسم می‌شود که عمود بر بردار لغزش و از قطب سطح گسل عبور می‌کند. در این صورت محدوده تحت گسلش به چهار بخش فشارش و کشش تقسیم می‌شود، که دو بخش فشارش در مقابل یکدیگر و دو بخش کشش نیز در مقابل یکدیگر قرار می‌گیرند. محور فشارش  $P$  در ربع کشش و محور کششی  $T$  در ربع فشارش دو وجهی قرار می‌گیرند. در این روش موقعیت دقیق محوره‌های  $T$  و  $P$  مربوط به یک گسل مشخص نمی‌شود، و فقط محدوده‌های ممکن برای محورها تعیین می‌شود. در این صورت وقتی چند سطح گسل در یک سامانه تنش اصلی شکل می‌گیرد، به ازای هر سطح گسل و خط لغزش روی آن یک دو وجهی عمود برهم به دست خواهد آمد که محوره‌های اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_3$  به ترتیب به نواحی کشش و فشارش تعلق دارند با انطباق استریوگرام‌های مربوط به دو وجهی هر گسل بر روی هم می‌توان نواحی مشترک فشار و نواحی مشترک کشش استریوگرام‌ها را استخراج و این نواحی مشترک را هر چه بیشتر محدود نمود (شکل ۴-۲). با افزایش دو وجهی گسل‌های دیگر می‌توان این نواحی را هر چه بیشتر محدود و به یک نقطه نزدیک کرد و در نهایت وضعیت محور  $\sigma_1, \sigma_3$  را مشخص نمود. دقت و صحت نتایج تا حد زیادی وابسته به نوع جهت‌گیری هندسی داده‌های لغزش گسلی است. تنوع بیشتر جهت‌یابی لغزش گسل باعث کوچک شدن محدوده محور تنش خواهد شد. نکته قابل توجه این که با وجود حضور فاکتور شکل به عنوان یکی از عناصر چهار گانه تنسور تنش تقلیل یافته، در روش دو وجهی‌های عمود بر هم، این فاکتور نقشی ندارد. به عبارت دیگر در این روش، لغزش روی گسل‌هایی صورت می‌گیرد که وضعیت‌های متفاوتی دارند ولی تحت شرایط تنش یکنواخت هستند. روش دو وجهی‌های عمود بر هم آنجلیه و مکگر (۱۹۷۷) که تنها قادر به تعیین محوره‌های اصلی تنش بود، توسط دلواکس و اسپرنر (۲۰۰۳) با تعیین نسبت تنش ( $R$ ) اصلاح شد.



شکل ۴-۲ - دوجبهی عمود بر هم و حل سازوکار گسل - استریوگرام مربوط به سطح کمکی و گسل و نواحی فشار و کشش در نیم کره زیرین شبکه هم مساحت،  $n$  قطب گسل،  $S$  بردار لغزش،  $B$  فصل مشترک  $F$  و  $A$ ،  $P$  ربع فشارش،  $T$  ربع کشش. (برگرفته از Anglier, 1994، ترسیم مجدد)

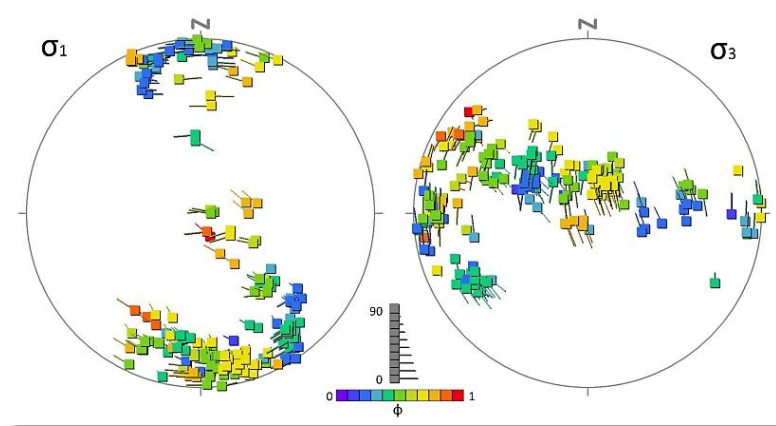
#### ۴-۲-۲- روش وارون سازی چند مرتبه‌ای (MIM):

روش وارون سازی چند مرتبه‌ای، اصلاح شده روش وارون سازی مستقیم آنجلیه (۱۹۸۴) می‌باشد. در این روش جهت لغزش به موازات حداکثر تنش برشی فرض شده است و محاسبه تکرار شونده‌ای برای تعیین بهترین تانسور تنش برای گروهی از گسل‌ها با حداقل زاویه ناهم‌جوری<sup>۱</sup> ( $\beta$ ) انجام می‌شود. این روش به طور ویژه برای جدایی داده‌های ناهمگن توسعه یافته است. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزار Multiple inverse Method که توسط یاماچی (۲۰۰۰) طراحی شده انجام می‌شود. می‌توان همه گسل‌هایی را که دارای عضوهای یکسان در فضای چهار بعدی تانسور تنش تقلیل یافته هستند، در حکم یک فاز تنش در نظر گرفت. به عبارت دیگر هرگاه 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 شده روی زمین در طول زمان تحت تاثیر فازهای متفاوت تنش قرار می‌گیرد. به عبارتی دیگر داده‌ها ناهمگن‌اند و لازم است تا به طریقی فازها از یکدیگر تفکیک شوند. اگر تعداد  $N$  گسل را به  $K$  دسته تقسیم نماییم راه حل‌ها از رابطه زیرتبعیت خواهند کرد (Yamaj, 2000).

<sup>۱</sup>misfit angle

$$N C k = \frac{N!}{K!(N-K)!} \quad (۴ - ۶)$$

برای  $K=4$ ، هر گروه ممکن است از ۴ گسل تشکیل شده باشد به طوری که هر گسل به ترتیب ممکن است با ۳ گسل دیگر در ارتباط باشد. در مرحله دوم با استفاده از روش وارون‌سازی آنجلیه (۱۹۸۴) بهترین تانسور تنش برای هریک از زیر مجموعه‌های  $K$  انتخاب می‌شود. برای اینکه به طور همزمان موقعیت محورها و شکل میدان لحاظ شود راه حل‌های، به شکل سوزن ته گرد روی دو استریونت و با طیف رنگی نور مرئی نمایش داده می‌شود (Yamaji, 2000). موقعیت محور اصلی تنش در دو استریوگرام جداگانه ظاهر می‌شود، استریوگرام سمت چپ سر سوزن‌ها نمایانگر موقعیت محور  $\sigma_1$  و طول آنها جهت و پلانژ محور  $\sigma_3$  را نشان می‌دهند. در استریوگرام سمت راست این موقعیت برعکس می‌شود. طول سوزن‌ها در واقع زاویه بین محور تنش و خط افقی می‌باشد که نشان دهنده پلانژ محور اصلی تنش می‌باشد. به طور مثال محور  $\sigma_3$  با شیب تندتر دنباله کوتاه‌تری خواهد داشت. این رابطه توسط طیف زوایای ده‌گانه ( $0^\circ, 10^\circ, \dots, 90^\circ$ ) از نشانه‌های سوزنی خاکستری رنگی در استریوگرام‌ها مشخص می‌شود. از آنجایی که شکل میدان  $\phi$  بین صفر تا یک تغییر می‌کند، این فاصله به ۱۱ قسمت مساوی با فاصله  $1/10$  تقسیم می‌شود و هر قسمت رنگ نشان دهنده تغییر یک دهم شکل میدان تنش است. رنگ بنفش نمایشگر  $\phi = 0$  و بیضوی دوکی و رنگ سرخ نمایشگر  $\phi = 1$  بیضوی کلوچه‌ای است. خوشه‌هایی از نشانه‌های سوزنی با رنگ مشابه نشان دهنده حالت تنش برای یک مجموعه‌ای از داده‌های لغزش گسل می‌باشند (شکل ۴-۳).



شکل ۳-۴- نمایش موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  در نرم افزار MIN. طیف رنگی نشان دهنده شکل بیضوی تنش (Yamaji, 2000)

برای محاسبه بهترین تانسور تنش MIN از یک شبکه محاسباتی شامل ۶۰۰۰۰ نقطه که به طور همزمان در فضای پارامترهای  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  و  $R$  توزیع شده است، استفاده می‌کند. تنش ایده‌آل آن برای یک زیر مجموعه از  $K$  توسط نزدیکترین نقاط شبکه مشخص می‌شود. بنابراین حالت‌های تنش به دست آمده از چندین زیر مجموعه ممکن است مساوی با نقاط شبکه باشد. از مزیت این روش سرعت زیاد آن برای پی‌جویی تانسور تنش مناسب است. زیرا در طراحی این نرم افزار به جای به کارگیری مفاهیم رقومی، با آزمون و خطا تعداد گسل‌ها در هر دسته آنقدر کم و زیاد می‌کنیم تا تغییرات پارامترهای ذکر شده (موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش) در آنها به حداقل برسد.

#### ۴-۲-۳- روش جستجوی شبکه‌ای:

در این روش به کمک رایانه به آزمون روند  $\sigma_1$  از صفر تا ۳۶۰ درجه و به میل آن از صفر تا ۹۰ درجه عدد داده می‌شود و به طور همزمان به ریک  $\sigma_2$  روی صفحه‌ای که قطب آن  $\sigma_1$  باشد از صفر تا ۱۸۰ درجه عدد داده می‌شود (Ramsay, 2000). برای مشخص کردن شکل میدان تنش هم به  $\phi$  از صفر تا ۱ عدد داده می‌شود. بنابراین تعداد بسیار زیادی تانسور تنش تقلیل یافته به طور محاسبه‌ای تولید و زاویه ناهمجوری برای هریک تعیین و ذخیره می‌شود. تانسوری که دارای کمترین زاویه ناهمجوری باشد در حکم بهترین تانسور معرفی می‌شود. در این روش سازوکار گسلس مد نظر قرار



نمی‌گیرد، لذا در نهایت دو تانسور مکمل برای دو سامانه تنش کششی و تراکمی ارائه می‌شود که با توجه به عوارض زمین‌شناسی می‌توان نوع تانسور را مشخص نمود.

#### ۴-۲-۳- روش CIP<sup>۱</sup>:

این روش که مبتنی بر محل تلاقی سطوح حرکتی است، توسط الکساندروسکی (۱۹۸۵) ارائه شد. در این روش بعد از رسم صفحات گسلی بر روی شبکه استریونت صفحات حرکتی مربوط به هر گسل رسم می‌شود. نواحی با بیشترین تقاطع صفحات حرکتی معرف محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  می‌باشد. در حالی که محور  $\sigma_2$  در جایی که تراکم تقاطع صفحات کم باشد قرار می‌گیرد. جهت تعیین دقیق‌تر موقعیت محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  استریوگرام خطوط لغزش (خطوطی که بر روی سطح حرکتی از قطب گسل و در جهت حرکت فرا دیواره رسم می‌گردند) مربوط به همه گسل‌های منطقه رسم می‌شود، محل همگرایی این خطوط معرف موقعیت محور  $\sigma_3$  و محل واگرایی آنها معرف موقعیت محور  $\sigma_1$  خواهد بود. در این روش شکل بیضوی تنش در نظر گرفته نمی‌شود همچنین به تعداد زیادی داده‌های سطح گسل و خط‌خس مربوط به یک فاز زمین‌ساختی نیاز است.

#### ۴-۲-۴- روش P و T:

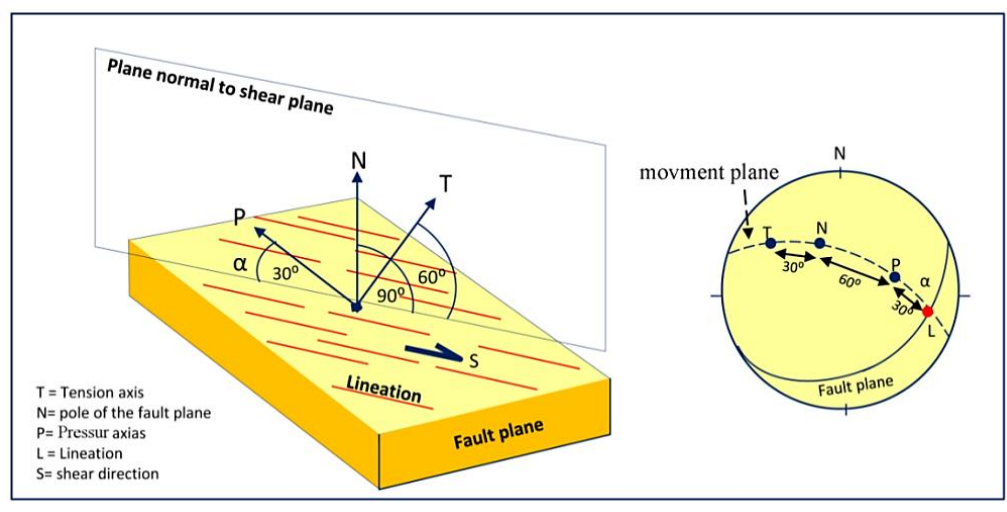
در این روش محورهای P و T بر روی صفحه دومی تحت عنوان صفحه حرکتی<sup>۲</sup> قرار می‌گیرند. صفحه حرکتی، صفحه‌ای است که از خط‌خس و قطب گسل عبور می‌کند. با توجه به عمود بودن سه محور تنش محور B بر روی سطح گسل و با زاویه ۹۰ درجه‌ای از خط‌خس قرار می‌گیرد. زاویه ( $\alpha$ ) بین محور P و صفحه گسل بستگی به زاویه اصطحاک داخلی سنگ ( $\phi$ ) دارد، و بر طبق معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$\alpha = \frac{\phi}{2} - 45 \quad (۷ - ۴)$$

<sup>۱</sup> Common intersection point (CIP)

<sup>۲</sup> Movement plane

مقادیر تجربی ( $\alpha$ ) برای صفحات گسلی تازه تشکیل شده در حدود  $30^\circ$  درجه است. بنابراین محور P زاویه  $30^\circ$  درجه‌ای را با سطح گسل می‌سازد، همچنین محور T زاویه  $60^\circ$  درجه‌ای در امتداد صفحه حرکتی با سطح گسل می‌سازد. این روش تنها در توده سنگ همگن و گسل تازه تشکیل شده صدق می‌کند که این شرایط بندرت در طبیعت یافت می‌شود. اما مزیت این روش تعیین محورها برای هریک از گسل‌ها در مجموعه داده‌های ناهمگن را ممکن می‌سازد و این بیشتر به ساده سازی فرآیند جداسازی داده‌ها کمک می‌کند (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴) نمایش نحوه محاسبه محورهای کششی و فشارشی با استفاده از روش P&T. برای تحلیل جنبشی یک گسل. S خط خش، T محور کشش، P محور فشارش.

#### ۴-۳- زاویه عدم انطباق:

نکته مهم در تحلیل تنش دیرین در دست داشتن معیاری است که براساس آن بتوان از درستی تانسور بدست آمده اطمینان حاصل کرد. بر طبق نظریه والاس- بات خط‌خش در راستای حداکثر تنش برشی ماکزیمم قرار می‌گیرد. بنابراین ابتدا با استفاده از حل تانسور تنش جهت حداکثر تنش برشی محاسبه می‌شود و سپس با حداکثر تنش برشی مشاهده شده مقایسه می‌شود. میزان اختلاف زاویه بین حداکثر تنش برشی نظری و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای به نام زاویه عدم انطباق نامیده می‌شود. این زاویه معیار مناسبی جهت تعیین درستی تانسور تنش خواهد بود.

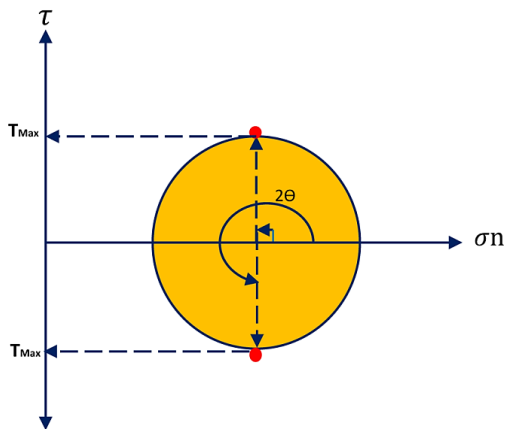
جهت لغزش در یک صفحه به جهت گیری سه محور اصلی تنش، نسبت  $R$  و جهت گیری اولیه صفحه گسل از پیش تعیین شده بستگی دارد (Angelier, 1989 & 1994). بر طبق نظریه آندرسون در یک شکستگی برشی اثر تنش میانگین ( $\sigma_2$ ) نادیده گرفته می شود و صفحه شکست همواره شامل محور  $\sigma_2$  می باشد (fossen, 2010). هنگامی که یکی از تنش های اصلی برابر با صفر باشد و جسم در دو امتداد عمود بر هم تحت تاثیر تنش های کششی و فشارش قرار بگیرد، تنش برشی ایجاد شده در مقاطع مختلف را می توان از طریق محاسبه به دست آورد:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta \quad (4 - 8)$$

با توجه به معادله (4-8) حداکثر تنش برشی در حالتی است که  $\theta = 45^\circ$  باشد. به عبارت دیگر تنش برشی در سطوحی که طی زاویه  $45^\circ$  نسبت به تنش های اصلی قرار گرفته اند، حداکثر می باشد. معادله تنش برشی حداکثر را می توان با قرار دادن  $\theta = 45^\circ$  در معادله (4-8) بدست آورد.

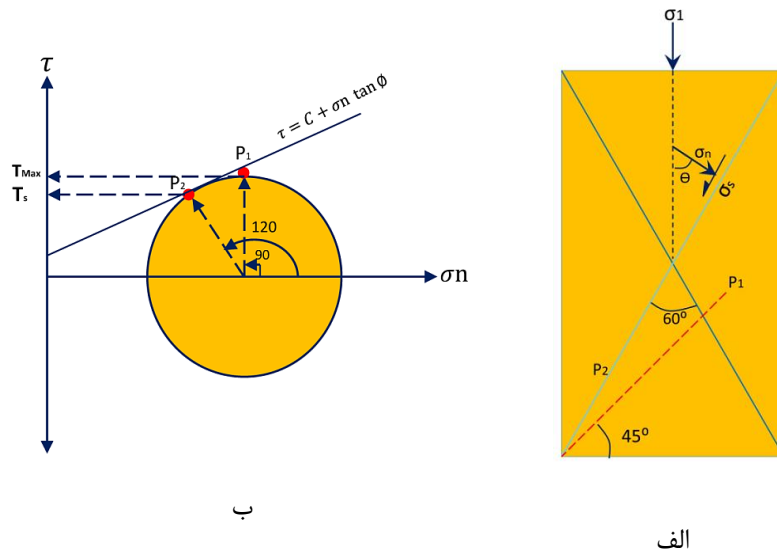
$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad (4 - 9)$$

دایره موهر وسیله آسانی برای محاسبه مولفه های عمودی و برشی موثر بر صفحه ای با جهت یابی معین می باشد. تنش در صفحاتی که عمود بر آنها زاویه  $\theta = \pm 45^\circ$  با تنش اصلی  $\sigma_1$  می سازد، بر روی دایره موهر زاویه  $2\theta = \pm 90^\circ$  با محور  $\sigma_n$  دارند (شکل 4-5). بنابراین بر روی این صفحات مقدار مطلق تنش برشی حداکثر می باشد.



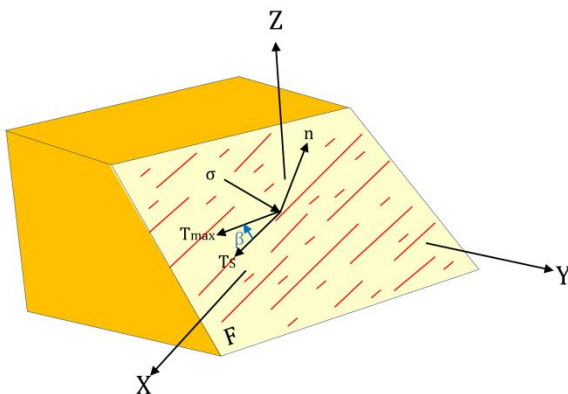
شکل ۴-۵- نمایش حداکثر تنش برشی بر روی دایره موهر. در این حالت تنش برشی حداکثر برابر با شعاع دایره خواهد بود.

Navier & Couomb هر دو نشان دادند که شکستگی برشی به سادگی در امتداد سطوح نظری با ماکزیمم تنش برش تشکیل نمی‌شود (Fossen,2010). در وضعیت ماکزیمم تنش برشی نظری، تنش نرمال نیز نسبتاً بزرگ است. مقدار تنش برشی و تنش نرمال با افزایش  $\theta$  کاهش می‌یابد اما تنش نرمال سریع‌تر از تنش برشی کاهش می‌یابد. تعادل مطلوب بین تنش برشی و تنش نرمال بستگی به زاویه اصطکاک داخلی سنگ دارد و توسط معیار کلمب در حدود  $\theta=60^\circ$  درجه برای بسیاری از سنگ‌ها پیش‌بینی شده است. در این زاویه تنش برشی هنوز بزرگ است در حالی که تنش نرمال به طور قابل توجهی کمتر شده است. البته این زاویه به فشار، دما و فشار آب منفذی بستگی دارد و مقدار آن پراکندگی گسترده‌ای برای انواع سنگ‌های مختلف نشان می‌دهد. بنابراین  $P_1$  موقعیت صفحه‌ای که زاویه  $45^\circ$  با محور  $\sigma_1$  می‌سازد و دارای حداکثر تنش برشی نظری است در حالی که  $P_2$  موقعیت صفحه‌ای که زاویه  $30^\circ$  با محور  $\sigma_1$  می‌سازد و در این صفحه تنش نرمال کمتر از صفحه  $P_1$  بوده بنابراین شکست در امتداد آن آسان‌تر خواهد بود (شکل ۴-۶).



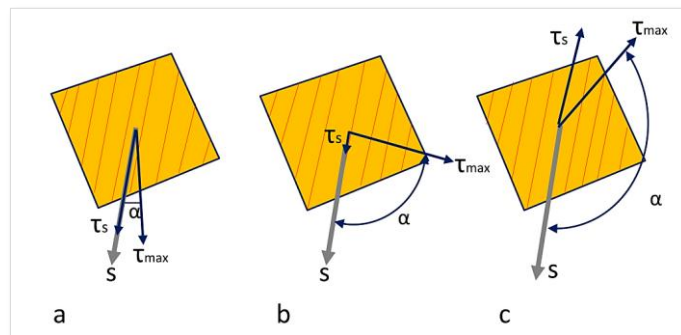
شکل ۴-۶- الف) نمایش موقعیت دو صفحه دارای حداکثر تنش برشی محاسبه‌ای ( $P_1$ ) و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای ( $P_2$ ) نسبت به تنش اصلی. ب) موقعیت این صفحات بر روی دایره موهر.

به طور کلی بر روی سطحی که زاویه  $45^0$  با محور  $\sigma_1$  می‌سازد، تنش برشی نظری حداکثر است. در حالی که طبق معیار کلمب بر روی سطحی که زاویه  $30^0$  با محور  $\sigma_1$  می‌سازد و دارای تنش نرمال کمتر است، تنش برشی بزرگ بوده و شکست اتفاق می‌افتد. در تعیین تنش بر طبق نظریه والاس-بات این نقطه نشان دهنده حداکثر تنش برشی است که منطبق بر خط خش می‌باشد. در نتیجه بین جهت حداکثر تنش برشی نظری و مشاهده‌ای اختلاف وجود دارد. زاویه عدم انطباق ( $\beta$ )، زاویه بین حداکثر تنش برشی نظری  $T_{max}$  و جهت لغزش مشاهده شده  $T_s$  در امتداد یک گسل تعریف شده است (Anglier, 1990) (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- نمایش زاویه عدم انطباق ( $\beta$ ) به صورت اختلاف زاویه بین تنش برشی محاسبه‌ای  $T_{max}$  و جهت لغزش مشاهده شده  $T_s$

زاویه عدم انطباق یک معیار مناسب برای انتخاب درست تانسور تنش تقلیل یافته می‌باشد. هرچه زاویه عدم انطباق کوچک‌تر باشد تانسور بدست آمده به تانسور واقعی نزدیک‌تر خواهد بود. برای برآورد صحیح از داده‌های لغزش گسل حد بالا برای زاویه عدم انطباق  $\beta = 20^\circ$  (Etchecoper et al 1981, و Sperner et al, 1993) یا  $\beta = 30^\circ$  (Nemcok & Lisle, 1995) در نظر گرفته می‌شود. این اختلاف زاویه تا  $30^\circ$  درجه قابل قبول می‌باشد. چرا که با افزایش این زاویه مقدار مطلق  $\tau$  کم می‌شود در حالی که مقدار تنش نرمال افزایش می‌یابد وقتی که زاویه عدم انطباق به  $90^\circ$  درجه می‌رسد، زاویه  $2\theta$  برای تنش برشی مشاهده شده  $180^\circ$  خواهد شد که طبق فرمول (۴-۸) تنش برشی صفر خواهد شد. همچنین جهت تنش مشاهده‌ای و نظری تنها وقتی که زاویه حاده می‌سازند با هم جهت هستند، هرچه این زاویه بزرگ‌تر می‌شود همخوانی جهات حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای و نظری کمتر می‌شود. به طوری که در زاویه بیشتر از  $90^\circ$  درجه این جهات مخالف می‌شوند (Anglier, 2002) (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸- نمایش تنوع مقدار  $\tau_s$  به عنوان تابعی از زاویه عدم انطباق. فلش‌های خاکستری بردار لغزش،  $\tau_s$  حداکثر تنش برشی مشاهده شده،  $\tau_{max}$  حداکثر تنش برشی محاسبه شده برگرفته از (Anglier, 2002، ترسیم مجدد).

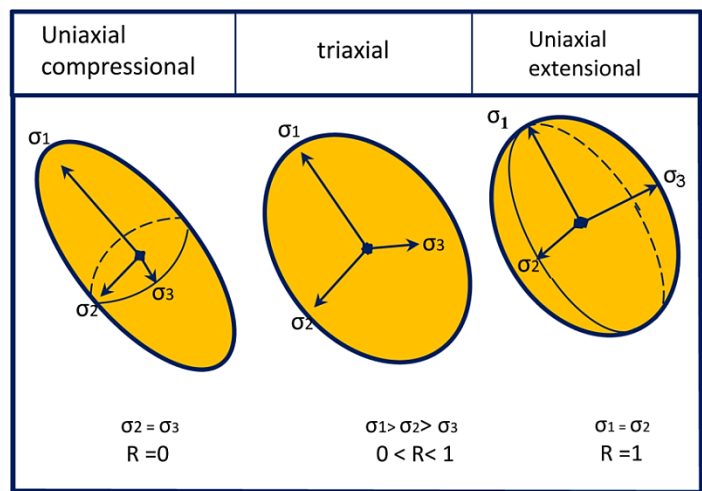
#### ۴-۴- نسبت تنش R:

مقادیر مطلق تنش‌های اصلی تنها با استفاده از داده‌های لغزش گسل قابل محاسبه نیست. با وجود این مقدار نسبی را به عنوان شکلی از بیضوی تنش با استفاده از مجموعه داده‌های گسل می‌توان محاسبه نمود. رابطه بین سه محور تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  توسط بیضوی تنش به صورت نسبت تنش R

که مقادیری بین ۰ تا ۱ خواهد داشت، تفسیر می‌شود (Angelier, 1994). این نسبت به صورت زیر بیان می‌شود:

$$R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3 \quad (4-10)$$

در صورتی که  $\sigma_2$  به ترتیب به سمت  $\sigma_3$  و  $\sigma_1$  میل کند، مقدار  $R$  به ترتیب به سمت صفر و یک میل خواهد کرد. فشردگی تک محوره ( $\sigma_3 = \sigma_2$ ) با نسبت  $R$  صفر و کشش تک محوره ( $\sigma_2 = \sigma_1$ ) با نسبت تنش ۱ نسبتاً نادر است و معمولاً این نسبت بین ۰.۲ تا ۰.۸ دیده می‌شود. شکل بیضوی تنش معمولاً توسط محور  $\sigma_2$  و ارتباط بین  $\sigma_3$  و  $\sigma_1$  تعیین می‌شود. بیضوی فشارش تک محوره با یک بیضوی دوکی شکل در اطراف  $\sigma_1$  نشان داده می‌شود، در حالی که بیضوی تنش کششی به صورت کلوچه ای شکل دیده می‌شود (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹ - ارتباط بین محورهای تنش اصلی و بیضوی‌های تنش. بیضوی تک محوری فشارش به صورت دوکی شکل و تک محوره کششی به صورت کلوچه ای دیده می‌شود (Angelier, 1994، ترسیم مجدد)

#### ۴-۵ - رژیم تنش $R$ :

به طور کلی رژیم‌های تنش تابع شکل بیضوی تنش و ماهیت محور عمودی هستند. رژیم‌های تنشی متفاوت برطبق نظریه آندرسون به صورت رژیم کششی (وقتی محور  $\sigma_1$  قائم باشد)، رژیم

امتدادلغز (وقتی محور  $\sigma_2$  قائم باشد) و رژیم فشارشی (وقتی محور  $\sigma_3$  قائم باشد) تعریف می‌شود. برای هر یک از این سه رژیم مقادیر نسبت تنش  $R$  بین ۰ تا ۱ نوسان می‌کند. وقتی مقدار نسبت تنش به ۰.۵ نزدیک می‌شود رژیم تنشی محض خوانده می‌شود که ممکن است به صورت کششی، فشاری یا امتدادلغز باشد. تغییر رژیم با مقادیر متفاوت از نسبت تنش  $R$  مشخص می‌شود به عنوان مثال در  $R=1$  رژیم می‌تواند به صورت امتدادلغز یا کششی معرفی شود. همچنین در  $R=0$  رژیم به صورت فشارشی یا امتدادلغز خواهد بود. به منظور راحتی در ارائه طیف وسیعی از رژیم‌های تنش دلوکس و همکاران (1997) شاخص  $R'$  را تعریف نمودند.  $R'$  بیان عددی از رژیم تنش است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$R' = R$  و  $\sigma_1$  قائم باشد رژیم کششی است.

$R' = 2 - R$  و  $\sigma_2$  قائم باشد رژیم امتدادلغز است.

$R' = 2 + R$  و  $\sigma_1$  قائم باشد رژیم فشارشی است.

ارتباط بین نسبت تنش و شاخص  $R'$  در برنامه Tensor به وسیله نشانه‌های نمایش داده می‌شوند (شکل ۴-۱۰).

Stress symbols													
Stress ratio R	0.00	0.25	0.5	0.75	1.00	0.75	0.5	0.25	0.00	0.25	0.5	0.75	1.00
Stress regime	Radial Extensive	Pure Extensive	Trans tensive	Pure Strike - slip	Trans pressive	Pure compressive	Radial compressive						
Stress index R'	0.00	0.25	0.5	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00

شکل ۴-۱۰- نمایش رژیم‌های تنشی (شاخص  $R'$ ) و نسبت تنش  $R$  در نرم‌افزار Tensor. طول و رنگ پیکان‌ها نماد تنش افقی است (فلش‌های آبی رو به بیرون تنش کششی، فلش قرمز به سمت داخل تنش فشاری و پیکان سفید تنش متوسط (Delvaux et al, 1997، ترسیم مجدد).



#### ۴-۶- جداسازی داده‌های همگن از مجموعه داده‌های ناهمگن:

پس از برداشت‌های صحرایی، داده‌های لغزشی در یک پایگاه داده معرفی می‌شوند. این مجموعه اولیه از داده‌های هندسی برای توده سنگی که تحت تاثیر چندین فاز تکتونیکی قرار گرفته است شامل چندین زیرمجموعه از داده‌های لغزشی می‌باشد. یک زیرمجموعه به عنوان گروهی از گسل‌ها که توسط یک رویداد زمین‌ساختی مجزا تولید شده‌اند، تعریف می‌شود. هرچه تعداد داده‌های یک زیرمجموعه با جهت‌یابی متفاوت بیشتر باشد تانسور تنش مناسب‌تری حاصل می‌شود. وجود داده‌های مختلف، منابع متعدد و ناسازگاری‌های احتمالی پیامد مهمی برای آنالیز لغزش گسل و بازسازی تنش دیرین خواهد داشت. بنابراین باید زیرمجموعه‌هایی که با تانسورهای متفاوت تشکیل شده است را از مجموعه داده‌های خام جدا نمود. تانسور تنش کاهش یافته یک پارامتر ۴ مولفه‌ای بوده و این موضوع مانع از جدایش دستی داده‌ها می‌شود. اولین شرط لازم برای جداسازی موفق داده‌ها مشاهدات درست صحرایی است که وجود بیش از یک رویداد زمین‌ساختی را نشان می‌دهد. بهترین شاخص برای تغییر شکل چند رویداد متفاوت شیب خط‌خس بر روی صفحه گسل است. علاوه بر مشاهدات میدانی داده‌های ناسازگار می‌تواند از طریق بررسی دقیق داده‌ها جدا شوند. برخی صفحات گسلی ممکن است جهت‌گیری‌های مشابه اما خط‌خس‌های مختلف داشته باشند، جدایش این داده‌ها به زیرمجموعه‌های مختلف می‌تواند به عنوان نقطه شروعی برای جداسازی داده‌ها و ایجاد زیرمجموعه‌های سازگار مورد استفاده قرار بگیرد. هرچند که عوامل متعددی مانند؛ خطا در برداشت داده (وجود ناهمواری در سطح گسل سبب خواندن نادرست می‌شود)، حضور گسل‌های از پیش موجود، اثر متقابل گسل‌ها، میدان تنش غیر یکنواخت، خطا در ورود داده (انتقال نادرست)، تفسیر نادرست داده‌ها و تجربه کاربر می‌تواند در تعیین تانسور تنش نادرست دخالت داشته باشد. البته درصد معینی از داده‌های ناسازگار (۱۰ تا ۱۵ درصد) طبیعی می‌باشد که باید آنها را با دقت از محاسبات حذف نمود. جداسازی داده‌ها شامل یک فرآیند تکرار شونده می‌باشد که ترکیبی از وارونگی تانسور تنش و جدایی داده‌ها به منظور از بین بردن داده‌های ناسازگار و ایجاد زیرمجموعه‌هایی سازگار از داده‌های اندازه‌گیری شده است.

#### ۴-۶-۱- روش جداسازی تکرار شونده:

در روش تکرار شونده برای تعیین تانسور تنش، داده‌ها براساس یک پارامتر (زاویه عدم انطباق) مقایسه می‌شوند و داده‌های ناسازگار جدا می‌شوند. در ابتدا یک مدل تنش اولیه در مجموعه داده‌های خام تعیین سپس داده‌هایی که کمترین زاویه عدم انطباق را دارند از مجموعه داده‌های خام جدا می‌شوند. این فرآیند تکرار می‌شود و مجموعه داده‌های اصلی به طور پیشرونده جدا می‌شوند. به صورتی که کم و بیش با مدل تنش محاسبه شده سازگار باشد و داده‌های ناسازگار در بین داده‌های خام باقی می‌ماند. بعد از جداسازی اولیه، زیر مجموعه‌ها در داده‌های خام تکرار می‌شود و داده‌های باقی مانده در مجموعه داده‌های خام برای دومین بار به صورت زیر مجموعه‌هایی جدا می‌شوند. به طور خلاصه جدایش داده‌ها در طول وارونگی تنش به عنوان یک تابع از زاویه عدم انطباق با اشاره به مدل تنش محاسبه شده از مجموعه داده‌ها جدا می‌شود.

#### ۴-۷- زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:

زاویه اصطکاک داخلی سنگ یکی از پارامترهای مهم در تعیین موقعیت گسل‌ها می‌باشد. لغزش روی هر سطح گسل از قانون کولمب پیروی می‌کند. ارتباط بین تنش برشی و زاویه اصطکاک داخلی در سنگ بکر با رابطه

$$|\tau| = C + \sigma_n \tan \phi \quad (4 - 11)$$

و در شکستگی‌های قدیمی با رابطه

$$|\tau| = \sigma_n \tan \phi \quad (4 - 12)$$

نشان داده می‌شود. در این معادله  $\tau$  تنش برشی،  $C$  چسبندگی،  $\sigma_n$  تنش نرمال و  $\phi$  زاویه اصطکاک داخلی سنگ می‌باشد. در مکانیک سنگ با استفاده از آزمون‌های آزمایشگاهی و رسم دوایر مور شکست و منحنی پوش، زاویه اصطکاک داخلی محاسبه می‌شود. در این شرایط شیب منحنی پوش زاویه اصطکاک داخلی را نشان می‌دهد. زاویه اصطکاک محاسبه شده از این روش برای نمونه‌ای از

سنگ بکر با صرف هزینه زیاد انجام می‌شود. پارامترهای مقاومتی سنگ شامل زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی می‌باشد؛ که چسبندگی تنها در سنگ بکر وجود دارد و در توده سنگ این پارامتر حذف خواهد شد. ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی از جمله شکستگی‌ها و درزه‌ها نقش تعیین کننده‌ای در خصوصیات مکانیکی توده سنگ ایفا می‌کند. در واقع شکستگی در امتداد سطوحی که دارای ماکزیمم تنش برشی هستند اتفاق می‌افتد. با استفاده از تحلیل سطوح لغزشی میانگینی از زاویه اصطکاک داخلی مربوط به توده سنگ با سرعت بیشتر و صرف هزینه کمتر تعیین می‌شود. در این روش موقعیت سطوح برش دارای خش‌لغز با تغییر زاویه اصطکاک داخلی تغییر می‌کند؛ با آزمون و خطا آنقدر زاویه مزبور را تغییر می‌دهیم تا بهترین حالت بدست آید. روش‌های مورد استفاده شامل روش  $R\%$ ، هیستوگرام زاویه عدم انطباق و تحلیل صفحه گسل می‌باشد.

#### - روش $R\%$

در این روش توزیع داده‌ها در فضا با اعدادی بین صفر و صد در صد توصیف می‌شوند. داده‌هایی که توزیع تصادفی دارند درصد نزدیک به صفر و داده‌های که توزیع خوشه‌ای داشته باشند درصد نزدیک به صد را نشان می‌دهند. در این روش هر خط به عنوان بردار واحد تلقی شده و در دستگاه مختصات دکارتی  $x, y, z$  کسینوس‌های خطوط هادی  $x_i, y_i, z_i$  به ترتیب با  $l, m, n$  نمایش داده می‌شوند. مقدار  $R$  از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$R = \sqrt{(\sum xi)^2 + (\sum yi)^2 + (\sum zi)^2} \quad (۴-۱۲)$$

$$R\% = \frac{2|R|-n}{n} \quad (۴-۱۳)$$

$n$  = تعداد داده‌ها

در یک دستگاه مختصات دکارتی روی محور طولها زاویه اصطکاک داخلی از صفر تا ۸۰ و روی محور عرضها R% مدرج می‌گردد. برحسب زاویه اصطکاک داخلی مختلف، R% مربوط به محور P و T رسم می‌گردد. نقطه حداکثر نمودار مربوط به محورهای P و T میزان زاویه اصطکاک داخلی را نشان می‌دهد. نکته قابل توجه اینکه در تیپ دگرریختی انتقال تراکمی نقطه P حداکثر محورهای و در تیپ دگرریختی انتقال کششی T نشان دهنده زاویه اصطکاک داخلی می‌باشد (Michel, 1993).

#### - روش هیستوگرام زاویه عدم تقارن:

در این روش جهت تعیین زاویه اصطکاک داخلی سنگ هیستوگرامهای ترسیم می‌شود که بر روی محور طولی آنها سینوس زاویه عدم تقارن و محور عرضها فرکانس ردههای سطوح برش به صورت درصد قرار دارد. در هر مرحله زوایای اصطکاک مختلف به داده‌ها اعمال می‌شود و هیستوگرامها ترسیم می‌شود. در نهایت هیستوگرامها با هم مقایسه می‌شوند، حالتی که دارای بیشترین فرکانس باشد و از منحنی گوسی تبعیت کند به عنوان مناسب‌ترین زاویه اصطکاک داخلی برای مجموعه داده‌ها در نظر گرفته می‌شود (Sperner et al, 1993).

#### - روش مقایسه‌ی تحلیل گسل

در این روش با اعمال زاویه اصطکاک داخلی ۱۰ تا ۸۰ درجه با فاصله ۵ درجه موقعیت گسل را آنقدر تغییر می‌دهیم تا با داده‌ها برداشت شده منطبق شود. این روش زمانی به کار می‌رود که موقعیت گسل عمده در محدوده مشخص باشد و تشخیص زاویه اصطکاک داخلی سنگ ممکن نباشد.

#### ۴-۸- تعیین تنش با استفاده از داده‌های لرزه‌ای:

یکی از اثرات مشخص انتشار تنش در پوسته، زمین‌لرزه‌های تکتونیکی هستند. در واقع عامل اصلی رخداد زمین‌لرزه تجمع تنش در طول گسل‌های هر منطقه می‌باشد. این صفحات گسلی ممکن است در پاسخ به این میدان تنش تشکیل و یا دوباره فعال شوند. در مطالعات ناحیه‌ای می‌توان با استفاده از

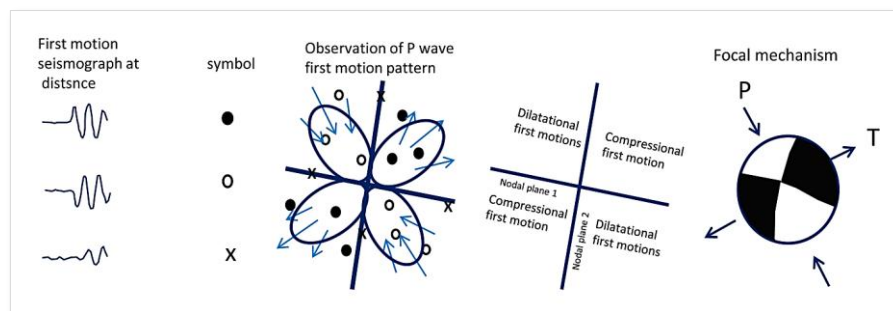
سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها جهت تنش‌های اصلی را تعیین نمود. برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها روش‌های متفاوتی با استفاده از اولین موج P، قطبیدگی و دامنه نوسانات موج S (Khattari 1973)، آنالیز نسبت دامنه P/S (Kisslinger et al, 1981) و وارونگی تنسور گشتاور لحظه‌ای<sup>۱</sup> (Stein & Wysession, 2003) وجود دارد. در تمامی این روش‌ها از الگوی تابش امواج لرزه‌ای که بیانگر جهت‌گیری گسل‌های فعال و جهت لغزش آنهاست استفاده می‌شود.

#### ۴-۹- سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها<sup>۲</sup>:

در هنگام رخداد زمین‌لرزه انرژی به صورت امواج در زمین منتشر می‌شود. موج P به دلیل سرعت بالا، اولین موج دریافتی در هر ایستگاه لرزه‌نگاری است؛ که به صورت فشارشی یا کششی دریافت می‌شود. مقدار موج به سمت صفحه گسل و صفحه عمود بر آن نوسان می‌کند و در سطح گسل و صفحه عمود بر آن هیچ تابشی از موج P وجود ندارد. اولین شروع موج P در لرزه نگاشت قائم برای تشخیص و تمیز حرکت فشاری یا کششی در نظر گرفته می‌شود. با توجه به آزمون و زاویه موج رسیده به دستگاه‌های لرزه‌نگار مختلف نقاط بر روی شبکه هم مساحت پلات می‌شوند. به طور قراردادی اولین موج P فشاری را با دواپر تو پر و اولین موج P کششی را با دواپر تو خالی نشان می‌دهیم. بعد از پلات نقاط بر روی استریوگرام با توجه به پراکندگی نقاط با روش آزمون و خطا مناسب‌ترین دو صفحه عمود برهم که نقاط فشارش و کشش را از هم جدا نماید، رسم می‌کنیم. دو ربعی را که تجمع نقاط فشارشی هستند به رنگ تیره و دو ربع تجمع نقاط کششی به رنگ روشن مشخص می‌شود. حال دو صفحه به عنوان صفحات گرهی مشخص می‌شوند، یکی از آنها صفحه گسلی (Fault plane) و صفحه دوم صفحه کمکی (Axiliary plane) خواهد بود (شکل ۴-۱۱).

<sup>۱</sup> Moment tensor inversion

<sup>۲</sup> Focal Mechanism



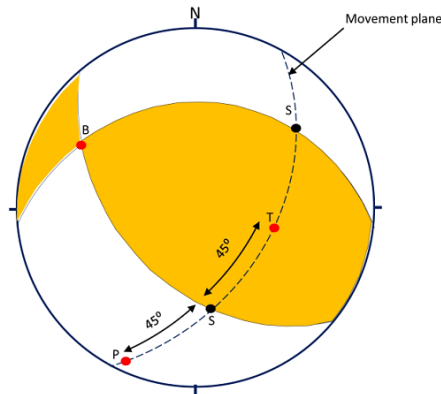
شکل ۴-۱۱- تعیین حل سازوکار کانونی یک زمین لرزه با توجه به داده‌های دریافت شده از ایستگاه‌های مختلف برگرفته از سایت World Stress Map Project، (ترسیم مجدد)

#### ۴-۱۰- تفسیر میدان تنش با استفاده از داده‌های لرزه‌ای:

سازوکار زمین لرزه‌ها توسط محورهای P، T، B تفسیر می‌شوند. با استفاده از حل سازوکار کانونی هر زمین لرزه می‌توان خصوصیات هندسی و خط‌خش حاصل از حرکت آن را مشخص نمود. و سپس با استفاده از این اطلاعات تنش مسبب را محاسبه نمود. محور ماکزیمم فشارش به عنوان محور P در ربعی که نقاط کششی و محور ماکزیمم کشش به عنوان محور T در ربعی که نقاط فشارشی را ثبت نموده اند، قرار می‌گیرند. نقطه تقاطع دو صفحه عمود که به عنوان صفحات گره<sup>۱</sup> شناخته می‌شوند، محور تهی (B) نامیده می‌شود و معرف نقاطی هستند که هیچ موجی دریافت نکرده‌اند. محورهای P و T بر روی صفحه حرکتی قرار می‌گیرند که قطب آن منطبق بر محل تلاقی دو صفحه گره است. تقاطع این صفحه با سطوح گره موقعیت خط‌خش را نشان می‌دهد. برای مشخص نمودن محور P از خط خش ۴۵ درجه به سمت ناحیه روشن و برای تعیین محور T از خط خش ۴۵ درجه به سمت ناحیه تیره حرکت می‌کنیم (شکل ۴-۱۲). البته زاویه ۴۵ درجه بین سطح گسل و محورهای P و T تنها در مورد شکستگی‌های جدید در یک محیط ایزوتروپیک صدق می‌کند. در این مورد محورهای اصلی تانسور گشتاور لرزه‌ای با محورهای اصلی منطبق هستند، ولی در یک محیط ناهمگن و ناهمسانگرد (مثل پوسته) درست نیست. از آنجا که در بیشتر موارد زمین لرزه‌ها در پاسخ به فعالیت مجدد گسل‌ها اتفاق می‌افتد و این ابهام در مورد وجود یا عدم وجود گسل تازه تشکیل وجود دارد محورهای P, T, B

<sup>۱</sup> Nodal plane

به عنوان نماینده محورهای اصلی تنش در نظر گرفته می‌شود (Townend, 2006). جهت تفسیر میدان تنش با استفاده از سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌ها روش‌های مختلفی مانند روش میانگین‌گیری و وارون‌سازی وجود دارد.



شکل ۴-۱۲- نمایش تعیین موقعیت محور فشارش (P)، محور کشش (T)، خط خش (S) و محل تقاطع دو صفحه گره (B) با استفاده از حل سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌ها

#### ۴-۱۰-۱- روش میانگین‌گیری:

با وجود اینکه محور P یک سازوکار زمین‌لرزه لزوماً به جهت گیری  $\sigma_1$  بستگی ندارد، اما تلفیق داده‌های زمین‌لرزه‌ای یک منطقه نشان می‌دهد که میانگین جهت‌گیری محورهای B, T, P با جهت‌گیری محورهای اصلی تنش مطابقت دارد (Zoback, 1980 و Sbar & Sykes, 1973). در این روش در رسم نقاط بر روی استریوگرام میانگین روند محورهای B, T, P میانگینی از محورهای اصلی تنش را نشان می‌دهد (Lund and Townend, 2007). با استفاده از این روش می‌توان میانگین جهت‌گیری‌ها ممکن P و T را تعیین نمود.

#### ۴-۱۰-۲- وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای:

طرح وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل را به راحتی می‌توان به داده‌های لرزه‌ای تعمیم داد. با استفاده از یک فرایند وارون‌سازی می‌توان تانسور تنش را با استفاده از تعداد زیادی داده‌های زمین‌لرزه‌ای به دست آورد. اما این کار دو شرط اساسی دارد:

- سازوکارهای انتخاب شده، در یک منطقه با یک میدان تنش یکنواخت و مستقل از زمان و مکان در

نظر گرفته شود (Harde beck & Michael, 2004)

- جهت لغزش گسل مسبب زمین‌لرزه، در جهت حداکثر تنش برشی بیشینه در نظر گرفته شود

(Wallace & Bott, 1959).

در این روش با بررسی سازوکار کانونی هر زمین‌لرزه، صفحه گسل از بین دو صفحه گره انتخاب می-

شود و سپس این صفحات گسلی همراه با خط خش مربوط به آنها به عنوان داده‌های مستقل در نظر

گرفته می‌شوند و با استفاده از تکنیک وارونگی میدان تنش تعیین می‌گردد.





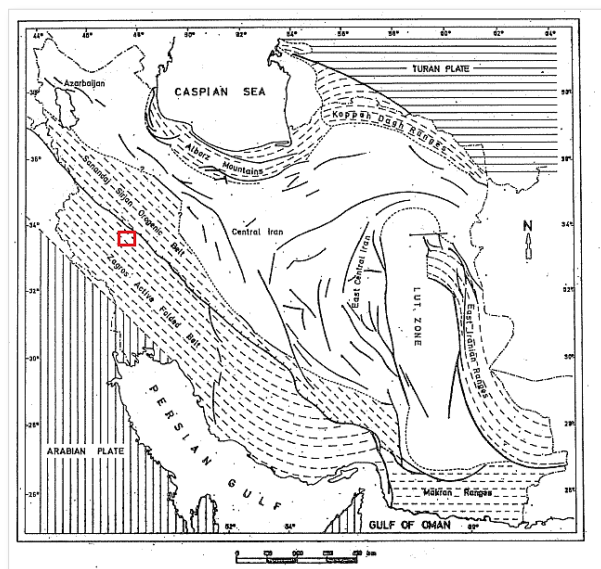
مرور تاریخچه لرزه‌خیزی جهان نشان می‌دهد که ایران یکی از لرزه‌خیزترین مناطق دنیا محسوب می‌شود، که دارای سطح بالایی از فعالیت لرزه‌ای و الگوی منحصر به فردی از تغییر شکل می‌باشد. موقعیت ویژه ایران در بخش میانی کمربند آلپ - هیمالیا و قرارگیری در یک پهنه فشاری ناشی از باز شدن دریای سرخ و حرکت رو به شمال صفحه عربی باعث تجمع تنش در پوسته ایران زمین و وقوع زمین‌لرزه‌های مخربی شده است. به طوری که در چند صد سال اخیر فلات ایران شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب و ویرانگری بوده که تلفات و خسارات سنگینی را به همراه داشته است. به عنوان نمونه در سده بیستم میلادی بیش از یکصد هزار نفر تلفات جانی همراه با خسارات مالی فراوان ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌های سیلاخور، دشت بیاض، طبس، قائنات، رودبار، منجیل، آوج، بم، زرنند و... گزارش شده است.

#### ۵-۱- جایگاه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه:

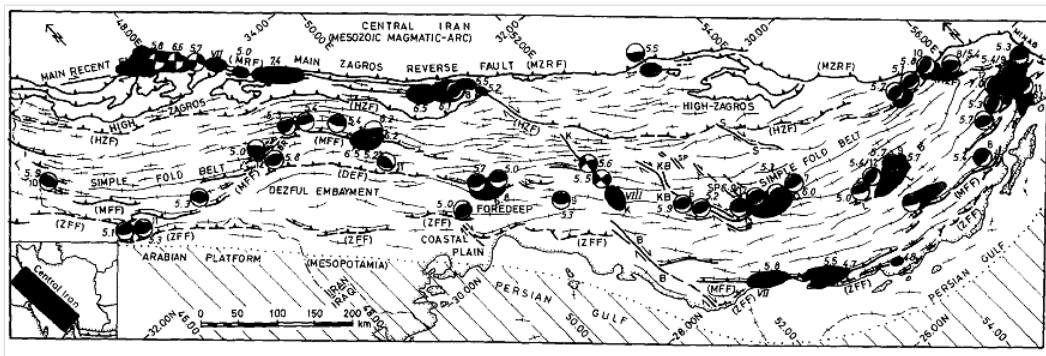
بربریان (۱۹۷۶) چهار ناحیه اساسی لرزه‌زمین‌ساختی ایران شامل کمربند چین‌خورده فعال زاگرس<sup>۱</sup>، ایران مرکزی، البرز و کپه داغ را معرفی نمود. بر این اساس منطقه مورد مطالعه در محدوده کمربند چین‌خورده فعال زاگرس واقع شده است (شکل ۵-۱). زاگرس از دیدگاه لرزه‌خیزی بخشی از کمربند کوهزایی فعال آلپ - هیمالیا و یکی از جوان‌ترین پهنه‌های برخورد قاره - قاره زمین می‌باشد. این بخش در حاشیه شمال شرق صفحه عربی بر روی پی سنگ پرکامبرین قرار گرفته است، تداوم حرکت صفحه عربی به سمت ایران باعث تجمع تنش و وقوع زمین‌لرزه در امتداد زاگرس شده است. به طوری که بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند در این گستره روی داده است. از ویژگی‌های بارز این ایالت وجود زمین‌لرزه‌های راستالغز معکوس یا فشاری برشی و عمق کانونی کم تا متوسط، همراه با دوره بازگشت کوتاه و بزرگی متوسط هستند. معمولاً زمین‌لرزه‌هایی که در زاگرس اتفاق می‌افتد توام با دگرریختی یا گسلش سطحی

<sup>۱</sup> Zagros active folded belt

نیستند. به خصوص زمین‌لرزه‌هایی با عمق بیش از ۳۰ کیلومتر، که در پی سنگ رخ می‌دهند و به دلیل وجود لایه نمکی سری هرمز بین پی سنگ پرکامبرین و رسوبات فانروژئیک، گسلش یا گسیختگی موجود در پی سنگ به سطح راه نیافته و در اثر برخورد به زون ناپیوسته نمکی، عملکرد دگرشگلی پلاستیک نشان می‌دهد. با وجود عدم آگاهی دقیق از عمق پوسته، بررسی جغرافیایی کانون زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ و توزیع عمقی آنها همراه با مطالعه الگوی چین‌ها و گسل‌های سطحی جهت تعیین سازوکار گسل‌های لرزه‌زای پی سنگی استفاده می‌شود (بربریان ۱۹۹۵، شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱- ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران (بربریان ۱۹۷۶). کادر قرمز محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۲- نقشه گسل‌های فعال و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها همراه با نواحی بیشینه تخریب زمین‌لرزه‌های مخرب زاگرس (Berberian, 1995).

## ۵-۲- بررسی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه:

مطالعات دقیق و استفاده از داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی کمک شایانی به کاهش تلفات و خسارات ناشی از آن و تا حدودی پیش‌بینی مکان وقوع زمین‌لرزه‌های بعدی خواهد کرد. یکی از راه‌های مطالعه لرزه‌خیزی یک منطقه، مطالعه زمین‌لرزه‌های روی داده خواهد بود. با استفاده از شبکه‌های لرزه‌نگاری که در حدود یک قرن اخیر راه اندازی شده است، می‌توان اطلاعات زمین‌لرزه‌ای نقاط مختلف جهان را بررسی نمود، این زمین‌لرزه‌ها را اصطلاحاً زمین‌لرزه‌های دستگاهی می‌نامند. همچنین اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های قبل از این زمان را با مطالعه سفرنامه‌ها و کتب تاریخی می‌توان شناخت که در بسیاری از موارد اغراق آمیز بوده و گاهی شرح کاملی از محل کانونی زمین‌لرزه و میزان خسارات واقعی ارائه نشده است. این زمین‌لرزه‌ها را اصطلاحاً زمین‌لرزه‌های تاریخی می‌نامند.

## ۵-۲-۱- زمین لرزه‌های تاریخی:

یکی از داده‌های اساسی جهت آشنایی با پیشینه لرزه‌خیزی و سیمای لرزه زمین‌ساختی هر منطقه، بررسی تاریخچه زمین‌لرزه‌های رخ داده در یک منطقه می‌باشد. بدیهی است که برای آشنایی با پیشینه لرزه‌خیزی باید تاریخچه زمین‌لرزه‌ها در فاصله زمانی زیادی گردآوری شود. جهت مطالعه لرزه‌خیزی محدوده مورد مطالعه زمین‌لرزه‌های تاریخی روی داده در این ناحیه از کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲) که مجموعه‌ای کامل از زمین‌لرزه‌های تاریخی می‌باشد، استخراج شد. این اطلاعات شامل محل وقوع زمین‌لرزه، میزان خسارات، شدت آن و در مواردی گسل مسبب زمین لرزه می‌باشد. البته به دلیل عدم وجود دستگاه‌های پیشرفته محل دقیق کانون این زمین لرزه‌ها مشخص نشده است. از جمله زمین‌لرزه‌های تاریخی ثبت شده در منطقه می‌توان به موارد زیر اشاره نمود (جدول ۵-۱ و شکل ۵-۳):

- زمین‌لرزه ۲۲ ژانویه ۸۷۲ میلادی (زمین‌لرزه سیمره): این زلزله با بزرگی ۶.۸ باعث ویران شدن بزرگترین بخش شهر و کشته شدن حدود ۲۰۰۰ نفر شد. این زمین‌لرزه که در عراق و بصره نیز حس شده است باعث زمین‌لغزه بزرگ در دره سیمره شده است؛ که یکی از بزرگ‌ترین زمین‌لغزه‌های نیم-کره شرقی زمین است. بربریان ۱۹۹۴ این زلزله را در ارتباط با فعالیت گسل کبیرکوه با سازوکار معکوس یا گسل جبهه کوهستان می‌دانند.

- زمین‌لرزه ۹۵۶ میلادی (زلزله همدان): زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۵.۳ که در اسد آباد و همدان باعث خسارات فراوان شده است. این زمین‌لرزه احتمالاً در ارتباط با گسل نهانند می‌باشد (Berberian, 1994).

- زمین‌لرزه آوریل ۱۰۰۸ میلادی \_ دینور: این زمین‌لرزه با بزرگی ۷ ریشتر روی داده که باعث ویرانی شهر دینور شد و سبب کشته شدن بیش از ۱۶۰۰۰ نفر شد. این زمین‌لرزه در ارتباط با گسل صحنه و یا گسل دینور دانسته شده است (Berberian, 1994).

\_ زمین‌لرزه ۱۰۵۲ میلادی خوزستان: زمین‌لرزه‌ای ویرانگر ارجان و منطقه پیرامون اهواز را لرزاند. لرزه اصلی در سراسر خوزستان حس شد و به شهرهای ایذه و بهبهان آسیب رساند. در طی سال پس‌لرزه‌ها چندین بار تکرار شد.

\_ زمین لرزه ۸ دسامبر ۱۰۵۸ زاگرس باختری - حمیرین: این زمین‌لرزه به گونه‌ای گسترده در زاگرس باختری حس شد و سبب ایجاد خسارات مالی و جانی فراوانی شد. جنبش‌های آهسته زمین در بغداد مردم را هراسان کرد و باعث فروریختن خانه‌های بسیاری شد.

- زمین‌لرزه نوامبر ۱۰۸۷ میلادی همدان: زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۵.۹ همدان و منطقه جبال را لرزاند. در اثر این زمین‌لرزه دو برج از دژ همدان فرو ریخت و دو منطقه در حومه شهر ویران شد. بربریان (1994) این زمین‌لرزه را مرتبط با گسل نهانند می‌داند.

- زمین لرزه سپتامبر ۱۱۰۷ میلادی دینور: کانون زلزله در طول ۴۷.۴۰ درجه خاوری و عرض ۳۴.۶ درجه شمالی گزارش شده است. این زلزله با بزرگی ۶.۵ در ارتباط با گسل صحنه و یا گسل دینور دانسته شده است (Berberian, 1994).

- زمین لرزه ۳ آوریل ۱۱۱۸ زاگرس باختری: زمین لرزه‌ای گسترده که در کردستان و عراق احساس شد. این زمین لرزه تلفات جانی کمی همراه داشته است.

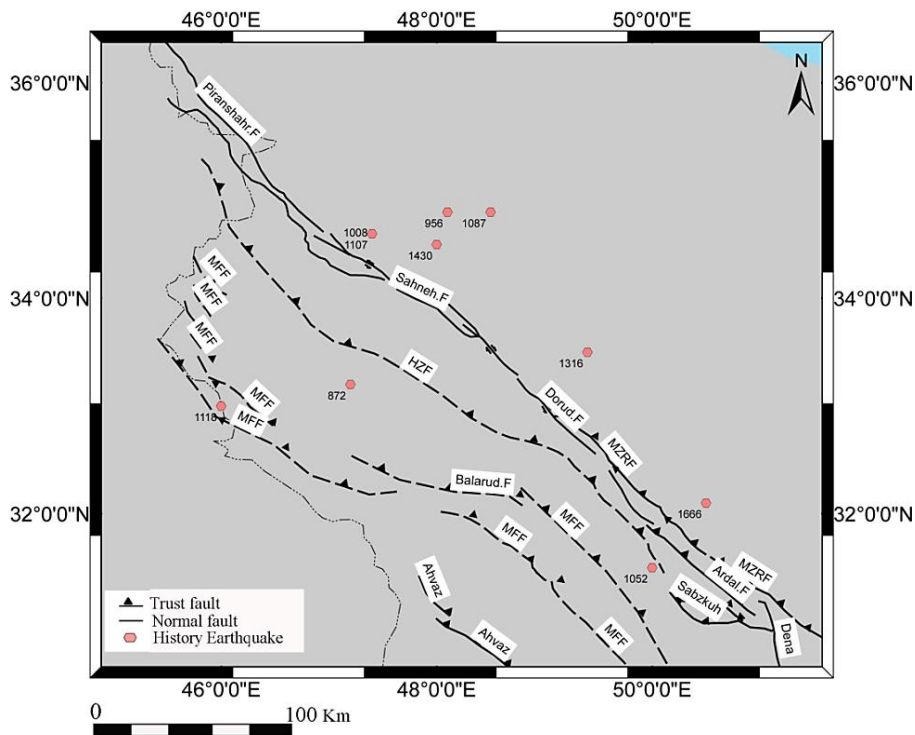
- زمین لرزه ۱۴۳۰ همدان: این زمین لرزه سبب فروریزش زمین در برخی مناطق شد. خانه‌ها و باروها ویران شد و تلفات بسیاری به بار آورد.

- زمین لرزه ۱۶۶۶ زاگرس: این زمین لرزه ویرانگر در مسیر علیای رود کارون در سوی شمال باختری هفت تنان در میان عشایر محلی کشته‌های زیادی به جا گذاشت. زمین لرزه سبب ایجاد سدهایی از سنگ شد. این لرزه در همدان و شیراز حس شد و در اصفهان نگرانی‌های برانگیخت.

\_ زمین لرزه ۵ ژانویه ۱۳۱۶ میلادی گلپایگان: در اثر این زمین لرزه در همدان بیست روستا به طور کامل از بین رفت و شهر گلپایگان نیز به طور کامل ویران شد. این زمین لرزه باعث کشته شدن کشاورزان و از بین رفتن زمین های کشاورزی زیادی شده است. بربریان این زلزله را در ارتباط با گسل درود می دانند.

جدول ۵-۱- فهرست زمین لرزه‌های تاریخی رویداده در گستره شمال باختر زاگرس (برگرفته از کاتالوگ زمین لرزه‌های تاریخی بربریان ۱۹۹۵).

	Time	Lat	Lon	Ms	Fault	Reference
1	872/6/22	33.2	47.2	6.8	kabirkuh	Amb
2	956	34.8	48.1	5.3	Sahne .F	Amb
3	1008/4/27	34.6	47.4	7	-	Amb
4	1052	31.5	50	6.8	-	Amb
5	1058/12/8	34.3	44.7	6.4	-	Amb
6	1087/11	34.8	48.5	5.9	Nahavand. F	Amb
7	1107/9	34.6	47.4	6.5	Sahne .F	Amb
8	1118/4/3	33	46	5.9	-	Amb
9	1316/1/5	33.5	49.4	6.2	Durod.F	Amb
10	1430	34.5	48	5.9	-	Amb
11	1666	32.1	50.5	6.5	-	Amb



شکل ۵-۳- نقشه پراکندگی زمین لرزه‌های تاریخی روی داده در محدوده شمال باختر زاگرس.

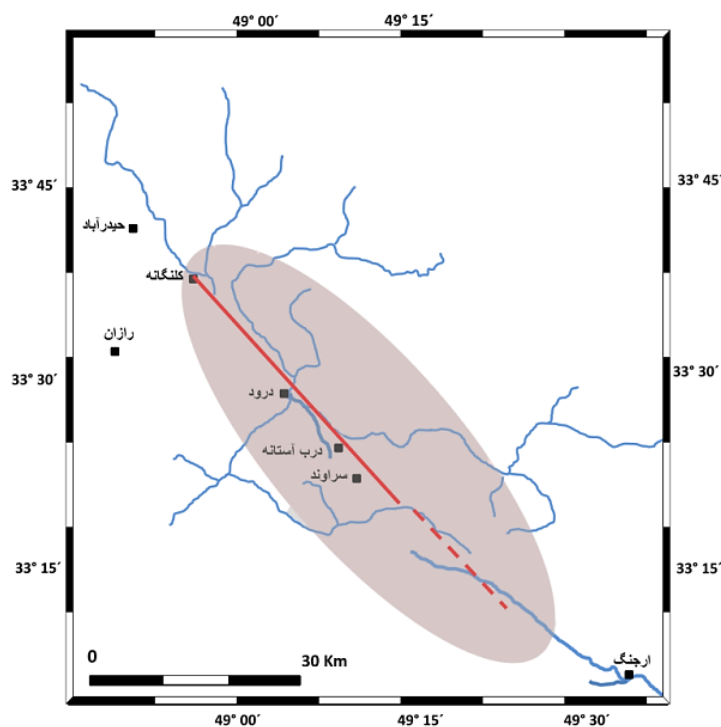
### ۵-۲-۲- زمین لرزه‌های دستگاهی:

بررسی زمین لرزه‌های ثبت شده (بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ میلادی) با بزرگی بیشتر از ۴.۵ در مقیاس محلی با استفاده کاتالوگ‌های بین المللی (USGS<sup>۱</sup>، ISS<sup>۱</sup> و ISC<sup>۲</sup>) و مرکز لرزه‌نگاری کشور در

<sup>۱</sup>United States Geological Survey

محدوده شمال باختر زاگرس انجام شد. نتایج فعالیت لرزه‌ای بالا را نشان می‌دهد. از جمله زمین‌لرزه‌های دستگاهی مهم ثبت شده می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

۴-۵. زمین‌لرزه ۲۳ ژانویه میلادی ۱۹۰۹ درود (سیلاخور): زمین‌لرزه‌ای ویرانگر با بزرگی ۷.۳ که باعث ویرانی دره سیلاخور در جنوب شرقی بروجرد شده است. در پی این زمین‌لرزه ۱۲۸ روستا آسیب دیدن که ۶۸ روستای آن به کلی ویران شد و لرزه‌هایی آن در بروجرد، همدان، کرمانشاه و همچنین در خریوت ترکیه احساس شده است. تلفات انسانی آن ۶۰۰۰ تا ۸۰۰۰ نفر گزارش شده است. این زمین‌لرزه با گسلش سطحی حدود ۴۵ کیلومتر در سطح زمین و میانگین جابه‌جایی افقی در طول گسل بین یک تا دو متر همراه بوده است که باعث پایین افتادن قطعه شمال خاوری شده است (شکل ۴-۵). پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه تا پنج ماه ادامه داشته است (Ambraseys & Melville, 1982).



شکل ۴-۵- محدوده متاثر از زمین لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲، ترسیم مجدد)



-زمین لرزه ۱۵ مارس ۱۹۳۲ میلادی :

زمین لرزه‌ای با بزرگی ۵.۴ در ۱۵ مارس ۱۹۳۲ رخ داده است. رومرکز این زمین لرزه در عرض ۳۳.۷۹ درجه شمالی و طول ۴۷.۹ درجه خاوری واقع بوده است. کانون این زمین لرزه در ۸ کیلومتری گسل زاگرس مرتفع قرار دارد و دارای عمق کانونی ۴۵ کیلومتر بوده است.

-زمین لرزه ۱۷ دسامبر ۱۹۵۵ میلادی: این زمین لرزه با بزرگی ۵.۷ و رو مرکز این زمین لرزه در عرض ۳۳.۷۰ درجه شمالی و طول ۴۸.۸ درجه خاوری رویداده است .

\_ زمین لرزه ۱۳/۱۲/۱۹۵۷ : این زمین لرزه با بزرگی ۶.۷ در ساعت ۱ و ۴۵ دقیقه به وقت گرینویچ در نزدیکی فارسینج در ۱۵ کیلومتری خاور سنقر رویداده است. بیشترین خسارت در بین فارسینج و کنگاور متمرکز شده بود. پس لرزه‌های آن حدود یک ماه ادامه داشت که باعث بیشتر شدن خسارات شد.

\_ زمین لرزه‌های رخ داده بین سال‌های ۱۹۷۵ تا ۱۹۶۳ در ناحیه بین گسل مروارید و نهاوند اتفاق افتاده است. این دو گسل را می‌توان به عنوان ریدل‌های پلکانی در یک پهنه گسلی راستالغز راستگرد در نظر گرفت (Tchalenko, 1970).

\_ زمین لرزه ۱۶/۸/۱۹۵۸: در آگوست ۵۸ زمین لرزه‌ای با بزرگی ۶.۶ در جنوب باختری نهاوند -فیروزآباد اتفاق افتاد. در اثر این زمین لرزه گسلی به طول ۲۰ کیلومتر رخ داد که باعث پایین افتادن بخش شمال خاوری شده که در ژئومورفولوژی منطقه کاملاً مشخص می‌باشد. شرکتی (۱۹۶۷) حرکت گسل مسبب این زمین لرزه را به صورت امتدادلغز راستگرد می‌داند. به اعتقاد بربریان (۱۹۷۶) این زمین لرزه باعث فعالیت مجدد گسل گارون شده است.

\_ زمین لرزه ۲۴/۳/۱۹۶۳: این زمین لرزه با بزرگی ۵.۸ به وقوع پیوست، که حل سازوکار کانونی آن، گسل مسبب زمین لرزه را امتدادلغز راستگرد (گسل اصلی جوان زاگرس) معرفی می‌نماید. ژرفای

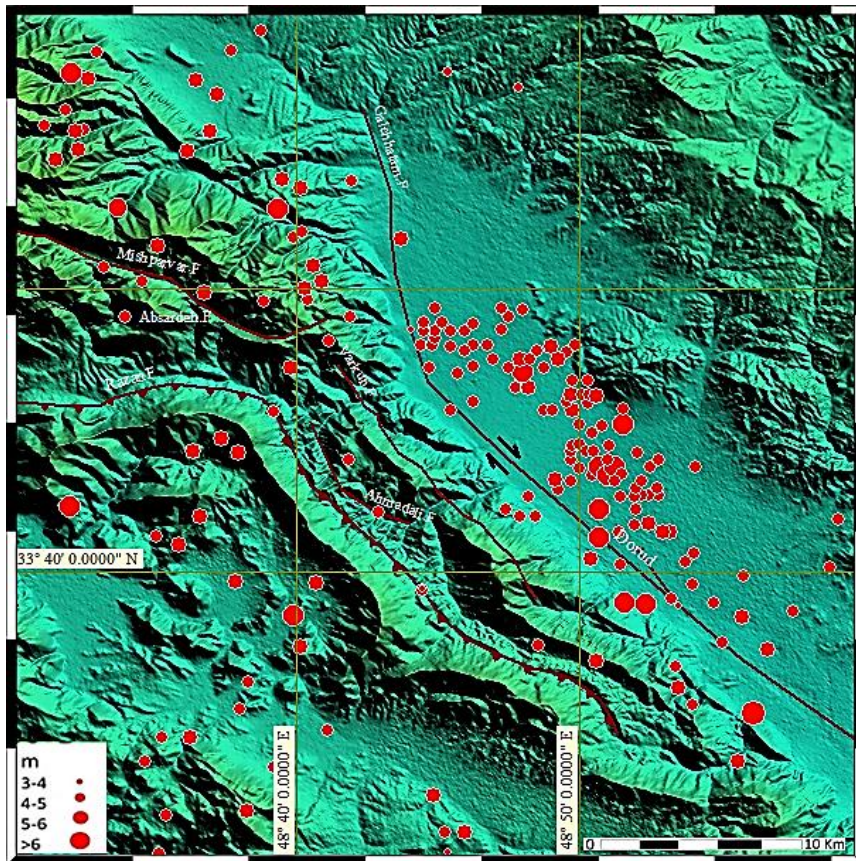
کانونی آن ۸.۳ کیلومتر بوده است. حدود ۴۰۰۰ خانه را در ۲۲ روستا ویران کرد. این زمین لرزه هیچ تلفات جانی نداشته است. در واقع این زمین لرزه، پس لرزه زمین لرزه فارسینج محسوب می شود.

— زمین لرزه ۲۸ اکتبر ۱۹۶۱ میلادی: زمین لرزه‌ای با بزرگی ۴.۶ در ناحیه حیدرآباد از توابع شهرستان درود روی داد که در اثر این زمین لرزه برخی از خانه‌های مسکونی در حیدر آباد و بروجرد آسیب دیدند (Ambraseys & Melville, 1982).

— زمین لرزه بیست و سوم می ۲۰۰۴ بروجرد: زمین لرزه‌ای با بزرگی ۴.۹ در اطراف شهرستان بروجرد به وقوع پیوست این زلزله همراه با پس لرزه و پیش لرزه های بود، که بر روی پهنه گسله اصلی و جوان زاگرس اتفاق افتاده است.

— زمین لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور: این زلزله با بزرگی ۶.۱ و عمق کانونی ۱۴ کیلومتر باعث ویرانی ۳۳۰ روستا شد و بیش از ۶۰ تن کشته و ۱۲۸۰ تن مجروح داشت. سازوکار این زمین لرزه به صورت راستالغز گزارش و در ارتباط با گسل اصلی و جوان زاگرس و قطعه درود دانسته شده است. این زمین لرزه همراه با پیش لرزه با بزرگی ۵.۱ که حدود ۶ ساعت قبل از زمین لرزه اصلی رخ داد. و بعد از زلزله اصلی حدود ۹۰ پس لرزه در منطقه احساس شد که بزرگی برخی از آنها حدود ۴ ریشتر بود. پاکزاد و میرزایی ۱۳۸۶ بابرگرداندن تانسور گشتاور لرزه‌ای شوک اصلی ۴۴ کیلومتر گسلش زیرسطحی را روی گسل درود محاسبه نمودند.

در شکل ۵-۵ رومرکز زمین لرزه‌های دستگاهی روی داده در بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ با بزرگی بیش از ۳ ریشتر در منطقه مورد مطالعه آورده شده است.



شکل ۵-۵- نقشه SRTM بروجد همراه با گسل‌های فعال و پراکندگی مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های دستگاهی روی داده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴.

#### ۵-۴- ارتباط لرزه‌خیزی و گسلش:

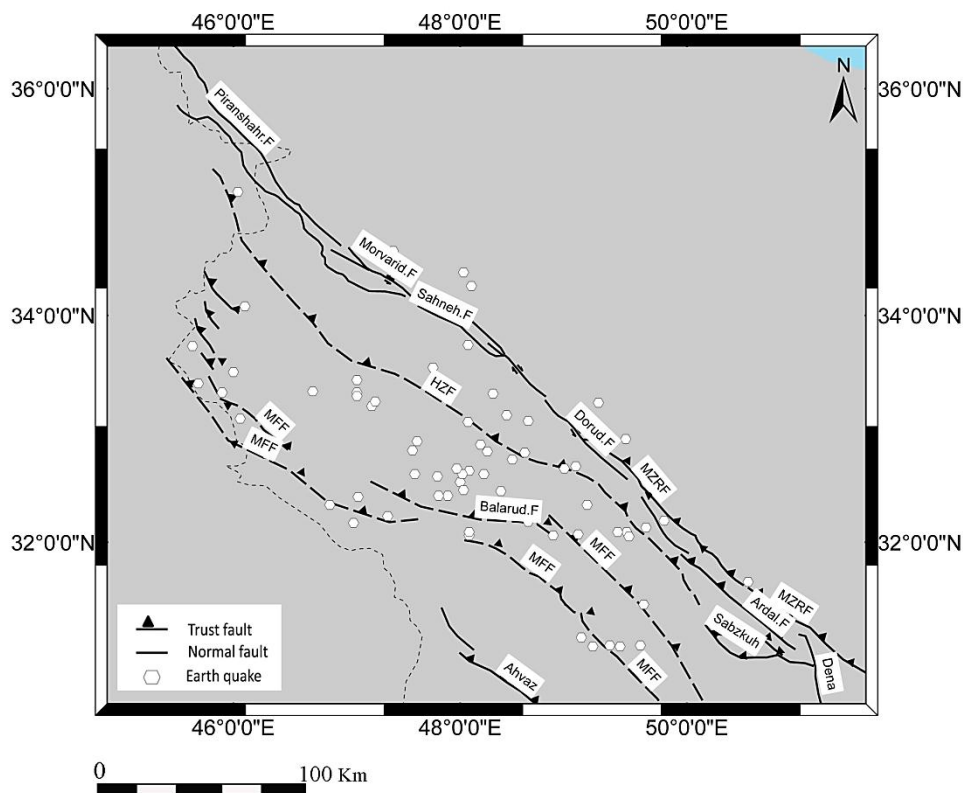
چگونگی ارتباط میان زمین‌لرزه‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی همیشه مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است. گسل‌ها یکی از ساختارهای زمین‌شناسی مهم مرتبط با زمین‌لرزه‌ها هستند. زمین‌لرزه حالت خاصی از تغییر شکل توده سنگ است که در آن فرایند گسیختگی در مقیاس‌های مختلف رخ می‌دهد. براین اساس مطالعه فرایند دگرشکلی پوسته زمین، شیوه علمی و قابل قبول در جهت شناخت بیشتر زمین‌لرزه و عوامل موثر بر وقوع آن می‌باشد. در واقع بین گسل و زمین‌لرزه یک رابطه دو طرفه حاکم است، یعنی علاوه بر اینکه وجود گسل‌های فراوان در یک منطقه سبب بروز زمین‌لرزه می‌گردد، زمین‌لرزه نیز به نوبه خود سبب ایجاد گسل‌های جدیدی می‌شود و در نتیجه تعداد شکستگی‌ها زیاده‌تر شده و به این ترتیب لرزه‌خیزی منطقه افزایش می‌یابد (Alger, 1987). از طرفی

گسل‌ها در پاسخ به تجمع تنش ایجاد می‌شوند با مطالعه زمین‌لرزه‌ها در منطقه می‌توان به تنش مسبب هر زمین‌لرزه و گسلش حاصل از آن دست یافت. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها منابع اطلاعاتی ارزشمندی در مورد جهت و بزرگای نسبی تنش در پوسته زمین هستند. تفسیر صحیح میدان تنش کنونی با استفاده از نتایج وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های مختلف انجام می‌شود. گستره داده‌های مورد مطالعه بیانگر وسعت محدوده‌ای است که تانسور تنش در آن یکسان و یکنواخت فرض می‌شود و چنانچه تعداد گسل‌های زیادی در منطقه وجود داشته باشد همه آنها در میدان تنش به دست آمده سهمیم خواهند بود.

#### ۵-۵- جمع‌آوری داده‌ها:

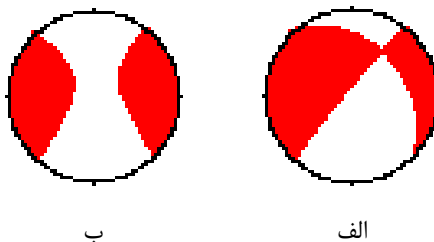
به منظور بررسی میدان تنش جاری داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های مربوط به شمال غرب زاگرس از سایت‌های مختلف همچون گروه زمین‌شناسی دانشگاه هاروارد<sup>۱</sup>، موسسه لرزه‌نگاری زونیخ سویس<sup>۲</sup>، مرکز ملی اطلاعات زمین‌لرزه ایالات متحده<sup>۳</sup> و موسسه لرزه‌نگاری دانشگاه کلمبیا<sup>۴</sup> جمع‌آوری شد. مکانیسم‌ها براساس شکل موج و وارونگی تانسور تنش حرکتی برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بالا ( $M > 4$ ) ترسیم شده‌اند. در این پژوهش از داده‌های زمین‌لرزه‌ای شمال باختری زاگرس، شامل ۷۰ داده لرزه‌ای مربوط به سال‌های ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴ استفاده شده است (شکل ۵-۶).

<sup>۱</sup> HRVD  
<sup>۲</sup> ZUR RMT  
<sup>۳</sup> NEIC  
<sup>۴</sup> GCMT



شکل ۵-۶- نقشه گسل‌های مرزی زاگرس همراه با رومرکز ۷۰ زمین لرزه‌های دستگاهی با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر مربوط به بازه زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴ که از سازوکار کانونی آنها در این پژوهش استفاده شده است.

داده‌ها به دقت بررسی و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها دوباره ترسیم شد. برای تعداد محدودی از زمین‌لرزه‌ها بیش از یک سازوکار توسط مراکز لرزه‌نگاری مختلف ارائه شده بود. در این حالت، سازوکاری که تطابق بیشتری با شرایط زمین‌شناسی منطقه دارد به عنوان سازوکار مربوط به زمین‌لرزه معرفی شد. برای مثال در زمین‌لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور موسسه لرزه‌نگاری ایالات متحده سازوکار گسل را به صورت نرمال تعیین نموده است. این در حالی است که موسسه لرزه‌نگاری سویس سازوکار گسل را به صورت امتدادلغز راستگرد معرفی می‌نماید. با بررسی سازوکارهای ارائه شده و مقایسه با روند و سازوکار عمده گسل‌های منطقه، چون گسل درود انتخاب سازوکار امتداد لغز راستگرد منطقی‌تر به نظر می‌رسد (شکل ۵-۷).

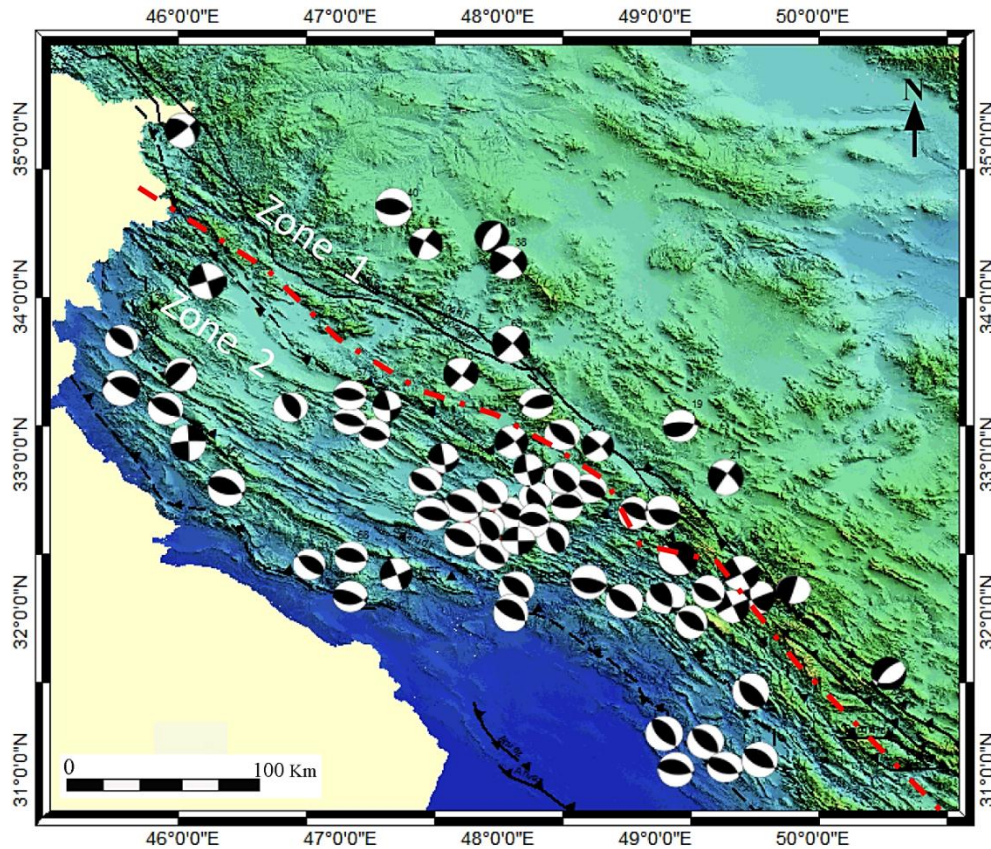


شکل ۵-۷- دو سازوکار متفاوت برای زمین لرزه ۳۱ مارس ۲۰۰۶ سیلاخور. الف- سازوکار نرمال (موسسه لرزه نگاری ایالات متحده) ب- سازوکار امتدادلغز راستگرد (موسسه لرزه نگاری سوئیس)

### ۵-۶- جداسازی داده‌های همگن از داده‌های ناهمگن:

از آنجا که داده‌های مکانیسم کانونی زمین لرزه‌ها از نظر رژیم تنشی و جهت‌گیری تنش در تمام شمال غرب زاگرس با هم سازگار نبود، منطقه به دو گروه زاگرس مرتفع (zone 1) و زاگرس چین خورده (zone 2) تقسیم شد (شکل ۵-۸). در ابتدا برای این منظور از پهنه‌بندی لرزه‌ای به عنوان نقطه شروع استفاده شد، این پهنه‌بندی تابع شرایط تکتونیکی و اطلاعات از پیش موجود این بخش‌ها بوده است. شناخت هندسه و سازوکار عمده گسل‌های بزرگ در منطقه می‌تواند به انتخاب گسل مسبب زمین‌لرزه کمک کند.

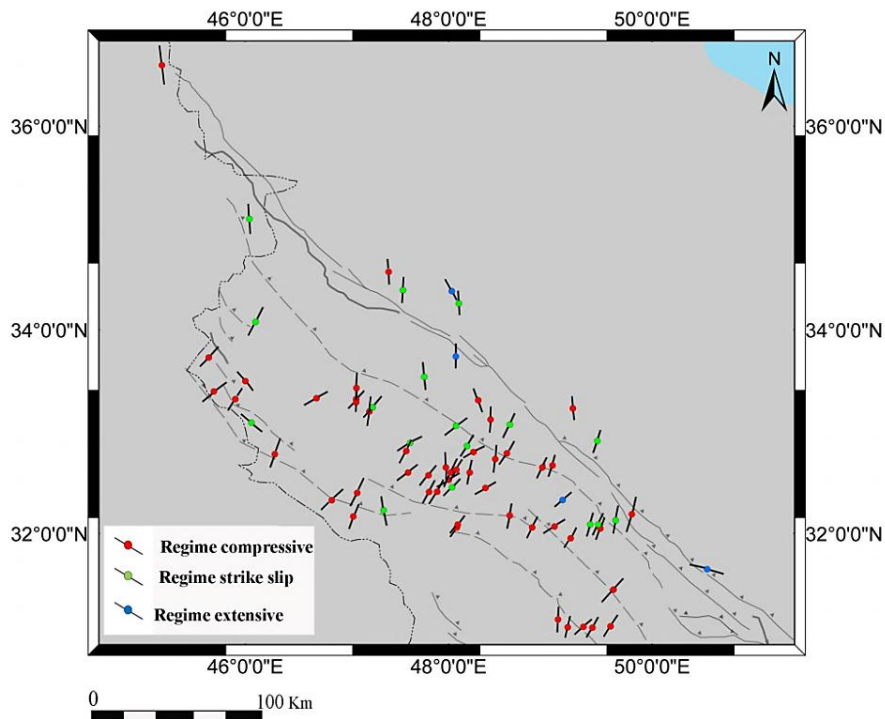
به طور کلی در شمال باختر زاگرس گسل‌های اصلی و لرزه‌زا از روند عمومی زاگرس تبعیت می‌کند. در زاگرس مرتفع (زون ۱) زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل اصلی و جوان زاگرس (MRF) به صورت پراکنده توزیع شده‌اند. این زمین‌لرزه‌ها بیشتر در فرادیواره گسل اصلی و جوان زاگرس با سازوکار امتدادلغز راستگرد و عمق کانونی کم دیده می‌شوند. در زاگرس چین خورده (زون ۲) گسل‌های معکوس در سراسر ناحیه دیده می‌شوند. تمرکز زمین‌لرزه‌ها برخلاف زون یک که به صورت پراکنده در امتداد زاگرس مرتفع هستند، در ناحیه فروافتادگی دزفول و فروافتادگی کرکوک به صورت متمرکز قرار گرفته‌اند. در این بخش زمین‌لرزه‌ها تحت تاثیر گسل‌های مانند گسل پیشانی کوهستان، گسل پیش ژرفای زاگرس، گسل فروافتادگی دزفول با سازوکار معکوس اتفاق می‌افتد.



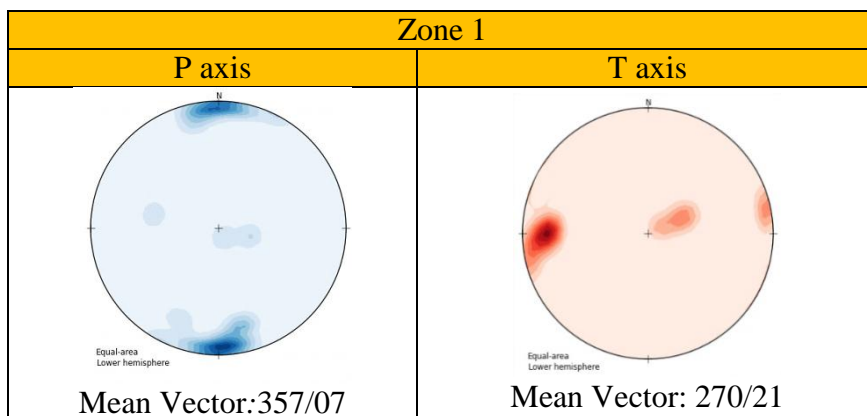
شکل ۵-۸- تصویر SRTM شمال باختر زاگرس به همراه گسل های فعال، مرکز سطحی و مکانیسم زمین لرزه‌هایی که در این پژوهش از آنها استفاده شده است.

### ۵-۷- تعیین تنش با استفاده از روش میانگین‌گیری محورهای P&T:

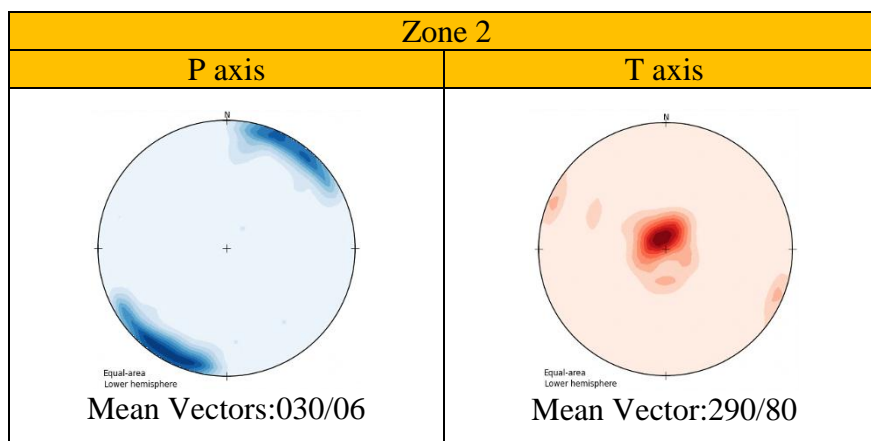
با وجود اینکه محور P یک سازوکار زمین لرزه لزوماً به جهت‌گیری  $\sigma_1$  بستگی ندارد، اما تلفیق داده‌های زمین لرزه‌ای یک منطقه نشان می‌دهد که میانگین جهت‌گیری محورهای B, T, P با جهت‌گیری محورهای اصلی تنش مطابقت دارد. در این روش برای هر زمین لرزه، محورهای P و T مشخص شد (شکل ۵-۹)، سپس میانگین محورهای P که نشان‌دهنده محور  $\sigma_1$  و میانگین محور T که نشان‌دهنده محور  $\sigma_3$  می‌باشد، برای زمین لرزه‌های مربوط به هر بخش با رسم کنتور تعیین شد (شکل ۵-۱۰ و جدول ۵-۲). در این روش تنها جهت‌گیری محورهای اصلی تنش تعیین می‌شود و پارامتر شکل بیضوی تنش را نمی‌توان محاسبه نمود.



شکل ۵-۹- جهت‌گیری محور P مربوط به هر زمین‌لرزه. کدهای رنگی نشان‌دهنده رژیم تکتونیکی می‌باشد.



شکل ۵-۱۰- کنتور رسم شده برای نقاط و موقعیت محور P و T در زون ۱



شکل ۵-۱۰- کنتور رسم شده برای نقاط و موقعیت محور P و T در زون ۲

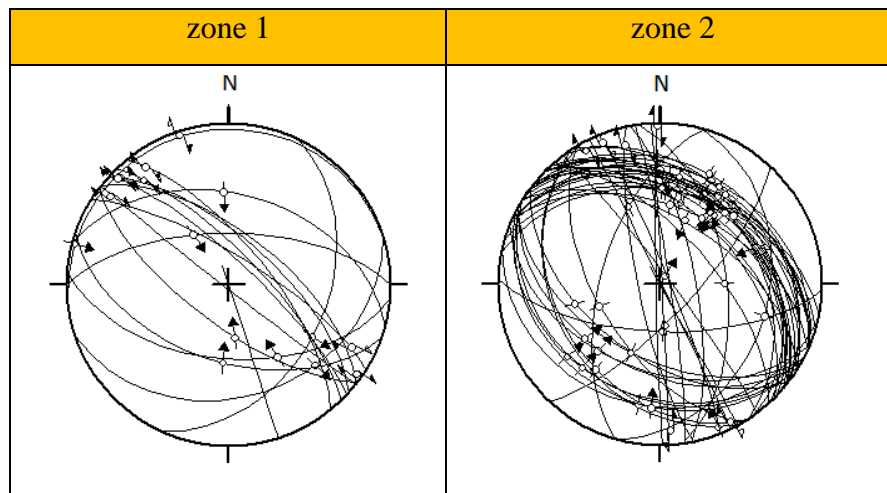


جدول ۵-۲- جهت‌گیری محورهای اصلی تنش در دو بخش ۱ و ۲

Zone	N	$\sigma_1$ (trend/ plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plung)
High Zagros (Zone 1)	17	357/07	092/72	270/21
Folded Zagros (Zone2)	54	030/06	120/10	290/80

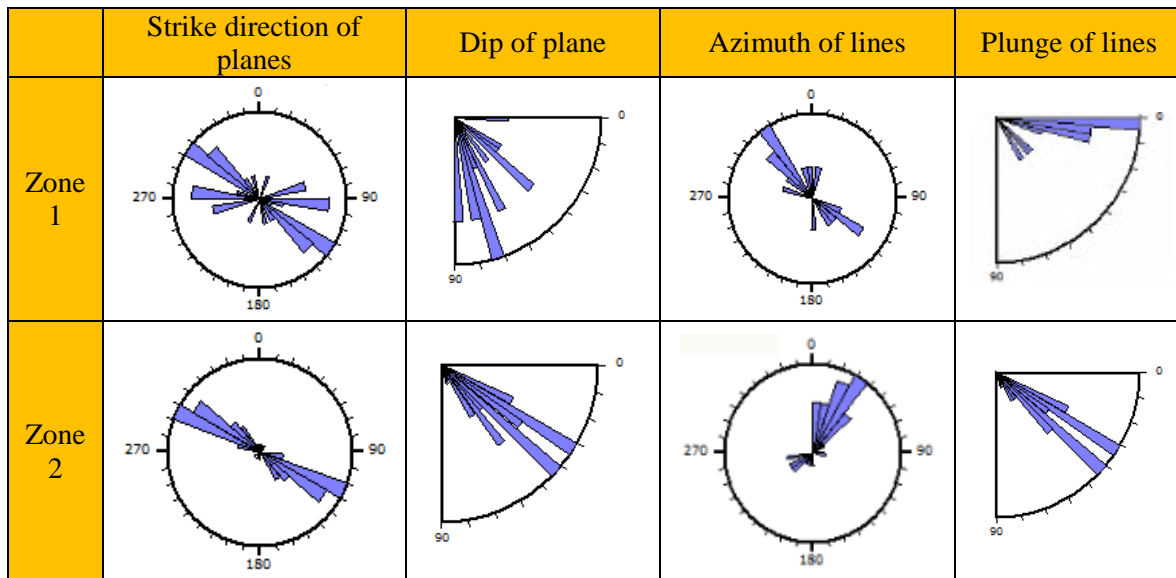
### ۵-۸- تعیین تنش با روش وارون‌سازی:

مشکل اصلی تعمیم طرح وارون‌سازی، انتخاب اولیه صفحه‌ی گسل از بین زوج صفحات گره می‌باشد؛ در واقع حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، دو گسل به عنوان صفحات گره معرفی می‌کند؛ که یکی از آنها سطح گسل و دیگری سطح کمکی خواهد بود و سطح گسل از بین این دو انتخاب می‌شود. برای انتخاب صفحه‌ی گسل مسبب زمین‌لرزه در هر زون، ابتدا با استفاده از روش دو وجهی‌های عمود برهم، محدوده‌ی جهت‌گیری‌های ممکن  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  که مستقل از انتخاب صفحات گره است، تعیین شد (Anglier & Mchler, 1984). سپس نتیجه آن به عنوان نقطه شروع جستجوی شبکه‌ای در برنامه Tensor در نظر گرفته شد (Sperner, 2003). در این مرحله با استفاده از جستجوی شبکه‌ای، تانسوری با حداقل زاویه عدم انطباق و حداکثر تنش برشی به عنوان تانسور مناسب انتخاب شد. این تانسور به عنوان مرجع در نظر گرفته می‌شود و از بین دو صفحه گره، صفحه‌ای که بهترین توضیح از تانسور تنش را ارائه نماید، به عنوان صفحه گسل انتخاب می‌شود (شکل ۵-۱۱). بعد از این جدایش، صفحات گسل همراه با خط‌خس مربوط به آن به عنوان صفحات مستقل در نظر گرفته می‌شود و وارونگی نهایی براساس این داده‌ها انجام می‌شود (Gephart & Forsyth, 1984).



شکل ۵-۱۱- استریوگرام مربوط به صفحات لرزه‌ای انتخاب شده همراه با خطوط لغزشی همراه آنها ( دوایر توخالی همراه با بردارهای روبه بیرون برای گسل‌های نرمال، به سمت مرکز برای گسل‌های معکوس و بردارهای دویخشی برای گسل‌های امتداد لغز) نشان داده شده است.

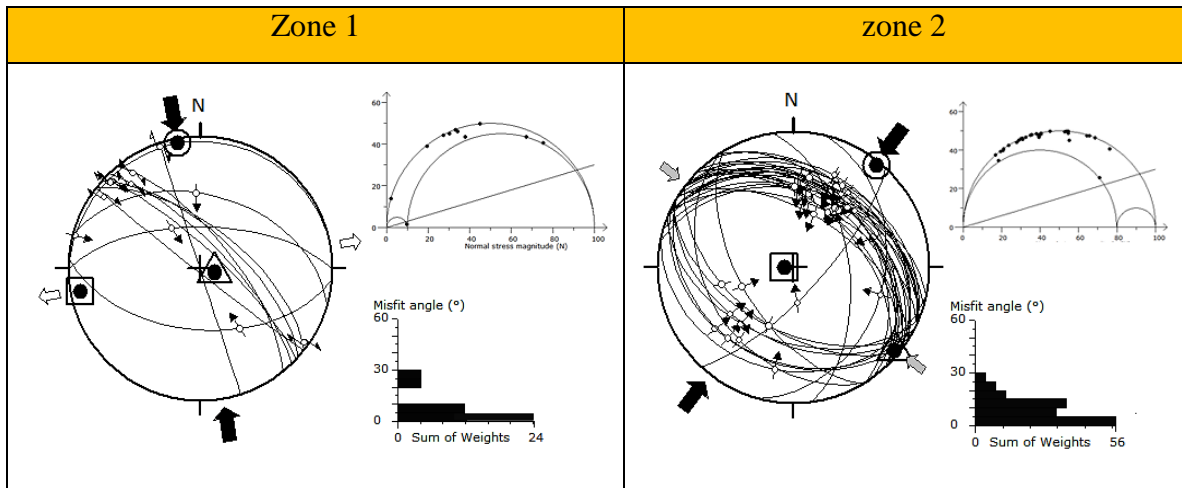
جهت داشتن دید کلی از طیف تغییرات شیب و امتداد گسل‌های مسبب زمین‌لرزه از نمودار گلسرخی استفاده شد (شکل ۵-۱۲). راستای غالب صفحه گسل در زون ۱، شمال باختری - جنوب خاوری و شیب بیش از ۶۰ درجه و خش‌لغزها با آزیموت ۳۲۰ و شیب کمتر از ۱۰ درجه می‌باشد. روند عمومی خط خش‌ها موازی با روند عمومی گسل‌ها و دارای شیب کم می‌باشند که نشان دهنده وجود گسل‌های امتداد لغز در منطقه می‌باشد. همچنین راستای غالب صفحه گسل در زون ۲، شمال باختری - جنوب خاوری و شیب بین ۳۰ تا ۵۰ درجه و خش‌لغزها با آزیموت ۳۰ و شیب بین ۳۰ تا ۴۰ درجه می‌باشد. روند غالب خط‌خش‌ها عمود بر روند غالب گسل‌ها و با شیب متوسط که نشان دهنده سازوکار مورب لغز غالب گسل‌ها در این بخش می‌باشد.



شکل ۵-۱۲- نمودار گلسرخي نشان دهنده راستا و شيب صفحات گسلي مسبب زمين لرزه و خط‌خس‌هاي مربوط به آنها در دو گروه ۱ و ۲.

#### ۵-۹- تعيين ميدان تنش:

پس از انتخاب صفحات گسل، به کمک روش دو وجهی‌های عمود برهم و استفاده از نرم افزار Tensor عضوهای چهارگانه ماتریس تنش تقلیل یافته در منطقه با کمترین زاویه عدم انطباق محاسبه شد. نتایج وارونگی داده‌ها در شکل ۵-۱۳ و جدول ۵-۳ آورده شده است. در زون ۱ موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$ ،  $\sigma_3$  به ترتیب  $۰۴/۳۵۰$ ،  $۱۱/۱۰۳$  و  $۰۸/۲۶۰$  تعیین شد. همچنین شکل میدان تنش  $R=۰.۱$  و نوع دگرریختی با نسبت عددی تنش  $R'=۱.۹$  به صورت امتدادلغز (SS) راستگرد بدست آمد. در زون ۲ موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$ ،  $\sigma_3$  به ترتیب  $۰۳/۰۳۹$ ،  $۰۴/۱۲۹$  و  $۸۵/۲۷۲$  تعیین شد. همچنین شکل میدان تنش  $R=۰.۸$  و نوع دگرریختی با نسبت عددی  $R'=۲.۸$  به صورت معکوس (TF) حاصل شد.

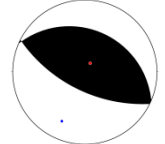
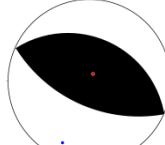





شکل ۵-۱۳- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) و جهت گیری مربوط  $SH_{max}$  و  $SH_{min}$  که به ترتیب نشان دهنده جهت محور  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  همراه با نوع رژیم تنش است به صورت فلش‌های بزرگ (مشکی برای  $SH_{max}$  و سفید برای  $SH_{min}$ ) در بیرون از محیط دایره دیده می‌شود. هیستوگرام سمت راست پایین توزیع آماری از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می‌دهد.



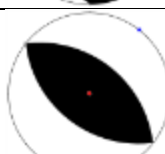
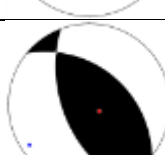
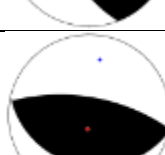
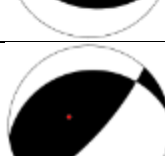
جدول ۵-۳- نتایج وارونگی داده‌های لرزه‌ای


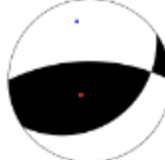
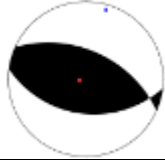

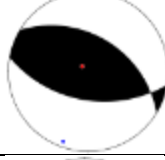
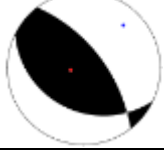
	$\sigma_1$ (trend/plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plunge)	R	Regime		Min/Max Misfit angle
					R'	Reg	
High zagros	350/04	103/81	260/08	0.1	1.9	SS	8.1/26
Folded zagros	039/03	129/04	272/85	0.8	2.8	TF	8.7/28.7

جدول ۵-۴- پارامترهای مربوط به زمین‌لرزه‌های روی داده در شمال باختر زاگرس

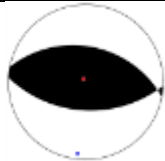


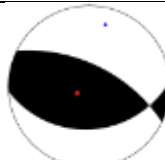
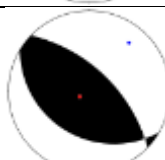
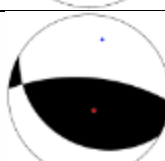
NO	Time	Origin		Depth	$M_s$	Planes						Stress				References	F.M
		Lat	Lon			Plane 1			Plane 2			$\sigma_1$		$\sigma_3$			
						Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Trend	Plg	Trend	Plg		
1	1977/4/26	32.65.60	48.92.20	47	5.3	293	29	93	110	61	88	205	16	031	74	HRVD	
2	1977/6/5	32.63.60	48.08.60	40	5.7	293	34	91	111	56	89	204	11	027	79	HRVD	
3	1978/12/14	32.13.90	49.64.60	33	6.2	150	34	10	318	57	83	006	31	127	41	HRVD	
4	1980/10/19	32.79.20	48.57.20	42	5.7	293	36	106	94	56	78	214	10	078	76	HRVD	
5	1981/1/2	32.73	48.46.10	33	5	277	24	95	92	66	88	191	21	017	69	HRVD	

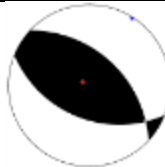

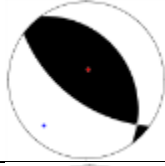
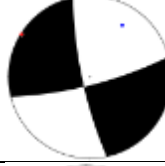

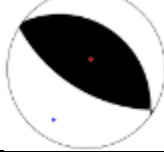
6	1983/3/5	32.19	49.8	10	5.3	254	4	32	133	88	93	282	47	109	43	HRVD	
7	1983/5/28	32.45	48.36	27.3	5.1	314	38	113	106	56	73	240	09	118	73	HRVD	
8	1985/3/27	31.65	50.54	83.8	5.2	72	31	-115	281	62	-79	104	69	324	16	HRVD	
9	1985/9/18	31.45	49.62	11	5	147	36	74	347	55	102	046	10	182	76	HRVD	
10	1987/5/29	33.54	47.76	15	4.8	218	80	2	128	88	170	353	08	262	06	HRVD	
11	1988/1/26	32.33	46.85	19.9	5.4	306	20	79	137	70	94	230	25	040	65	HRVD	

12	1989/4/2	32.89	47.62	15		256	40	-7	351	85	-130	050	29	296	37	HRDV	
13	1990/8/3	32.80	48.24	15	5	96	33	53	318	64	111	063	16	192	65	HRVD	
14	1990/10/11	32.41	47.89	15	5	128	45	90	308	45	90	038	00	128	90	HRVD	
15	1994/7/31	32.53	48	18	5.4	309	41	114	99	53	71	236	06	124	73	HRVD	
16	1994/9/20	32.18	48.60	15	4.6	103	25	87	286	65	91	010	20	185	70	HRVD	
17	1998/8/5	33.50	46	33	4.7	183	20	52	43	74	103	143	28	295	59	HRVD	

18	1998/8/21	34.38	48.03	21.9	4.4	025	39	-84	197	51	-95	151	83	299	06	HRVD	
19	1998/10/4	33.23	49.22	15	5.2	126	31	121	270	64	73	347	17	211	67	HRVD	
20	1998/10/5	33.20	47.22	37.8	4.7	131	41	103	294	50	79	016	04	259	80	HRVD	
21	2000/4/12	32.91.90	49.46.10	27	4.5	41	85	26	308	64	175	169	21	265	15	ZUR RMT	
22	2001/3/23	32.78	46.29	15	5	301	42	74	142	50	104	200	04	310	79	HRVD	
23	2001/4/3	32.58	47.80	30.7	4.5	116	31	113	270	62	77	043	16	261	70	HRVD	




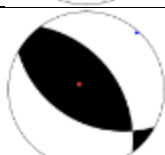
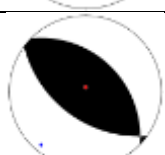
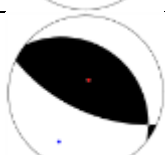


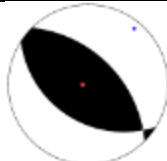
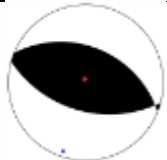
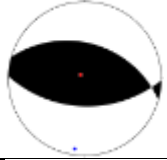
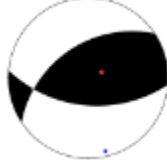


24	2001/4/7	32.60.70	48.02.30	24	3.5	109	49	95	281	41	84	187	04	323	84	ZUR RMT	
25	2001/8/19	32.41.40	47.81	9	3.5	142	47	100	306	44	79	208	02	309	82	ZUR RMT	
26	2001/8/21	33.33.9	46.70.9	15	4.2	149	58	96	318	32	81	243	13	041	76	ZUR RMT	
27	2001/8/25	32.17.3	47.06.7	12	4.2	296	60	74	147	34	116	014	13	243	70	ZUR RMT	
28	2001/9/1	32.81	47.58	15	4.9	121	31	101	288	60	83	039	74	241	74	HVRD	
29	2001/9/23	32.67	49.02.7	24	3.6	326	66	101	120	27	67	013	20	163	68	ZUR RMT	

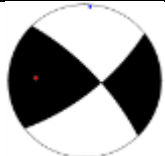


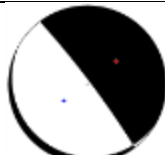
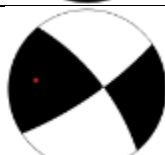
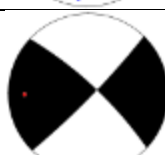
30	2001/10/25	32.65.10	47.97.20	18	4.3	271	47	75	112	45	105	033	01	297	79	ZUR RMT	
31	2002/2/19	33.24.40	47.25.70	24	4.2	349	72	-148	248	60	-21	042	08	306	35	ZUR RMT	
32	2002/2/20	33.73	45.64.80	15	3.6	162	58	100	324	33	75	223	13	010	75	ZUR RMT	
33	2002/3/2	32.86.10	48.18.60	27	5.2	168	79	168	261	78	11	032	16	302	01	ZUR RMT	
34	2002/4/24	34.39	47.55	33	5.3	036	74	16	302	75	163	165	23	075	01	HRVD	
35	2002/6/18	33.32.6	45.9.13	24	5.1	130	60	92	306	30	86	213	15	025	75	ZUR RMT	

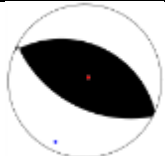

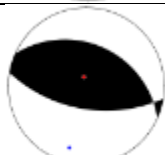
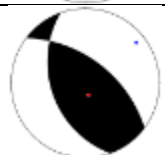

36	2002/9/4	33.09	46.06	33	3.6	357	86	170	88	80	4	131	04	222	10	ZUR RMT	
37	2002/9/25	31.09	49.32	10	5.1	317	40	86	142	50	93	224	05	017	84	NEIC	
38	2002/10/27	34.26.3	48.10.3	30	3.5	218	82	-23	312	67	-172	177	11	271	22	ZUR RMT	
39	2002/12/9	36.6	45.18.8	27	3.9	192	57	-91	15	33	-88	286	12	108	78	ZUR RMT	
40	2002/12/24	34.57	47.41	18	4.6	123	49	102	285	43	77	186	03	292	8	ZUR RMT	
41	2002/12/30	31.08	49.41	18	3.6	310	50	73	156	43	110	028	04	283	77	ZUR RMT	

42	2003/1/12	34.08	46.10.50	24	4	342	89	-177	251	87	-1	027	01	297	03	ZUR RMT	
43	2003/2/27	31.08	49.17	18	4.6	131	57	100	293	34	75	192	12	336	76	ZUR RMT	
44	2003/4/8	32.46	48.03	21	3.7	179	88	178	269	88	2	044	03	134	00	ZUR RMT	
45	2003/6/24	32.09	49.47	30	4.5	334	89	175	64	85	1	199	04	109	03	ZUR RMT	
46	2003/12/11	31.95	49.20	24	4.8	123	55	90	303	35	90	213	10	033	80	ZUR RMT	
47	2004/1/6	31.09	49.59	18	4.2	137	51	97	306	39	82	210	06	351	82	ZUR RMT	

48	2004/1/8	32.05	49.49	18	4.4	302	56	84	132	34	98	028	11	233	78	ZUR RMT	
49	2004/3/19	32.07	49.04	18	3.5	352	56	59	220	45	128	061	06	318	64	ZUR RMT	
50	2004/3/21	32.09	49.39	21	3.5	331	90	-174	241	84	00	016	04	286	04	ZUR RMT	
51	2004/8/5	31.07	46.12	15	4.1	274	47	73	119	45	108	042	01	305	77	ZUR RMT	
52	2004/11/19	32.06	48.08	24	4.5	142	50	95	314	40	84	220	05	003	84	ZUR RMT	
53	2004/11/20	32.09	48.08	24	4.7	142	64	96	308	27	78	209	18	012	71	ZUR RMT	

54	2004/11/20	32.06	48.82	15	3.8	315	51	82	148	40	100	039	06	267	82	ZUR RMT	
55	2004/11/21	33.32	47.09	18	4.2	118	49	94	292	41	85	198	04	340	85	ZUR RMT	
56	2004/11/22	33.29	47.09	18	4.2	120	50	99	286	41	79	188	04	310	82	ZUR RMT	
57	2004/11/27	33.43	47.09	24	4	95	52	64	314	45	119	167	04	067	69	ZUR RMT	
58	2005/1/13	33.31	48.29	27	4.9	127	53	117	266	45	59	236	04	337	68	ZUR RMT	
59	2005/1/25	33.4	45.69	12	4.2	350	27	129	127	70	72	203	23	64	61	HRVD	

60	2005/5/3	33.07	48.6	21.6	5	220	71	-17	316	74	-161	004	02	273	25	HRVD	
61	2005/6/18	33.12	48.41	18	5.1	118	52	87	302	38	94	206	07	45	83	ZUR RMT	
62	2005/6/29	31.16	49.07	21	3.5	157	52	96	327	39	82	231	06	021	82	ZUR RMT	
63	2005/12/26	32.33	49.12	12	4.5	169	5	115	323	85	88	235	50	051	40	HRVD	
64	2006/3/30	33.06	48.07	19.5	4.6	321	70	-167	226	77	-20	178	05	270	23	HRVD	
65	2006/3/31	33.74	48.07	17	6.2	313	78	-174	222	84	-12	178	04	269	13	HRVD	

66	2006/6/6	35.09	46.04	25.2	4.1	313	41	-168	214	82	-49	173	26	286	39	HRVD	
67	2008/8/27	32.23	47.36	12.5	5.4	247	84	-5	338	85	-174	023	01	293	08	GCMT	
68	2008/9/3	32.4	47.10	12	4.9	294	34	78	128	57	98	195	12	344	77	GCMT	
69	2010/2/23	32.6	48.21	15.5	4.5	307	55	111	93	40	62	052	08	165	71	GCMT	
70	2012/5/3	32.6	47.6	21	5.4	109	51	81	303	40	101	193	06	064	81	GCMT	





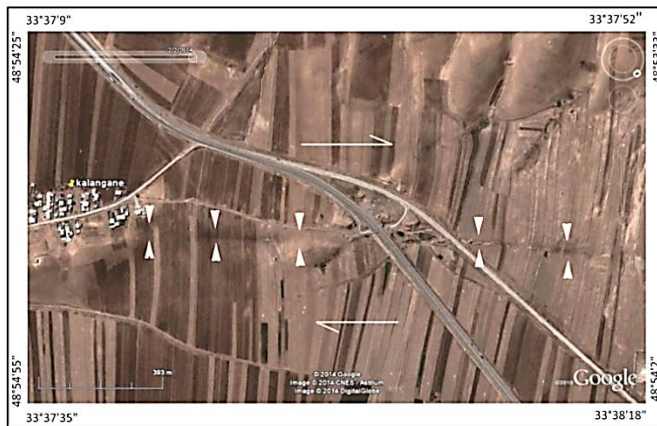
در طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای بازسازی تنش دیرین توسعه یافته است. یکی از فنون متداول بازسازی تنش دیرین، تحلیل داده‌های لغزش گسلی است. این گونه اندازه‌گیری‌های تنش، نه تنها توصیف سازوکارهای محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین‌ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌نماید. تانسور تنش تفسیر دینامیکی (تعیین جهت تنش) و کینماتیکی (حرکتی) از آنالیز ساختارهای شکننده ارائه می‌نماید و تحلیل کیفی و کمی آنها کلید قابل اعتمادی برای فهم توزیع و تکامل میدان تنش دیرین فراهم می‌کند. هدف، وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل تعیین تانسور تنش دیرین می‌باشد. وارون‌سازی براساس فرضیات والاس- بات انجام می‌گیرد؛ با این حال لزوماً تمام داده‌ها مربوط به لغزش گسل یا سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان دهنده رژیم تکتونیکی منطقه با در نظر گرفتن این فرضیات نیستند و آشفتگی‌های محلی در میدان تنش به علت پیچیدگی‌های ساختاری خواهد بود. محاسبه یک تانسور تنش هنگامی واقعی خواهد بود، که محاسبه آماری از ساختارهای شکننده در یک بازه زمانی مشخص انجام گیرد. به دلیل ماهیت آماری کار هر چه تعداد داده‌ها بیشتر باشد به نتیجه واقعی‌تری دست خواهیم یافت. جهت تعیین و تحلیل تنش در منطقه مورد مطالعه داده‌های لغزش گسلی ناهمگن که شامل موقعیت صفحه گسل، خط خش و سازوکار مربوط به آنها می‌باشد، برداشت شد. از آنجا که لایه‌های جوان کمتر دچار پیچیدگی‌های حاصل از دگرشکلی‌های بعدی می‌شوند در ارتباط با بررسی‌های تنش، بستر مناسبی جهت تحلیل تنش دیرین فراهم می‌نمایند.

#### ۶-۱- داده‌های لغزش گسل:

اثر اعمال تنش روی واحدهای سنگی در وضعیت شکننده به وسیله آرایه منظمی از خطوط موازی (خط خش) در جهت حداکثر تنش برشی ثبت می‌شود. با توجه به مسلم شدن فعالیت منطقه در بازه نوزمین‌ساختی، سعی شده داده‌ها از واحدهای جوان و عمدتاً در بازه نوزمین‌ساختی برداشت شود. یکی

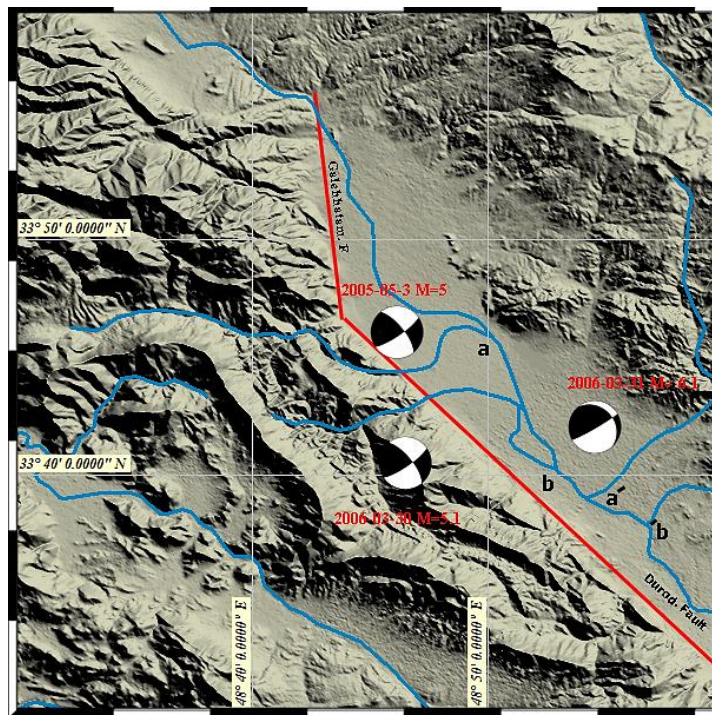
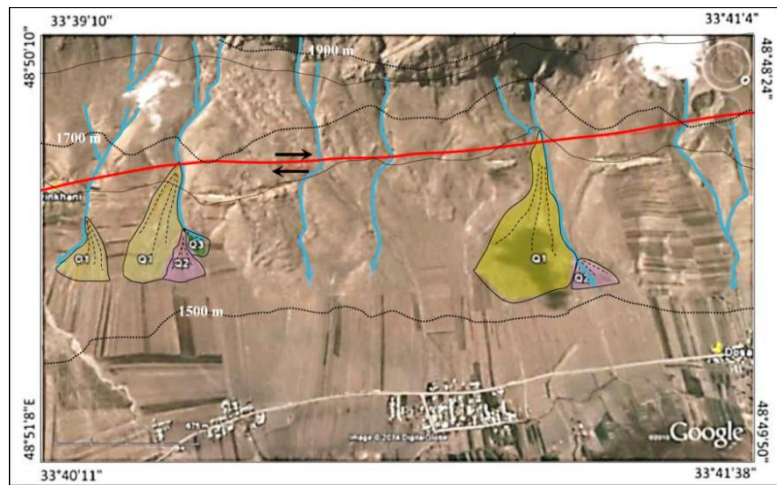
از نشانه‌های فعالیت نوزمین ساختی در منطقه، وجود گسله زمین لرزه‌ای دورود و دگرریختی‌های جوان پیرامون آن است که به اختصار معرفی می‌گردد.

گسل دورود یکی از بخش‌های فعال و لرزه‌ای گسل اصلی و جوان زاگرس است؛ که از نزدیکی روستا ارجنگ (توابع شهرستان خوانسار) در یک روند شمال باختری - جنوب خاوری تا نزدیکی بروجرد گسترش دارد و در نزدیکی این شهر به گسل تقریباً شمالی - جنوبی قلعه حاتم ختم می‌شود. این گسل به دلیل اثر خطی مستقیم در طول مسیر خود در عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای با شیبی قائم مشخص و واضح است (۶-۱). در منطقه مورد مطالعه به سبب جوان و سست بودن نهشته‌های آبرفتی و همچنین عملیات تسطیح زمین‌های کشاورزی، در بیشتر نقاط اختلاف سطح دیواره‌های طرفین گسل به کمینه رسیده است، بنابراین بررسی عناصر ساختاری در واحدهای کواترنری حریم گسل درود ممکن نشد. مخروطه‌افکنه‌ها شاخص‌ترین رسوبات کواترنری هستند که بررسی دقیق تغییرات آنها می‌تواند به تعیین میزان جابه‌جایی کواترنری گسل‌ها کمک نمایند. به این معنی که تغییر موقعیت آنها به عنوان جابه‌جایی مسلم کواترنری و جوان در نظر گرفته می‌شود. جابه‌جایی راستگرد مجرای مخروط افکنه‌ها توسط گسل دورود سبب از کار افتادن مخروط افکنه قدیمی و تشکیل مخروط افکنه جدید شده است. (شکل ۶-۲). یکی دیگر از مهم ترین و بهترین شواهد و معیارهای جابه‌جایی در زون گسلی، جابه‌جایی و انحراف مسیر آبراهه‌ها می‌باشند. با بررسی مسیر آبراهه‌های اصلی در منطقه و ترسیم الگوی آبراهه‌ها حرکت راستگرد را در طول گسل دورود می‌توان مشاهده نمود. تاثیر حرکت گسل بر روی مخروط افکنه‌های دشت سیلاخور، سازوکار کانونی زمین- لرزه‌های رویداده در منطقه (شکل ۶-۳) و جابه‌جایی آبراهه‌ها حرکت راستگرد گسل دورود را نشان می‌دهند. پرتگاه‌های گسلی موجود در دشت سیلاخور نشان دهنده پایین افتادن بخش شمال شرقی گسل نسبت به بخش جنوب غربی می‌باشند (شکل ۶-۴).



شکل ۶-۱- نمایش رخنمون سطحی از گسل دورود در نزدیکی روستای کلنگانه (برگرفته از تصویر ماهواره‌ای Google earth).

شکل ۶-۲- نمایش جابه‌جایی راستگرد مجرای مخروط افکنه‌ها در راستای گسل دورود (برگرفته از تصویر ماهواره‌ای Google earth).

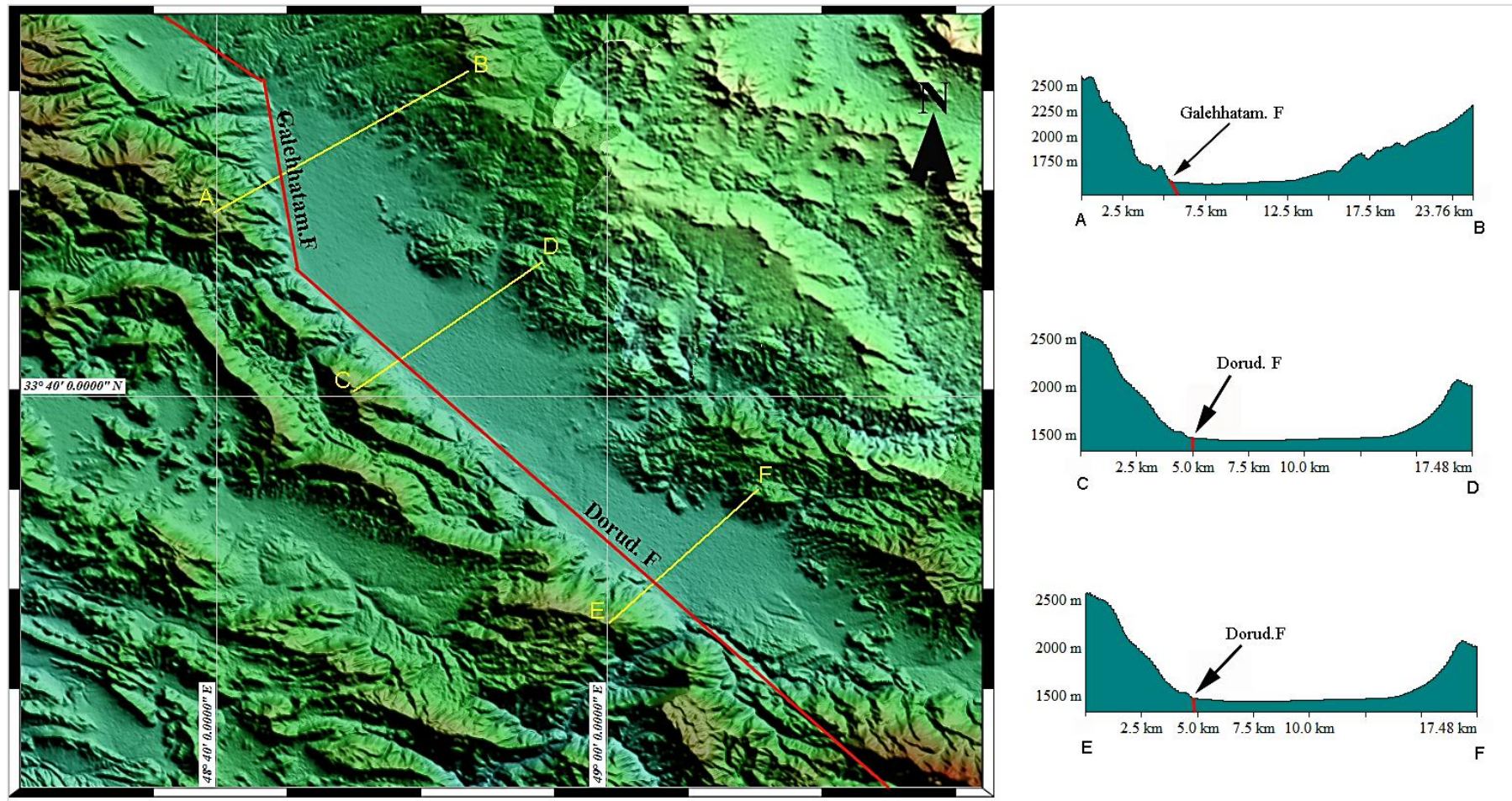


شکل ۶-۳- نمایش سازوکار کانونی زمین لرزه‌های دستگاهی و جابه‌جایی آبراهه‌ها در اثر فعالیت راستگرد گسل دورود بر روی تصویر SRTM (Talebian & Jackson, 2002).



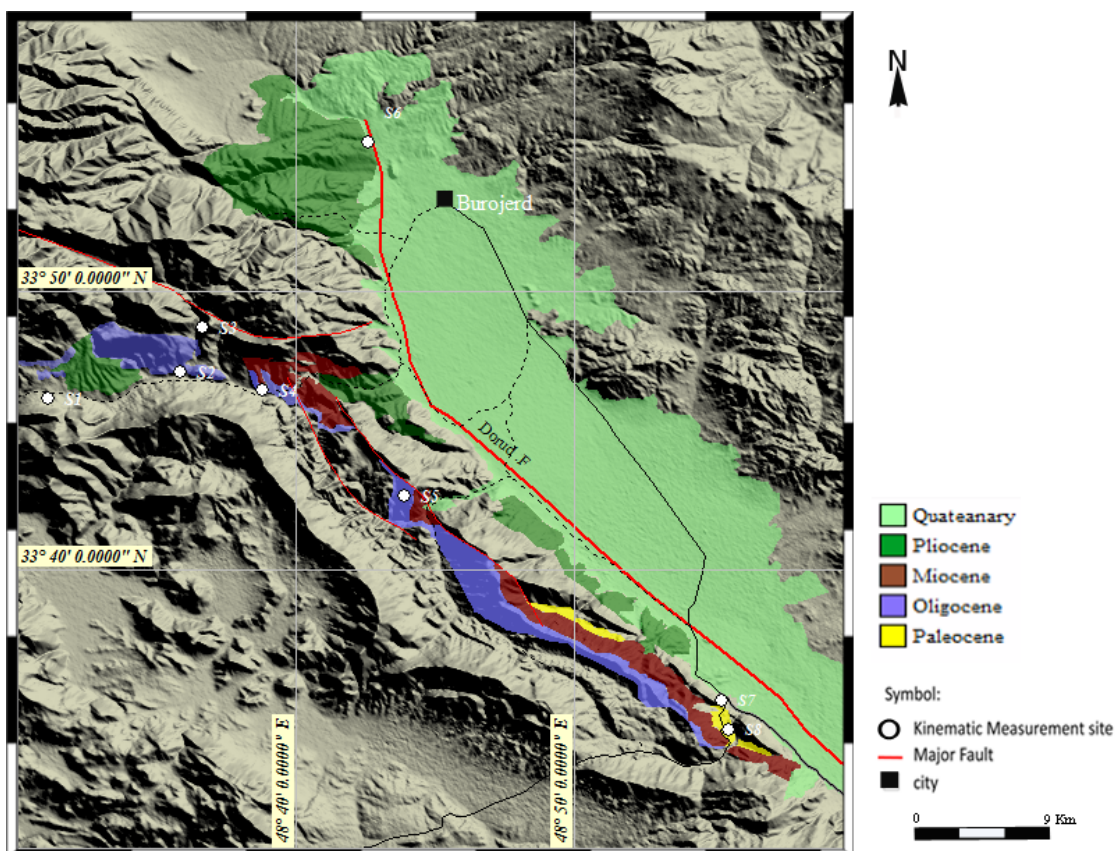
شکل ۴-۶ - پرتگاه گسلی زلزله ۱۹۰۹ سیلاخور. محل عکس برداری در نزدیکی روستای بزازنا (دید عکس به سمت شمال غرب) (Talebian & Jackson, 2002).

گسل دورود در بخش شمالی توسط گسل قلعه حاتم به گسل نهاوند متصل می شود. گسل قلعه حاتم در شمال باختر دشت سیلاخور با امتداد تقریباً شمالی - جنوبی ( $N350^{\circ}, 85NE$ ) و طول حدود ۲۰ کیلومتر با سازوکار نرمال (Tchalenko & Braud, 1974) از شاخص ترین جلوه ساختارهای کششی در یک حوضه تراکشش است. وجود مولفه های امتدادلغز راستگرد دو گسل درود و نهاوند سبب ایجاد حوضه کششی سیلاخور شده است که نمود آن سازوکار نرمال گسل قلعه حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و پرتگاه های گسلی دورود می باشد. پاکزاد و میرزایی ۱۳۸۶ پس لرزه های مربوط به زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ را با سازوکار نرمال به فعالیت این گسل نسبت می دهد. در شکل ۵-۶ نیمرخ های  $A-A'$ ,  $B-B'$ ,  $C-C'$  رسم شده در دشت سیلاخور اختلاف ارتفاع بیش از ۱۰۰۰ متری را با نواحی اطراف نشان می دهد.



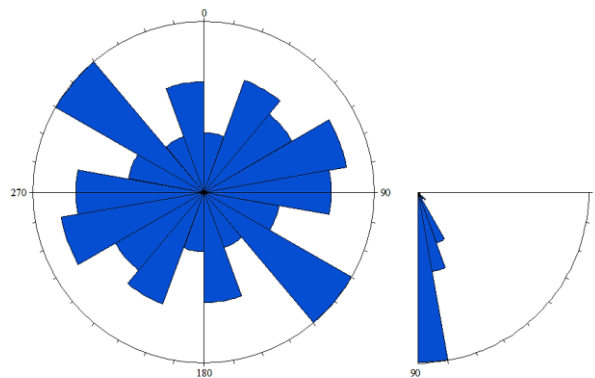
شکل ۶-۵- نمایش اختلاف ارتفاع دشت سیلاخور نسبت به ارتفاعات اطراف

جهت انجام عملیات صحرایی واحدهای رسوبی حریم گسل درود مطالعه شد و ایستگاه‌های مناسب از نظر شرایط زمانی انتخاب شد. در این میان برداشت داده در چند ایستگاه به دلایل مختلفی نظیر توپوگرافی خشن، غیرقابل دسترس بودن رخنمون‌های گسلی، حجم بالای واریزه در مناطق کوهپایه‌ای و همچنین از بین رفتن سطوح گسلی در دشت سیلاخور به دلیل سست بودن زمین و کشاورزی میسر نشد. در انتخاب ایستگاه‌ها سعی شد عوامل مختلفی مانند سن واحدها، پراکندگی یکنواخت در منطقه مد نظر قرار بگیرد اگرچه قابلیت دسترسی مانع از پراکندگی یکنواخت برداشت‌ها شد و در مجموع ۸ ایستگاه اندازه‌گیری شامل مله‌تخت (S1)، آبسرد (S2)، میش‌پرور (S3) راه‌بند (S4)، دره محمد علی (S5)، قلعه حاتم (S6) پلیس‌راه (S7) و میراحمدی (S8) انتخاب شد. همانطور که در شکل ۶-۶ نشان داده شده است ایستگاه‌های اندازه‌گیری بر روی واحدهای سنگی در بازه زمانی کرتاسه تا پلیوسن انتخاب شده است.



شکل ۶-۶- پراکندگی واحدهای سنگی سنوزوییک و کواترنری همراه با ایستگاه‌های اندازه‌گیری بر روی تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه.

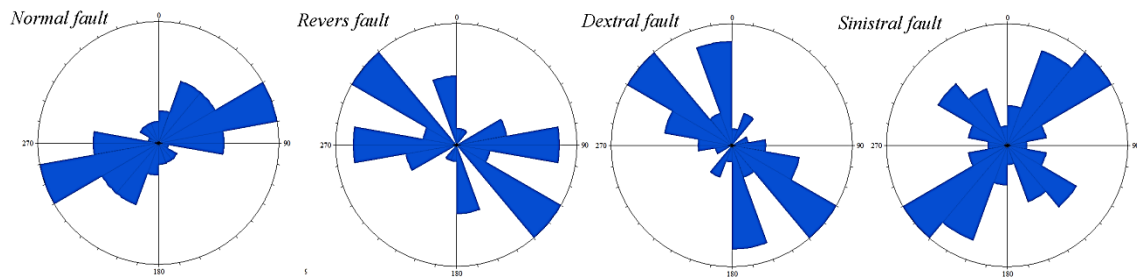
از بین داده های گسلی، تعداد ۱۱۴ داده از واحدهای آهک (کرتاسه)، کنگلومرای کشکان (پالتوسن)، آهک های آسماری (الیگومیوسن) و واحدهای کنگلومرا (پلیوسن) که از مفروضات اولیه تحلیل تنش دیرین تبعیت می کردند و از نظر کیفیت هم در شرایط بهینه بودند، استخراج شد. به جز واحدهای کواترنری در تمام واحدهای سنگی که در منطقه بررسی شد داده های قابل اطمینان برداشت شد. جهت تعیین راستای غالب گسل های برداشت شده و طیف تغییرات شیب گسل ها از نمودار گلسرخی و جهت تعیین روند و شیب عمومی خط خش های از کنتور دیاگرام استفاده شده است (شکل ۶-۷). همانطور که در شکل مشاهده می شود راستای غالب گسل ها شمال باختری- جنوب خاور و شیب بیش از ۸۰ درجه می باشند.



شکل ۶-۷- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی برداشت شده در کل ایستگاه ها.

رسم نمودار گلسرخی امتدادی گسل های منطقه به تفکیک سازوکار، روند غالب گسل های معکوس و امتدادلغز راستبر را شمال باختری- جنوب خاوری و گسل های نرمال و امتدادلغز چپبر را شمال خاوری - جنوب باختری نشان می دهد. بررسی این نمودارها تبعیت ساختارهای منطقه را از روند عمومی زاگرس نشان می دهد. به طور کلی در لبه شمالی زاگرس مرتفع و در امتداد گسل اصلی و جوان زاگرس ساختارهای عمده با روند شمال باختر- جنوب خاور دارای سازوکار معکوس و امتدادلغز می باشند (شکل ۶-۸).

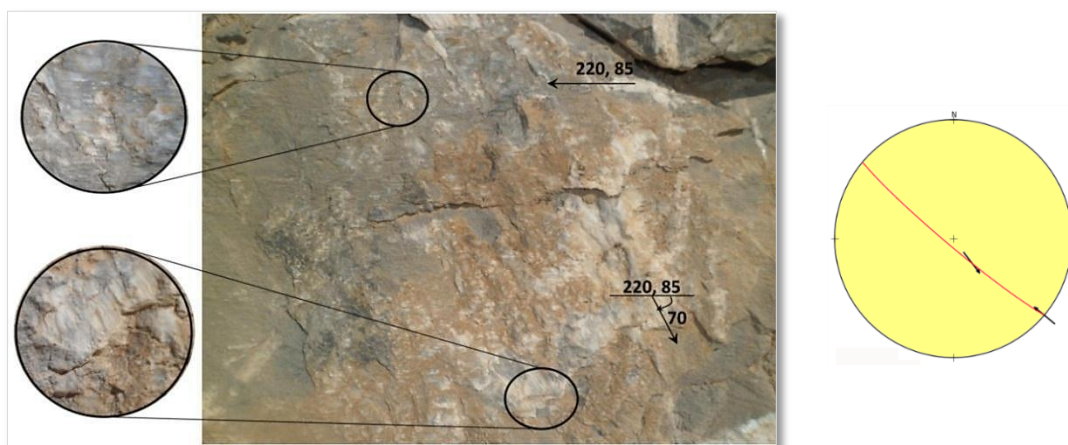




شکل ۶-۸- نمودار گلسرخی ترسیم شده برای گسل‌های منطقه به تفکیک سازوکار

جهت تحلیل داده‌های لغزش گسل محدوده براساس سن واحدها پهنه بندی شد، سپس مجموعه داده‌های مربوط به هر پهنه در یک مجموعه جمع‌آوری و بررسی شد. گسل‌های سینماتیک سازگار به مجموعه‌ای از گسل‌ها با جهت‌گیری و سوی لغزش متفاوت گفته می‌شود که با هم هماهنگ عمل می‌کنند تا با کشیدگی و کوتاه‌شدگی یک منطقه سازگار شوند. تحلیل سینماتیک این مجموعه گسل‌ها یک محور کشیدگی و یک محور فشردگی را نشان می‌دهد. اگر تحلیل سینماتیکی یک گروه داده‌های گسلی، دو یا چند محور کشیدگی و فشردگی مشخص را نشان دهد، گسل‌ها از نظر سیستماتیکی سازگار نبوده و نشانگر رویدادهای دگرشکلی مختلف می‌باشد؛ که نسل‌های متفاوتی از سیستم تنش حاکم در منطقه را نشان می‌دهند. از شواهد وجود چند فاز تنش عمل کننده بر منطقه می‌توان به گسل‌هایی با موقعیت‌های مشابه ولی لغزش‌های متفاوت که با یک تنسور تنش سازگار نیستند اشاره نمود. در منطقه مورد مطالعه فازهای متعدد طی چندین نسل اعمال تنش سبب تشکیل گسل‌ها با روند و سازوکارهای متفاوت شده است که تفکیک و تعیین تنسور مربوط به هر فاز به راحتی میسر نیست. تعیین تقدم و تاخر خش‌های روی یک صفحه گسل مشترک که با جهات مختلف قرار گرفته‌اند، ما را در رسیدن به تنسور تنش ایده آل کمک می‌کند. جهت‌یابی متفاوت محورهای تنش در بررسی کلی از داده‌ها، ناهمگن بودن داده را نشان می‌دهد. در نتیجه براساس روش وارون‌سازی و طی عملیات پردازشی سعی شده داده‌های مربوط به فازهای مختلف جدا می‌شود. در این مرحله مجموعه داده‌های خام به زیر مجموعه‌های کوچکتری تقسیم و بر مبنای میدان تنش عامل فعال‌سازی آنها تفکیک می‌شوند. در برخی از ایستگاه‌های اندازه‌گیری دو نسل لغزش شناسایی شد که نشان‌دهنده

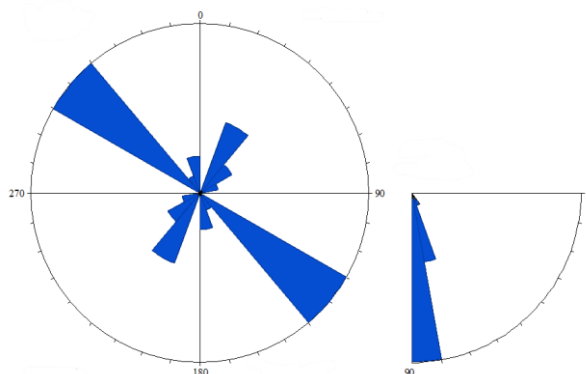
تغییر جهت لغزش در طی زمان است و تایید کننده این مطلب خواهد بود که گسل در یک راستای ثابت و مشخص فعالیت نداشته است. این مطلب می تواند مربوط به تغییر در جهت محورهای اصلی تنش و یا تغییر در نسبت اختلاف تنش ( $R$ ) و یا هر دو آنها باشد. یک مثال از این دو نسل لغزش در شکل ۶-۹ آورده شده است. در این شکل سطح گسل با موقعیت ۲۲۰,۸۵ دارای دو سری خط خش گسلی با زاویه ریک صفر درجه و ۷۰ درجه مشاهده شده است. با توجه به پله های گسلی موجود بر روی سطح گسل سازوکار گسل به ترتیب به صورت امتداد لغز راستبر (قدیمی) و نرمال راستبر (جوان) مشخص شده است.



شکل ۶-۹- نمایی از گسل که شامل دو نسل از خط خش می باشد. این رخنمون مربوط به اندازه گیری بدست آمده در ایستگاه S2 (شکل ۶-۶) می باشد.

#### ۶-۱-۱- واحدهای کرتاسه:

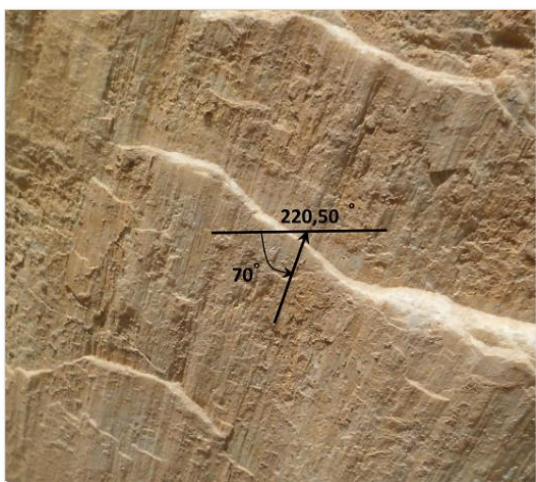
واحدهای کرتاسه در منطقه شامل آهک های خاکستری هستند که ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهند. جهت بررسی و اندازه گیری سطوح گسلی مربوط به این واحدها سه ایستگاه اندازه گیری S1, S3, S7 انتخاب شد. تعداد ۱۷ سطح گسل از واحدهای آهکی کرتاسه برداشت شد. موقعیت سطوح گسلی و خط خش ها با استفاده از نمودار گلسرخی بررسی شد (۶-۱۰). روند غالب گسل ها شمال باختری- جنوب خاوری و شیب بیش از ۸۰ درجه می باشد.



شکل ۶-۱۰- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای کرتاسه.

### ایستگاه S1:

این ایستگاه در نزدیکی روستای مله تخت واقع است. واحدهای سنگی، شامل تناوبی از مارن و لایه های آهکی توده ای به سن کرتاسه می باشد. تعداد ۵ سطح گسل در منطقه برداشت شد؛ که یک نمونه ای از آنها در شکل ۶-۱۱ آورده شده است. پله های موجود بر روی سطح گسل با موقعیت ۲۲۰،۵۰ و ریک ۷۰- حرکت معکوس چپبر را نشان می دهد.

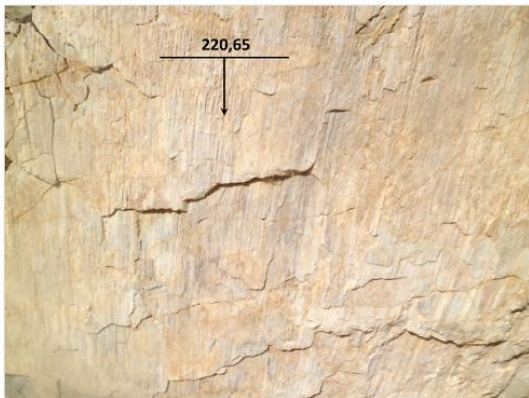


شکل ۶-۱۱- نمونه ای از سطوح گسلی برداشت شده از ایستگاه S1

### ایستگاه S3:

این ایستگاه در منطقه میش پرور قرار دارد و شامل ضخامتی از آهک های کرتاسه می باشد که بر روی واحدهای کنگلومرای کشکان رانده شده است. در برداشت های صورت گرفته تعداد ۴ سطح گسل در این ایستگاه اندازه گیری شده است. در شکل ۶-۱۲ یک نمونه از سطوح گسلی اندازه گیری

شده در منطقه میش پرور آورده شده است. سطح گسل با موقعیت  $220,65$  و ریک  $90$  درجه در فرادیواره گسل برداشت شد. با توجه به پله های تشکیل شده بر روی سطح گسل سازوکار آن به صورت معکوس تعیین شد.



شکل ۶-۱۲- نمونه ای از سطح گسل معکوس در ایستگاه S2

#### ایستگاه S7:

این ایستگاه در نزدیکی سه راهی درود - بروجرد و حریم گسل درود قرار دارد. این ایستگاه شامل آهک های توده ای کرتاسه می باشد که حجم واریزه در این بخش مانع از دسترسی کامل شد و تنها ۸ سطح گسل برداشت شد. نمونه ای از سطوح گسلی برداشت شده در شکل ۶-۱۳ آورده شده است. سطح گسل با موقعیت  $120,90$  و ریک  $15$  درجه مشاهده شده است. با توجه به پله های گسلی سازوکار گسل به صورت معکوس چپگرد تعیین شد.



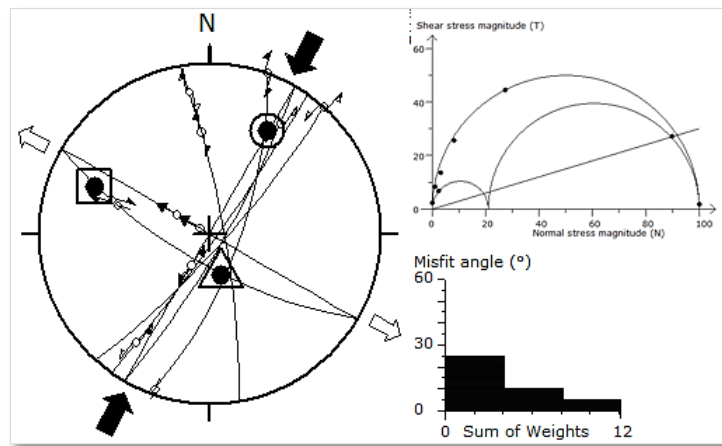
شکل ۶-۱۳- نمونه ای از گسل معکوس چپگرد در ایستگاه S7

با استناد به شواهد صحرایی و پردازش نرم افزاری، داده‌های برداشت شده عملکرد بیش از یک فاز تنش را نشان می‌دهند. بنابراین با استفاده از روش تکرار شونده فازهای مختلف تنش جدا شد. در این روش مجموعه داده‌ها در یک پایگاه داده‌های خام جمع‌آوری و سپس یک تانسور تنش برای آنها تعیین می‌شود. این تانسور به عنوان مرجع در نظر گرفته می‌شود و داده‌هایی با زاویه عدم انطباق کمتر از ۳۰ درجه با توزیع گوسی هسیتوگرام‌ها از مجموعه داده‌های خام جدا می‌شوند. این فرآیند تکرار خواهد شد تا تمام زیر مجموعه‌ها جدا شوند؛ سپس زیر مجموعه‌های جدا شده بار دیگر در مجموعه داده‌های باقی مانده تکرار می‌شوند و زیرمجموعه‌های نهایی جدا می‌شوند. در نهایت برای هر زیر مجموعه تانسور تنش با کمترین زاویه عدم انطباق تعیین می‌گردد. نتایج وارونگی مربوط به هر زیر مجموعه در جدول ۱-۶ آورده شده است.

جدول ۱-۶- نتایج وارونگی داده‌های لغزش گسل در واحدهای کرتاسه

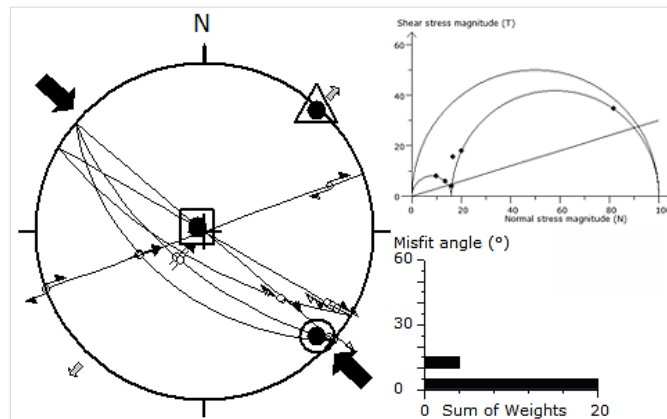
Site	Age	Subset	N	$\sigma_1$ (Az/dip)	$\sigma_2$ (Az/dip)	$\sigma_3$ (Az/dip)	R	Regime		Min/Max Misfit angle
								R'	Reg	
S1, S2, S3	Cretaceous	۱	9	029/21	164/62	292/18	0.21	1.79	SS	10.4/21.7
		۲	6	133/05	043/01	301/85	0.16	2.16	TF	4.1/13.3

در زیر مجموعه ۱ تانسور تنش مربوط به ۹ داده لغزشی در واحدهای آهکی کرتاسه با تعیین موقعیت سه محور اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰.۲۹/۲۱ ، ۱۶۴/۶۲ و ۲۹۲/۱۸ و نسبت تنش ۰.۲۱ محاسبه شد. در این بخش رژیم تنش با عدد رژیم ۱.۷۹ به صورت رژیم امتداد لغز مشخص شد (شکل ۱۴-۶).



شکل ۶-۱۴- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای کرتاسه. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

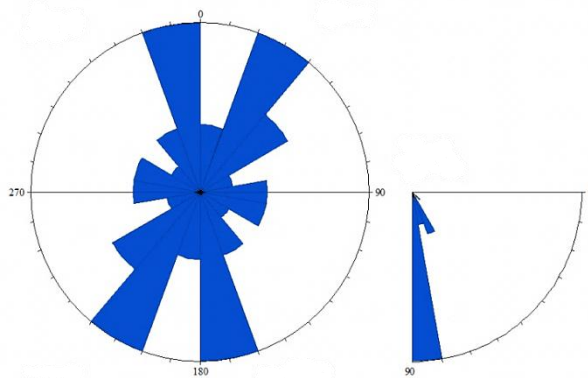
در زیر مجموعه ۲ تنسور تنش با استفاده از ۶ سطح گسل در واحدهای آهکی کرتاسه با تعیین موقعیت سه محور اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب  $133/0.5$  ،  $43/0.1$  و  $301/8.5$  و نسبت تنش  $0.16$  محاسبه شد. در این بخش رژیم تنش با عدد رژیم  $2.16$  به صورت رژیم فشارش مشخص شد (شکل ۶-۱۵).



شکل ۶-۱۵- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش فشارشی واحدهای کرتاسه. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

## ۶-۱-۲- واحدهای پالتوسن:

در منطقه مورد مطالعه واحدهای پالتوسن شامل سازند کشکان است که در جاده خرم‌آباد- بروجرد رخنمون دارد. جهت برداشت سطوح گسلی مربوطه یک ایستگاه اندازه‌گیری (S8) تعیین شد. این ایستگاه در نزدیکی روستای میراحمدی قرار دارد و دارای رخنمونی از واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ کشکان می‌باشد. تعداد ۲۳ سطح گسلی از این منطقه برداشت شد. جهت نمایش موقعیت گسل‌ها و خط خش‌های مربوط به آنها از نمودارهای گلسرخی استفاده شد (شکل ۶-۱۶). گسل‌ها دارای دو روند غالب شمال باختر- جنوب خاور و روند شمال خاور - جنوب باختر و شیب بیش از ۸۰ درجه می‌باشند.



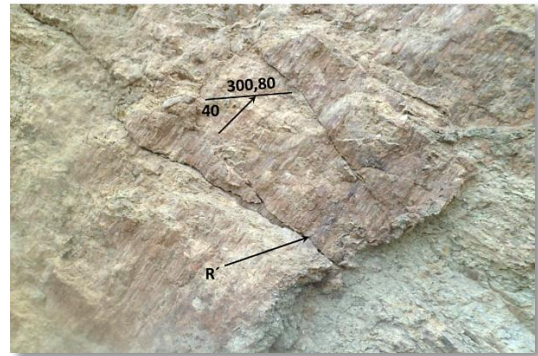
شکل ۶-۱۶- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای کنگلومرای کشکان

نمونه‌ای از سطوح گسلی در شکل ۶-۱۷ آورده شده است. الف- گسل با موقعیت ۳۰۰,۸۰ و ریک ۴۵ درجه برداشت شد. با توجه به شکستگی‌های  $R'$  که عمود بر خط خش هستند و زاویه ۷۶ درجه با سطح گسل می‌سازند سازوکار گسل به صورت معکوس چپگرد تعیین شد. ب- گسل با موقعیت ۰۶۰,۸۵ و ریک ۲۵ درجه برداشت شده است. در سطح گسل شکستگی‌های  $R'$  عمود بر خط خش و با زاویه ۷۶ درجه در سطح گسل مشاهده می‌شود. سازوکار گسل با توجه به این ساختارها به صورت نرمال چپگرد تعیین شد. ج- گسل با موقعیت ۱۱۰,۶۰ و ریک ۳۰ درجه برداشت شد. شکستگی‌های

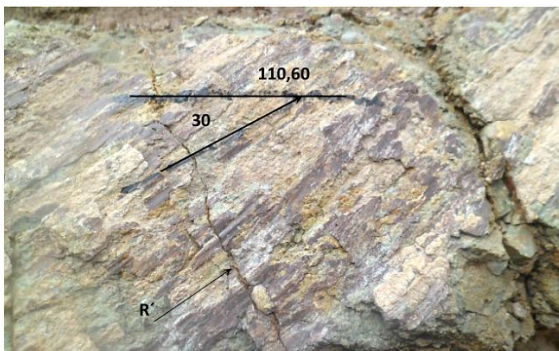
$R'$  با زاویه  $74^\circ$  درجه و سطحی مختط در سطح گسل مشاهده می شود. با توجه به این شکستگی ها سازوکار گسل به صورت معکوس چپگرد تعیین شد.



ب



الف



ج

شکل ۶-۱۷- نمونه های از صفحه گسل مشاهده شده در واحدهای کشکان

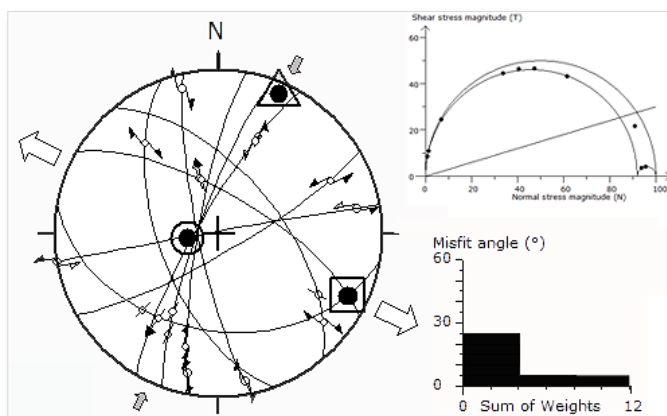
با استناد به مشاهدات صحرایی و پردازش نرم افزاری، داده های این ایستگاه به سه زیر مجموعه تقسیم می شود. جهت دستیابی به مجموعه داده های همگن از مجموعه داده های ناهمگن جمع آوری شده و پیدا کردن تنسور تنش مناسب از روش تکرار شونده استفاده شد. پس از جدایش داده ها میدان تنش مربوط به هر زیر مجموعه مشخص شد (جدول ۶-۲). هر زیر مجموعه نشان دهنده یک فاز تنش مستقل در منطقه می باشد.



جدول ۶-۲- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در واحدهای پالئوسن

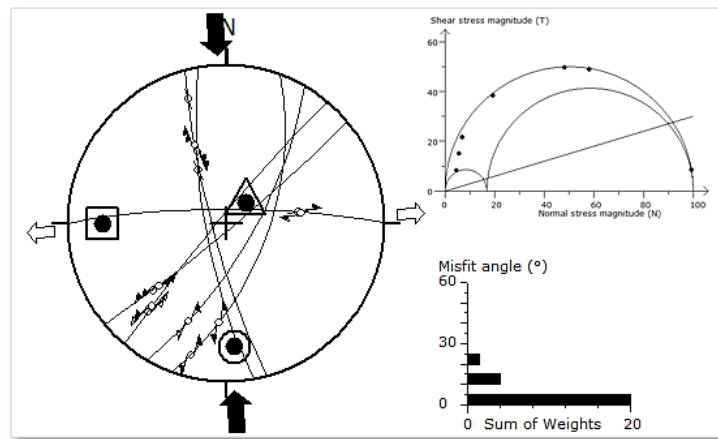
Site	N	Subset	$\sigma_1$ (AZ/dip)	$\sigma_2$ (AZ/dip)	$\sigma_3$ (AZ/dip)	N	R	Regime		Min/Max Misfit angle
								R'	Reg	
S8	23	1	262/74	024/08	115/13	10	0.9	0.9	NF	12.1/20.8
		2	176/14	045/70	270/15	8	0.17	1.83	SS	8.2/23.3
		3	358/21	091/07	199/68	6	0.51	2.51	TF	10.5/21.4

در اولین زیر مجموعه ۱۰ داده در غالب یک فاز از سایر داده ها جدا می شود. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۲۶۲/۷۴، ۰۲۴/۰۸، ۱۱۵/۱۳ و نسبت تنش ۰.۹ محاسبه شد. مقدار عددی رژیم تنش ۰.۹ و نوع میدان تنش به صورت رژیم کشش تعیین شد (شکل ۶-۱۸).



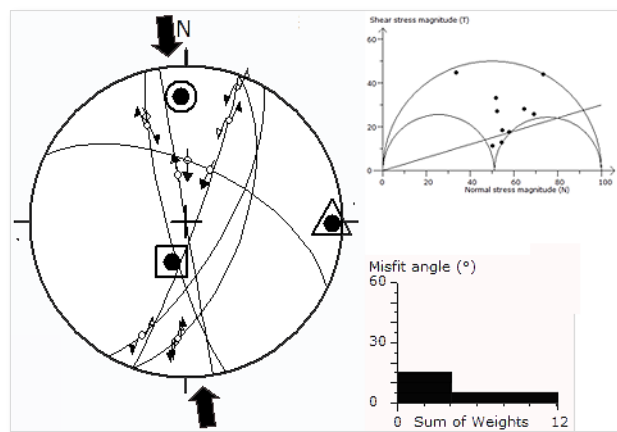
شکل ۶-۱۸- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای پالئوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

زیر مجموعه ۲ در دومین مرحله تفکیک فاز، شامل ۸ داده لغزشی تحت یک فاز تنش از مجموعه داده های خام جدا می شوند. تانسور تنش برای این داده ها با موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۱۷۶/۱۴، ۰۴۵/۷۰، ۲۷۰/۱۵ و نسبت تنش ۰.۱ محاسبه شد. رژیم تنشی حاکم با عدد رژیم تنش ۱.۸۳ به صورت رژیم امتداد لغز تعیین شد (شکل ۶-۱۹).



شکل ۶-۱۹- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای پالتوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

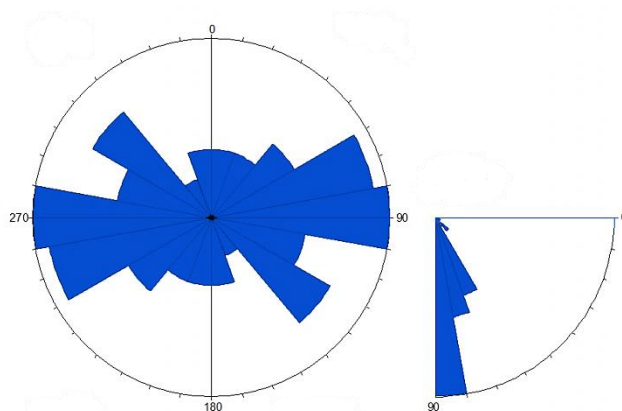
زیر مجموعه ۳ شامل ۶ سطح گسل از مجموعه داده های مربوط به پالتوسن یک فاز تنشی متفاوت را نشان می دهد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب به صورت  $358/21$ ،  $091/07$ ،  $199/68$  و نسبت تنش  $0.5$  تعیین شد. رژیم تنش با عدد رژیم تنش  $2.51$  به صورت فشارش مشخص شد (شکل ۶-۲۰).



شکل ۶-۲۰- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش فشارشی، واحدهای پالتوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیع زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

### ۳-۱-۶- واحدهای الیگومیوسن:

در منطقه مورد مطالعه واحدهای سازند آسماری مربوط به بازه زمانی الیگومیوسن می‌باشند. این واحدها رخنمون گسترده‌ای به ویژه در نزدیکی روستای آبسرده دارند. جهت برداشت سطوح گسلی در این واحدهای ۳ ایستگاه اندازه‌گیری S2, S4, S5 در منطقه انتخاب شد. در مجموع ۶۷ سطح گسل در غالب ۳ ایستگاه جمع‌آوری شد. جهت داشتن دید کلی از راستای غالب گسل‌ها و خط‌خس‌ها از نمودار گلسرخی استفاده شد (شکل ۶-۲۱). گسل‌ها دارای روند غالب شرقی- غربی با شیب بیش از ۸۰ درجه و خط‌خس‌ها روند غالب جنوب‌خاوری با شیب‌های متفاوت را نشان می‌دهند.

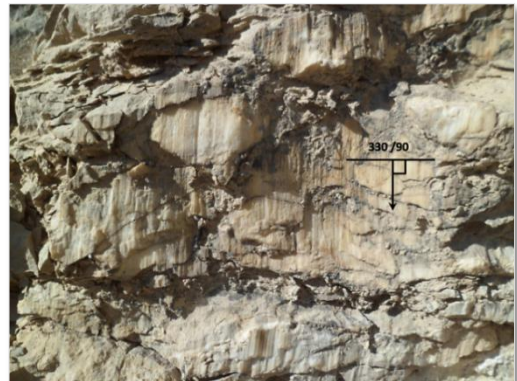
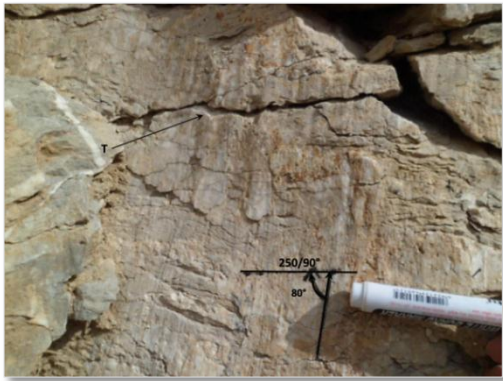


شکل ۶-۲۱- نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی در واحدهای آهکی کشکان.

#### ایستگاه S2:

این ایستگاه در نزدیکی روستای آبسرده قرار دارد و شامل رخنمونی از واحدهای آهکی آسماری به سن الیگومیوسن می‌باشد. تعداد ۴۳ سطح گسل در منطقه برداشت شد؛ که نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در شکل (۶-۲۲) آورده شده است. در شکل ۶-۲۲- الف) سطح گسل با موقعیت ۳۳۰,۹۰ و ریک ۹۰ درجه مشاهده شده است. پله‌های گسلی تشکیل شده بر روی سطح گسل پایین افتادن بلوک گمشده را نشان می‌دهد. همچنین در قسمت ب) سطح گسل با موقعیت ۲۵۰,۹۰ و ریک ۸۰ درجه برداشت شده است که شکستگی (T) به صورت بازشدگی‌هایی با زاویه ۴۵ درجه در سطح

گسل تشکیل شده‌اند، با توجه به این شکستگی‌ها سازوکار گسل به صورت معکوس راستگرد تعیین شد.



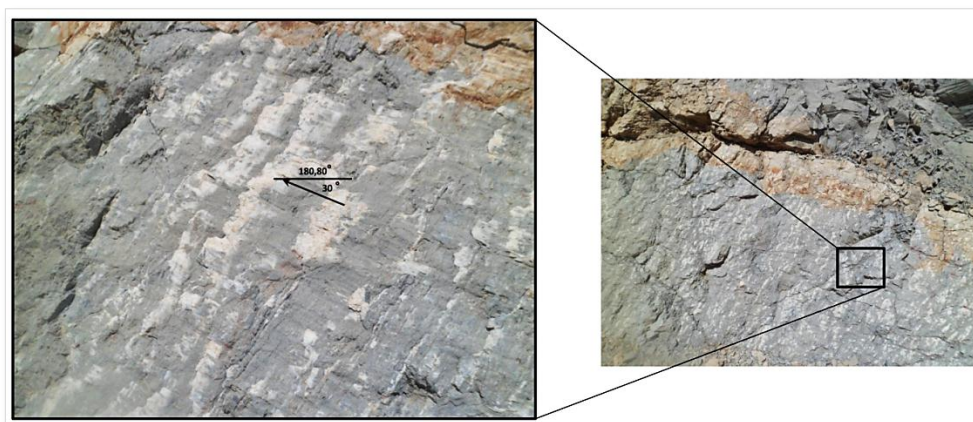
ب

الف

شکل ۶-۲۲- نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده از ایستگاه S2

#### ایستگاه S4 :

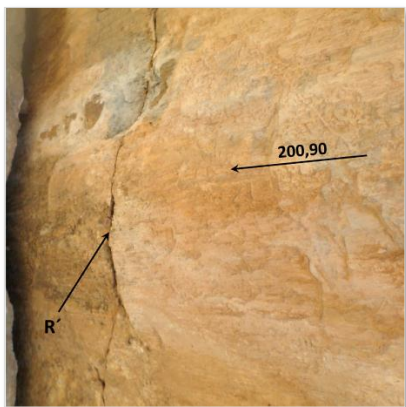
اندازه‌گیری‌های مربوط به این ایستگاه در نزدیکی روستای راه‌بند انجام شد. این منطقه شامل رخنمونی از واحدهای آهکی متوسط لایه می‌باشد که سرشار از فسیل‌های براکیوپود می‌باشد. در این ایستگاه تعداد ۱۸ سطح گسل اندازه‌گیری شد. نمونه‌ای از سطح گسل اندازه‌گیری شده در شکل ۶-۲۳ آورده شده است. سطح گسل با موقعیت  $180, 80$  و ریک  $30$  درجه مشاهده شده است که با توجه به پله‌های گسلی موجود سازوکار گسل به صورت معکوس راستگرد تعیین شد.



شکل ۶-۲۳- رخنمونی از سطح گسل معکوس راستگرد مشاهده شده در ایستگاه S4

ایستگاه S5 :

این ایستگاه در نزدیکی دره محمد علی واقع است و شامل آهک‌های متوسط لایه سازند آسماری می‌باشد. در برداشت‌های صحرایی ۷ سطح گسل برداشت شد. نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در شکل ۶-۲۴ آورده شده است. سطح گسل با موقعیت ۲۰۰,۹۰ و ریک صفر درجه برداشت شد. با توجه به وجود شکستگی‌های R' سازوکار گسل به صورت راستگرد تعیین شد.



شکل ۶-۲۴- نمونه ای از گسل برداشت شده در ایستگاه S5

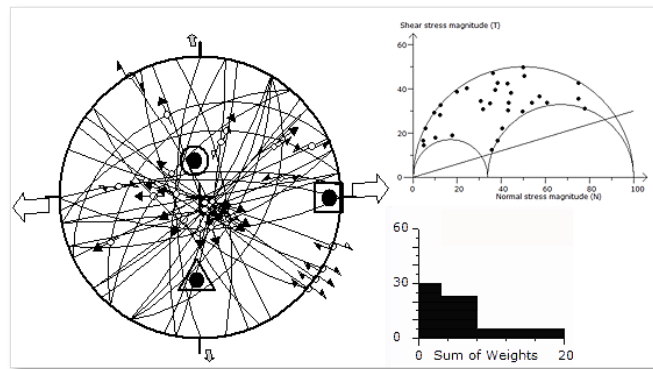
با استناد به مشاهدات صحرایی و پردازش نرم افزاری، داده‌های جمع‌آوری شده به چند زیرمجموعه تقسیم می‌شوند. جهت دستیابی به مجموعه داده‌های همگن از مجموعه داده‌های ناهمگن جمع‌آوری شده و پیدا کردن تنسور تنش مناسب از روش تکرار شونده استفاده شد. پس از جدایش داده‌ها میدان تنش مربوط به هر زیر مجموعه مشخص شد (جدول ۶-۳).

جدول ۶-۳- نتایج وارونگی داده‌های لغزش گسل در آهک‌های آسماری

Site	N	Subset	$\sigma_1$ (AZ/dip)	$\sigma_2$ (AZ/dip)	$\sigma_3$ (AZ/dip)	N	R	Regime		Max/min Misfit angle
								R'	Reg	
S2,S4,S5	67	1	351/60	183/30	090/05	39	0.3	0.34	NF	13.5/29.8
		2	055/25	249/64	148/05	9	0.75	1.25	SS	8.1/21.2
		3	161/11	254/13	034/73	10	0.9	2.9	TF	13.1/28.6

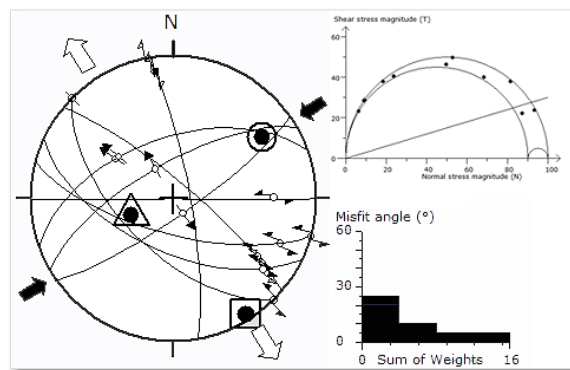
در اولین زیر مجموعه ۳۹ داده لغزش گسلی تحت یک فاز تنش از سایر داده‌ها جدا می‌شوند. تنسور تنش با تعیین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب به صورت ۳۵۱/۶۰، ۱۸۳/۳۰،

۰۹۲/۰۵ و نسبت تنش ۰.۳ محاسبه شد. عدد رژیم تنش ۰.۳۴ نشان دهنده رژیم تنش کششی می- باشد شکل (۶-۲۵).



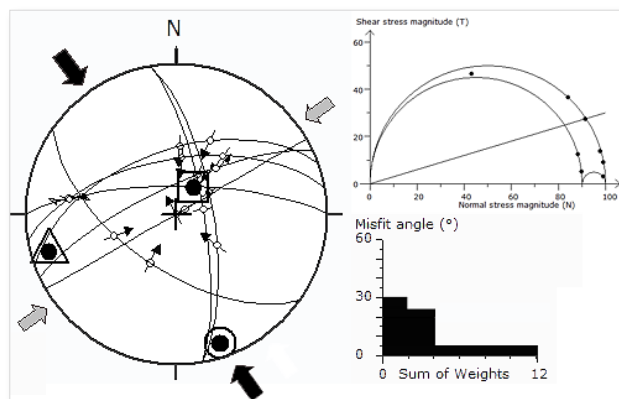
شکل ۶-۲۵- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای الیگومیوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

زیر مجموعه ۲ شامل ۹ سطح لغزش گسل می باشد. تنسور تنش با تعیین موقعیت محورهای  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب  $۰.۵۵/۲۵$ ،  $۲۹۴/۶۴$ ،  $۱۴۸/۰۵$  و نسبت  $۰.۷۵$  تعیین شد. مقدار عدد رژیم تنشی ( $R' = ۱.۲۵$ ) نشان دهنده رژیم تنش امتدادلغز می باشد (شکل ۶-۲۶).



شکل ۶-۲۶- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش امتدادلغز واحدهای الیگومیوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

زیر مجموعه ۳ شامل ۱۰ سطح گسل که در غالب یک فاز از سایر داده‌ها جدا می‌شود. تعیین میدان تنش با استفاده از این داده‌ها موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  را به ترتیب ۱۶۱/۱۱، ۲۵۴/۱۳، ۰۳۴/۷۳ نشان می‌دهد. مقدار عددی رژیم تنش ۲.۹ و نوع میدان تنش به صورت رژیم فشارش تعیین شد (شکل ۶-۲۷).



شکل ۶-۲۷-نتایج وارونگی تنش با جهت‌گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش فشارشی واحدهای الیگومیوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می‌دهد

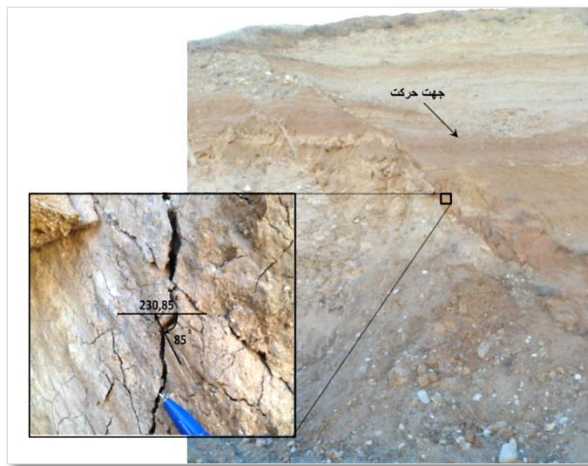
#### ۶-۱-۴-واحدهای پلیوسن:

در منطقه مورد مطالعه واحدهای پلیوسن شامل کنگلومراهایی ناهمگن هستند که در دو بخش جنوب باختر دشت سیلاخور و جاده ملایر - بروجرد رخنمون دارند. حجم زیاد خاک و کشاورزی سبب از بین رفتن آثار گسلش شده در دشت شده بنابراین تنها در ایستگاه S6 سطوح گسلی مشاهده و برداشت شد.

#### ایستگاه S6:

این ایستگاه در بخش شمال باختری دشت سیلاخور قرار دارد. و شامل رخنمونی از واحدهای کنگلومراهایی پلیوسن در مسیر جاده بروجرد - ملایر می‌باشد. رخنمون کم این واحد ها سبب شد نتوان بیش از ۵ سطح گسل را برداشت نمود. نمونه‌ای از سطح گسلی برداشت شده در شکل ۶-۲۸ آورده شده است. سطح گسل با موقعیت ۲۳۰، ۸۵ و ریک ۸۵ درجه مشاهده شد. با توجه به جابه‌جایی

لایه های اطراف سطح گسل، سازوکار آن به صورت نرمال راستگرد تعیین شد. نتایج حاصل از وارونگی تنش این سطوح گسلی در جدول ۴-۶ نمایش داده شده است.

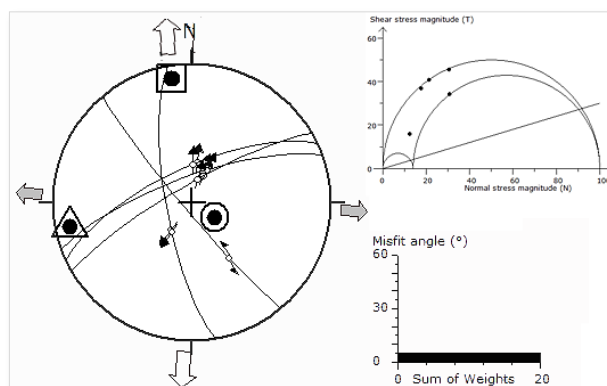


شکل ۶-۲۸- نمونه ای از گسل برداشت شده در واحدهای پلیوسن

جدول ۴-۶- نتایج وارونگی داده های لغزش گسل در واحدهای پلیوسن

Site	N	Age	$\sigma_1$ (AZ/dip)	$\sigma_2$ (AZ/dip)	$\sigma_3$ (AZ/dip)	R	Regime		Min/Max Misfit angle
							R'	Reg	
S6	5	Pliocene	123/74	259/12	351/11	0.14	0.14	NF	2.3/3.7

تانسور تنش در واحدهای پلیوسن با تعیین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب ۱۲۳/۷۴، ۲۵۹/۱۲ و ۳۵۱/۱۱ و نسبت تنش ۰.۱۴ محاسبه شد. رژیم تنش حاکم با تعیین عدد رژیم تنش ۰.۱۴ به صورت رژیم کششی مشخص شد (شکل ۶-۲۹).

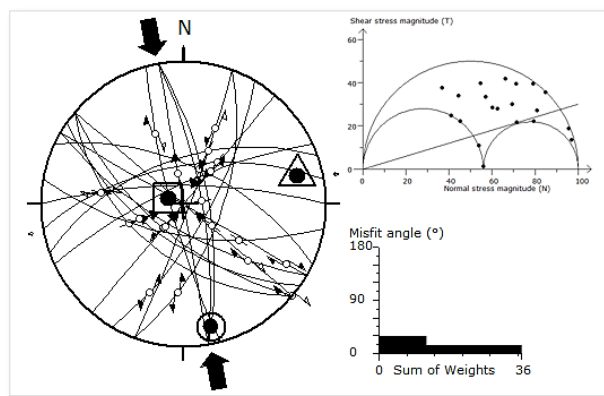


شکل ۶-۲۹- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط به رژیم تنش کششی واحدهای پلیوسن. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.



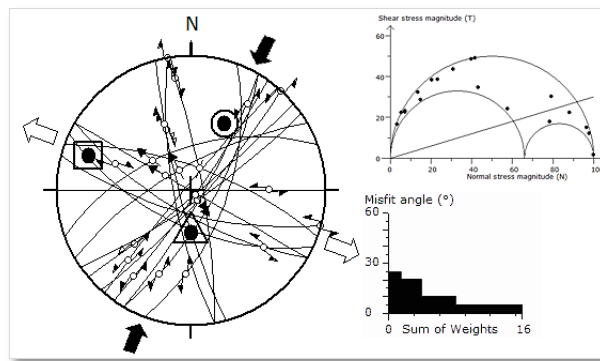
بررسی نتایج تحلیل داده‌ها در منطقه وجود سه فاز تنش را در منطقه نشان می‌دهد. با توجه به اینکه تاثیر هر فاز تنش در منطقه را می‌توان بر روی واحدها با سن‌های متفاوت ( واحدهایی که دارای سن جوان تر از میدان تنش باشند) مشاهده نمود و وجود فازهای مختلف سبب ناهمگن شدن داده‌های شده است پس از همگن سازی و تفکیک فاز در هر واحد میدان تنش برای کل منطقه در بازه‌های زمانی مختلف با استفاده از فازهای تفکیک شده تعیین شد.

تنسور تنش فاز فشارشی با محاسبه محورهای اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب ۱۶۷/۰۷، ۱۱/۰۷۶ و ۲۹۰/۷۷ و نسبت تنش ۰.۶ محاسبه شد (شکل ۶-۳۰). این میدان مربوط به زمان پیش از پلیوسن بوده است.



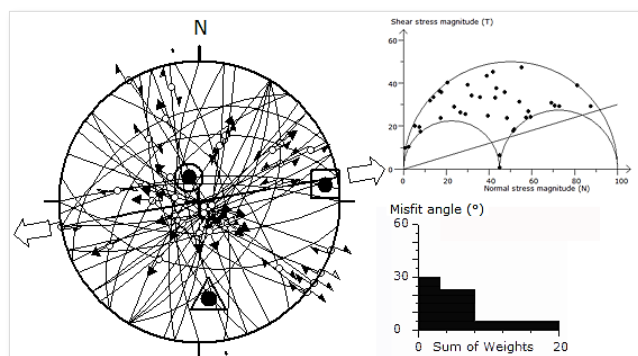
شکل ۶-۳۰ نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط میدان میانگین فشارشی. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می‌دهد.

پس از زمان پلیوسن میدان تنش به صورت امتدادلغز بر منطقه حاکم بوده است. تنسور تنش فاز امتدادلغز با تعیین موقعیت محورهای  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب ۰.۲۶/۳۲، ۱۸۰/۵۵ و ۲۸۹/۱۲ و نسبت تنش ۰.۷ محاسبه شد (شکل ۶-۳۱).



شکل ۶-۳۱- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط میدان میانگین امتداد لغز. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

در منطقه میدان تنش کششی به صورت محلی حاکم می باشد. تنسور تنش فاز کششی با تعیین موقعیت محورهای  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب  $338/69$ ،  $175/21$  و  $0.82/0.6$  و نسبت تنش  $0.4$  محاسبه شد (شکل ۶-۳۲).

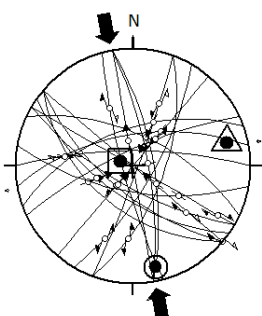
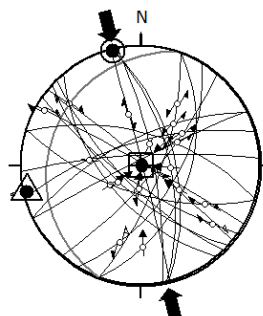
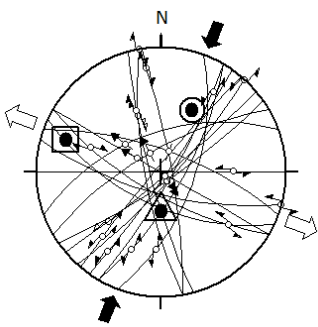
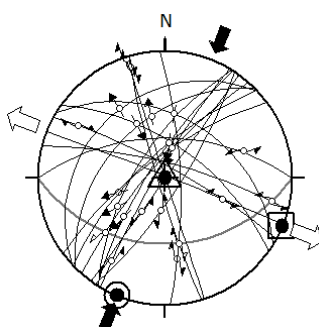
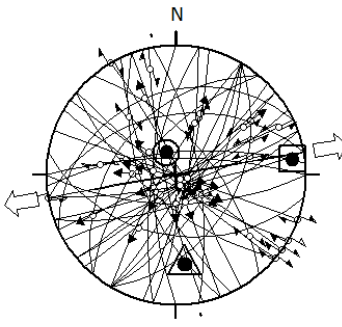
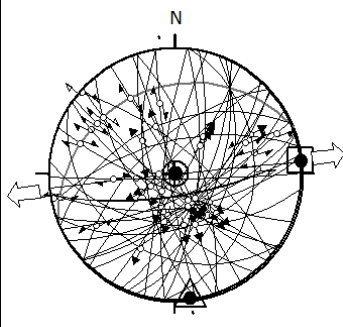


شکل ۶-۳۲- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) مربوط میدان میانگین امتداد لغز. هیستوگرام سمت راست پایین توزیعی از زاویه عدم انطباق و نمودار سمت راست بالا موقعیت صفحات را در دایره موهر بدون مقیاس نشان می دهد.

### ۶-۲- دوران داده های لغزشی بر مبنای نظریه آندرسون:

با توجه به برداشت داده از واحدهای جوان تر از کرتاسه واضح است که در طی این زمان طولانی واحدهای سنگی منطقه تحت تاثیر تغییر شکل های مختلف بوده اند و ساختارهای مختلف مانند گسل ها درزه ها و لایه بندی ها از حالت اولیه دوران یافته و در حالت کنونی قرار گرفته اند. هر چند که زمان

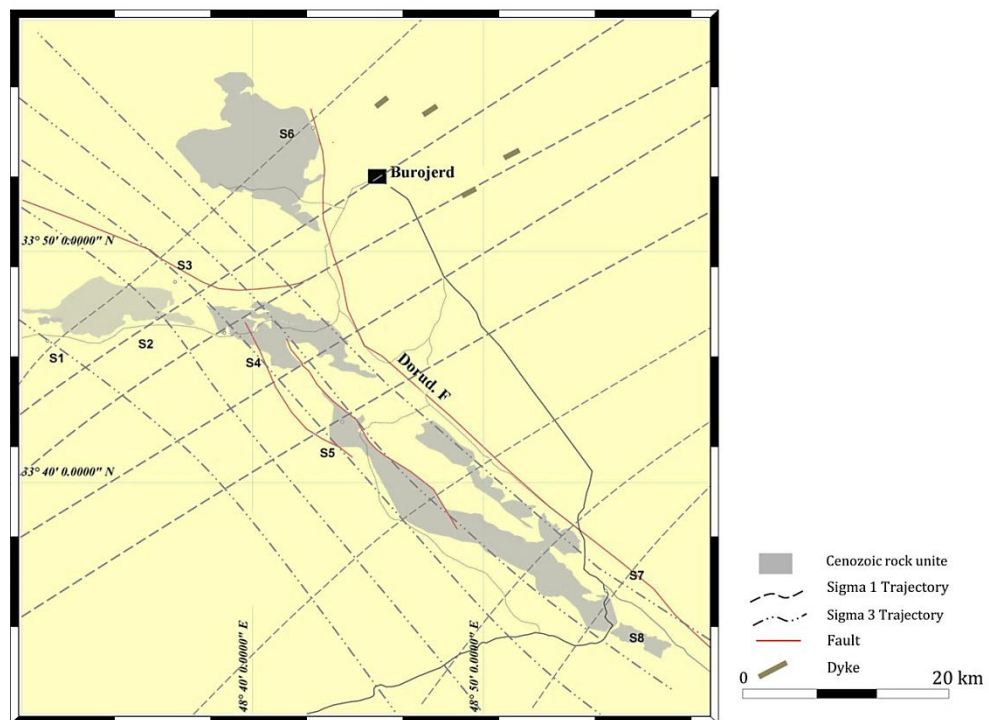
دقیق گسلش در دسترس نمی‌باشد اما ساختارهای تشکیل شده در طول زمان در معرض تغییرات مختلف قرار گرفته می‌گیرند از آنجا که همه اندازه‌گیری‌ها در سطح پوسته انجام شده است. بنابراین نظریه آندرسون (۱۹۵۱) در این چنین وضعیتی قابل قبول می‌باشد. با توجه به این نظریه در سطح زمین تنش برشی وجود ندارد و در هنگام گسلش یکی از محورهای اصلی تنش قائم می‌باشد. اما سطوح گسلی به دلایلی مانند تاثیر میدان‌های محلی، موقعیت سطوح گسلی در میدان تنش و قرارگیری گسل‌های متوسط در حریم پهنه گسل‌های بزرگ‌تر پس از تشکیل جابه‌جا می‌شوند. بنابراین موقعیت امروزی ساختارهای قابل مشاهده در سطح زمین که تحت تاثیر دگرشکلی‌های مختلف قرار گرفته‌اند با موقعیت زمان تشکیل متفاوت می‌باشد. جهت دستیابی به میدان تنش حین تشکیل گسل صفحات گسلی در هر دسته دوران داده می‌شود تا با توجه به میدان تنش به دست آمده یکی از محورهای اصلی قائم شود. متقابلاً دو محور دیگر افقی می‌شوند. بر حسب موقعیت صفحات گسلی نسبت به محور دوران، داده‌های گسلی با مقادیر متفاوتی چرخانده می‌شوند. سپس با استفاده از داده‌های دوران یافته میدان تنش تعیین می‌گردد. این روش ساده برای تعیین چرخش محلی محورهای اصلی تنش با استفاده از لغزش گسل است. با دوران داده‌های اولیه موقعیت محور دوران و محورهای اصلی تنش در هر فاز در شکل ۶-۳۳ آورده شده است. نتایج تحلیل داده‌های دوران یافته نشان دهنده تاثیر کم ساختارهای منطقه تحت دگرشکل‌های بعدی می‌باشد.

	Stress filed Before Rotaion	Stress filed After Rotaion	Angle of Rotai on	Rotation Axis
1	 <p><math>\sigma_1= 167/07</math> <math>\sigma_2= 076/11</math> <math>\sigma_3= 257/02</math></p>	 <p><math>\sigma_1= 347/01</math> <math>\sigma_2= 257/02</math> <math>\sigma_3= 108/88</math></p>	-15	020/00
2	 <p><math>\sigma_1= 026/32</math> <math>\sigma_3= 180/55</math> <math>\sigma_3= 289/12</math></p>	 <p><math>\sigma_1=202/00</math> <math>\sigma_2= 332/90</math> <math>\sigma_3= 112/00</math></p>	-35	270/00
3	 <p><math>\sigma_1= 338/69</math> <math>\sigma_2= 175/21</math> <math>\sigma_3= 082/06</math></p>	 <p><math>\sigma_1= 332/89</math> <math>\sigma_2= 173/01</math> <math>\sigma_3= 083/01</math></p>	20	248/00

شکل ۶-۳۳- نتایج وارونگی تنش با جهت گیری ۳ محور اصلی ( $\sigma_1$  با دایره،  $\sigma_2$  با مثلث و  $\sigma_3$  با مربع) با استفاده از داده های اولیه و داده های دوران داده شده.

۳-۶- خط‌های گذر تنش:

پس از دوران داده‌ها و قائم شدن محور تنش اصلی میانه در جوان‌ترین فاز (امتدادلغز)، می‌توان نقشه خط‌های گذر تنش را برای تنش‌های افقی (تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه) رسم نمود. در این حالت دوران سبب می‌شود موقعیت سطوح گسلی و محورهای تنش به موقعیت زمان تشکیل گسل برگردانده شده است. بنابراین خط‌های گذر محورهای اصلی تنش نیز برای زمان تشکیل گسل‌ها رسم شده‌است. در این نقشه‌ها میانگین تنسور تنش کاهش یافته در مرکز ایستگاهها قرار داده می‌شود سپس مدارها با الحاق این نقاط رسم می‌شوند. از آنجا که تنسور تنش مورد استفاده در محاسبات میانگین تنسور تنش کاهش یافته از تمام داده‌های هر منطقه می‌باشد ممکن است با ساختارهای منطقه هم‌خوانی نداشته باشد بنابراین مدارهای رسم شده با ساختارهای زمین‌ساختی اصلاح شدند. در شکل ۳۴-۶ نقشه مدارهای تنش با در نظر گرفتن ساختارهای منطقه آورده شده‌است. در محدوده گسل درود و قلعه حاتم خط‌های گذر محورهای بیشینه و کمینه مطابق با راستای حرکت امتدادلغز گسل درود و حرکت نرمال گسل قلعه حاتم می‌باشد. هرچند که وجود ناهماهنگی در این خطوط دیده می‌شود؛ که با توجه به اینکه دوران انجام شده بر روی داده‌ها مربوط به بازه زمانی بعد از پلیوس اعمال شده‌است بنابراین ممکن است ساختارهای تشکیل با میدان موردنظر هم فاز نباشد و یا اینکه تحت تاثیر دگرشکلی‌های محلی قرار گرفته باشند.



شکل ۶-۳۴- نقشه خطهای گذر تنش های افقی اصلی

#### ۷-۴- تعیین زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:

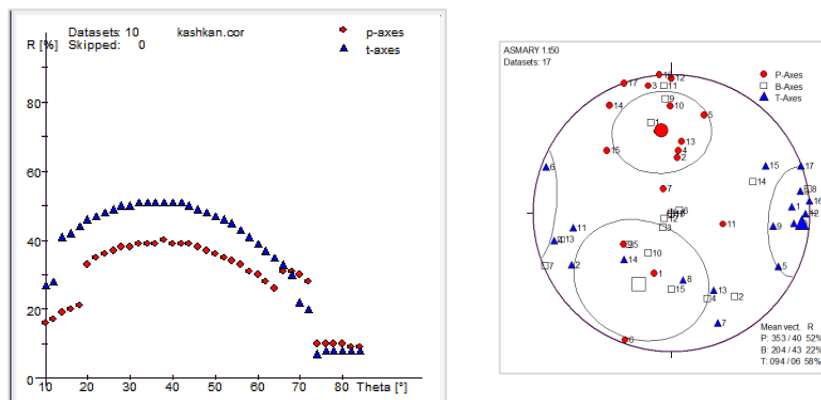
عوامل مختلفی موقعیت خطخس را بر روی صفحه گسل کنترل می کنند. از جمله این عوامل می توان به شکل میدان تنش، موقعیت محورهای اصلی تنش و زاویه اصطکاک داخلی سنگ اشاره نمود. با توجه به برداشت داده از واحدهای آهکی و (کرتاسه و آسماری) و کنگلومرا (کشکان و پلیوسن) پس از تعیین تنسور تنش کاهش یافته زاویه اصطکاک داخلی با استفاده از روش  $R\%$ ، هیستوگرام زاویه عدم انطباق و تحلیل صفحه گسل تعیین شد.

#### ۷-۴-۱- تعیین زاویه اصطکاک داخلی در واحدهای کشکان:

- تعیین زاویه اصطکاک داخلی به روش  $R\%$

براساس روش  $R\%$  زوایای اصطکاک داخلی بین ۱۰ تا ۸۰ درجه و با فاصله ۱۰ درجه بر روی محور طول ها و درصد  $R$  مربوط به هریک از سطوح لغزش برای محورهای فشارشی و کششی مطابق شکل ۶-۳۵ بر روی محور عرض ها پیاده شد. با استفاده از این روش زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی

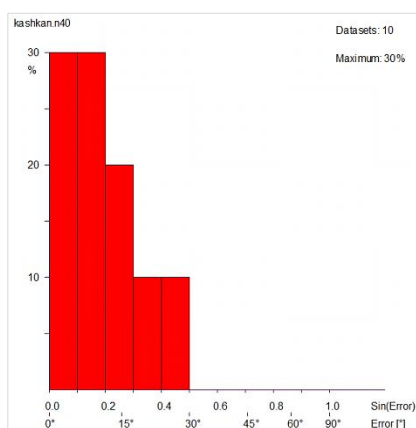
کشکان حدود ۴۰ درجه بدست آمد. به دلیل تیپ دگرریختی کشتی در ناحیه نقطه ماکزیمم محور T به عنوان زاویه اصطکاک داخلی در نظر گرفته شد.



شکل ۳۵-۶- نمایش نمودار R% ترسیم شده برای کنگلومرای کشکان

- تعیین زاویه اصطکاک داخلی به روش هیستوگرام عدم انطباق:

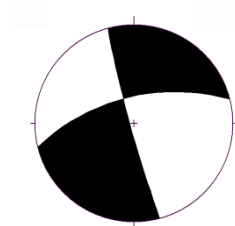
در روش هیستوگرام های عدم انطباق ۱۵ هیستوگرام با زاویه اصطکاک داخلی ۱۰ تا ۸۰ با فاصله ۵ درجه ترسیم شد. با توجه به توزیع گوسی هیستوگرام ها با بیشترین شیب، هیستوگرام به دست آمده با زاویه اصطکاک داخلی ۴۰ درجه دارای بهترین شرایط می باشد. بنابراین زاویه ۴۰ درجه به عنوان زاویه اصطکاک داخلی واحدهای کشکان در نظر گرفته می شود (شکل ۳۶-۶).



شکل ۳۶-۶- نمایش هیستوگرام ۴۰ درجه برای کنگلومرای کشکان.

۳-۴- تعیین زاویه اصطکاک داخلی به روش تحلیل صفحه گسل

تنسور تنش و موقعیت گسل های عمده با استفاده از روش دووجهی ها در واحدهای کنگلومرای کشکان تعیین شد. با اعمال زوایای اصطکاک داخلی ۱۰ تا ۸۰ درجه به داده ها دو وجهی های مربوطه رسم شد. مقایسه ی دو وجهی های حاصل زاویه اصطکاک داخلی ۵۰ درجه را به عنوان بهترین حالت انطباق نشان می دهد (شکل ۶-۳۷).



الف



ب

شکل ۶-۳۷- الف- دو وجهی ترسیم شده برای داده های برداشت شده از سازند کشکان ب- دو وجهی های قابل قبول با تغییر زاویه اصطکاک

با استفاده از روش های ذکر شده زاویه اصطکاک داخلی در واحدهای مختلف انجام شد و نتایج آن

در جدول ۶-۵ آورده شده است.

جدول ۶-۵- نتایج تعیین زاویه اصطکاک داخلی با استفاده از روش های مختلف

لیتولوژی	R%	هیستوگرام زاویه عدم انطباق	تحلیل صفحه گسل
آهک کرتاسه	۴۰	۴۵	۴۰
آهک های آسماری	۵۰-۴۵	۵۰	۵۰
کنگلومرای کشکان	۴۰	۴۰	۵۰
کنگلومرای پلیوسن	۵۵	۵۰	۵۵





## ۷-۱- نتایج تفسیر داده‌های لرزه ای

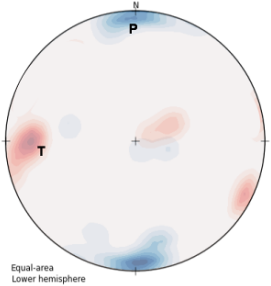
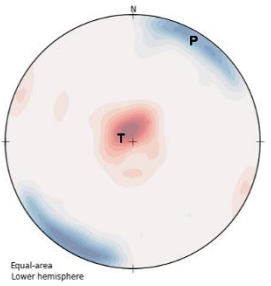
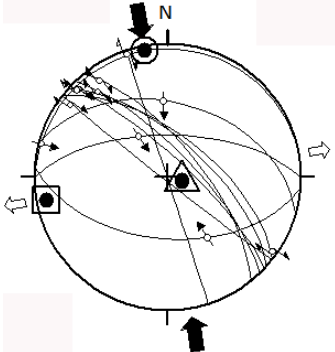
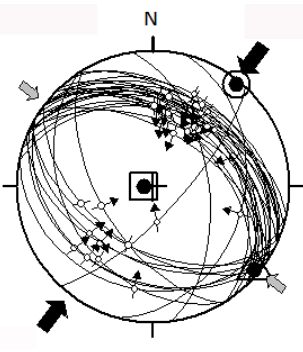
بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساخت در ناحیه فعالیت لرزه‌ای بالای منطقه را نشان می‌دهد. رخ داد بزرگترین زمین‌لرزه دستگاهی در زاگرس (زمین‌لرزه سیلاخور ۱۹۰۹ با بزرگی ۷.۳ ریشتر) و ثبت بیش از ۶۰۰ زمین‌لرزه دستگاهی (با بزرگی بیش از ۳ ریشتر) در این منطقه گواه این ادعا می‌باشد. حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها منابع ارزشمندی جهت تعیین میدان تنش جاری فراهم می‌نمایند. به سبب عدم قطعیت در حل سازوکار کانونی یک زمین‌لرزه، تعیین تنش با استفاده از تعداد زیادی از زمین‌لرزه‌های یک ناحیه صورت می‌گیرد. بنابراین جهت دستیابی به میدان تنش، تعداد ۷۰ داده لرزه‌ای مربوط به شمال باختر زاگرس از منابع مختلف جمع‌آوری شد. از آنجا که داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از نظر رژیم تنشی و جهت‌گیری تنش در شمال غرب زاگرس با هم سازگار نبود، منطقه به دو بخش زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده تقسیم شد و میدان تنش با استفاده از دو روش میانگین‌گیری محورهای P و T و روش وارون‌سازی محاسبه شد. با استفاده از روش میانگین‌گیری ۱۷ داده لرزه‌ای مربوط به زاگرس مرتفع موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۳۵۷/۰۷، ۲۷۰/۲۱، ۰۹۲/۷۲ تعیین شد. همچنین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  با استفاده از ۵۴ داده لرزه‌ای مربوط به زاگرس چین‌خورده به ترتیب به صورت ۰۳۰/۰۶، ۱۲۰/۱۰، ۲۹۰/۸۰ تعیین شد (شکل ۷-۱). در مرحله بعد گسل مسبب زمین‌لرزه همراه با خط خش مربوط به آن به عنوان داده‌های مستقل در نظر گرفته شد و وارون‌سازی بر اساس آنها انجام شد. با استفاده از روش وارون‌سازی در زاگرس مرتفع، تنسور تنش با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۳۵۰، ۰۴، ۱۰۳، ۸۱ و نسبت تنش ۰.۱ محاسبه شد. همچنین نوع میدان تنش جاری به صورت امتدادلغز به دست آمد. علاوه بر این تانسور تنش در بخش زاگرس چین‌خورده با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰۳۹، ۰۳، ۱۲۹، ۰۴ و نسبت تنش ۰.۸ محاسبه شد. در این بخش نوع میدان تنش جاری به صورت معکوس به دست آمد. در نهایت نتایج حاصل از دو روش میانگین‌گیری و وارون‌سازی داده‌های لغزشی با هم مقایسه شد. نتایج بدست آمده از هر دو

روش تقریباً یکسان می‌باشد (جدول ۷-۱). این نتایج با یافته‌های پروژه تهیه نقشه جهانی تنش<sup>۱</sup> که بخشی از برنامه بین المللی لیتوسفر (ILP) در دانشگاه کارزلهوه آلمان است هماهنگی کاملی دارد. در تهیه این نقشه‌ها از داده‌های مختلفی از جمله داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شود. در واقع بیش از نیمی از اطلاعات مورد استفاده در تهیه نقشه‌های جهانی تنش، مربوط به سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۲-۷ مشاهده می‌شود، جهت‌گیری محور بیشینه تنش محاسبه شده برای زاگرس مرتفع به صورت تقریباً شمالی-جنوبی و برای زاگرس چین‌خورده شمال خاور-جنوب باختری می‌باشد که با دستاوردهای این تحقیق هم‌خوانی دارد. در مطالعات انجام شده توسط طالبیان و جکسون (2004) گسل عهد حاضر زاگرس را محصول فرایند تسهیم کرنش می‌دانند. در این مدل بردار همگرایی مورب صفحه عربستان به سمت ایران مرکزی به دو مولفه، یکی موازی چین‌خورده -رانده و دیگری عمود بر آن تقسیم می‌شود؛ که گسل عهد حاضر در پاسخ به مولفه امتدادلغز و گسل‌های راندگی و چین‌های فعال در واکنش به مولفه عمودی شکل گرفته است. در تحقیق حاضر نیز نتایج حاصل از بررسی‌های تنش دیرین برای سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها مؤید همین نوع تسهیم تنش است به گونه‌ای که میدان تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس چین‌خورده به صورت معکوس و در زاگرس مرتفع به صورت امتدادلغز به دست آمده است.

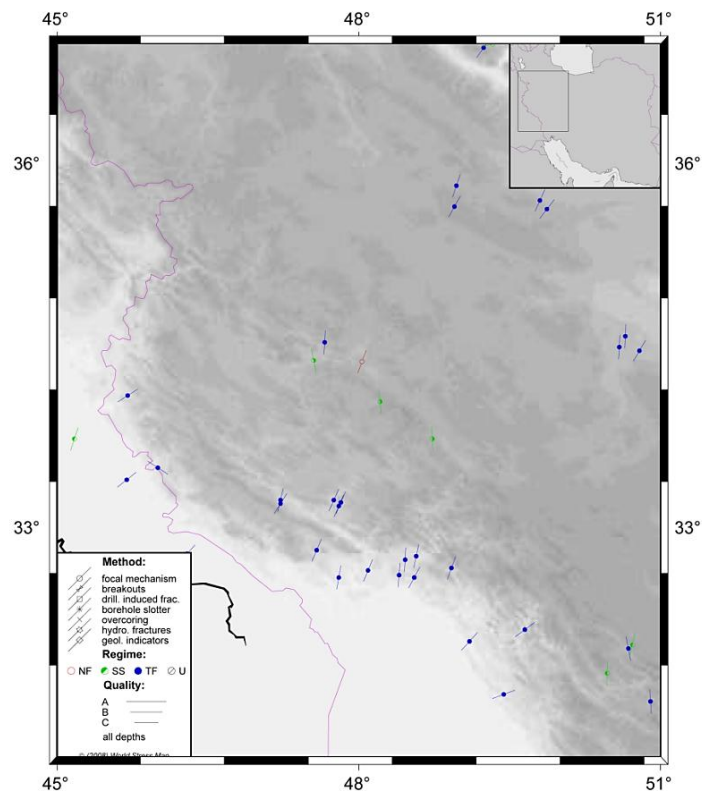
جدول ۷-۱- مقایسه نتایج بدست آمده از دو روش میانگین‌گیری و وارون سازی

Methods	High Zagros (Zone 1)			Folded Zagros (Zone2)		
	$\sigma_1$ (trend/ plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plunge)	$\sigma_1$ (trend/ plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plung)
Average method	357/07	092/72	270/21	030/06	120/10	290/80
Inversion method	350/04	103/81	260/08	039/03	129/04	272/85

<sup>۱</sup>World stress map

Methods	High Zagros (Zone 1)	Folded Zagros (Zone2)
Average method		
Inversion method		

شکل ۷-۱- مقایسه نتایج بدست آمده از دو روش میانگین گیری و وارون سازی داده‌های لرزه ای



شکل ۷-۲- بخشی از نقشه تنش جهانی (WSM) رسم شده که با نتایج حاصل از وارونگی داده‌های لغزش گسل مقایسه شد.

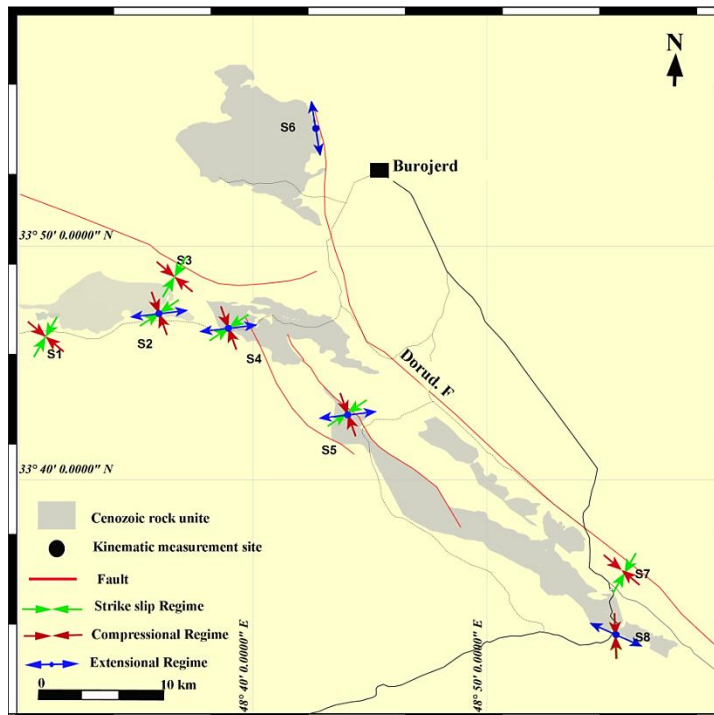
## ۲-۷- نتایج تفسیر داده‌های لغزش گسلی

جهت تعیین تنش دیرین با استفاده از سطوح لغزشی در حریم گسل درود، ۱۱۴ سطح لغزش گسل در غالب ۸ ایستگاه اندازه‌گیری بر روی واحدهای جوان و عمدتاً در بازه نوزمین ساخت برداشت شد. داده‌ها مربوط به واحدهای آهکی (کرتاسه)، کنگلومرای کشکان (پالئوسن)، آهک‌های آسماری (الیگومیوسن) و کنگلومرا (پلیوسن) می‌باشند. تقریباً در هر ایستگاه مجموعه داده‌های ناهمگن تحت تاثیر رژیم‌های تنش مختلف توسعه یافته‌اند در نتیجه داده در هر ایستگاه به چند زیر مجموعه تفکیک شدند. هر زیرمجموعه نشان‌دهنده یک رژیم تنش می‌باشد. پس از تفکیک فاز با استفاده از روش تکرار شونده، تانسور تنش مربوط به هر فاز تعیین شد. نتایج تحلیل داده‌ها در شکل ۷-۳ آورده شده است. تجزیه تحلیل نتایج بازسازی تنش دیرین نشان دهنده عملکرد بیش از یک فاز تنش در منطقه می‌باشد. همچنین وجود بیش از یک سری خط‌خش بر روی یک سطح گسل نشان دهنده فعالیت مجدد صفحات گسلی از پیش موجود تحت تنش جدید می‌باشد که خود تایید کننده وجود چند فاز عمل کننده در منطقه می‌باشد. مرور نتایج تحلیل داده‌های لغزش گسل در منطقه، ۳ رژیم تنش معکوس، نرمال و امتدادلغز را نشان می‌دهد. بازسازی میدان تنش حاصل از داده‌های لغزش گسل در واحدهای کرتاسه، فاز معکوس را نشان می‌دهد. از آنجا که این میدان تنش در سنگ‌های جوان‌تر از کرتاسه و تا قبل از پلیوسن مشاهده می‌شود، می‌توان گفت که از کرتاسه تا زمان پلیوسن میدان تنش با جهت پیشینه تنش تراکمی افقی با روند N167، سبب دگرشکلی لایه‌های مربوط به کرتاسه شده است و تا قبل از پلیوسن ادامه یافته است. از سوی دیگر فاز جدیدتر که سنگ‌های قدیمی (کرتاسه) و جوان‌تر (پالئوسن و الیگومیوسن) را تحت تاثیر قرار داده نیز مشاهده شده است، فاز جوان‌تر که به صورت امتدادلغز با جهت پیشینه تنش تراکمی افقی با روند N26 دیده می‌شود، می‌تواند مربوط به چرخش صفحه عربی و همگرایی مایل دو صفحه عربی و ایران باشد. از زمان کرتاسه فشارش ناشی از حرکت صفحه عربستان به سمت شمال و فرورانش اقیانوس نئوتتیس سبب ایجاد گسل‌های رورانده و چین‌خوردگی‌های فعال شده است. با بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس فشارشی با جهت شمال

خاور - جنوب باختر ناشی از همگرایی صفحه عربی و ایران بر پوسته ایران حاکم شد. شواهد متعدد نشان می‌دهد که از زمان پلیوسن، مولفه امتدادلغز راستگرد و پیش از آن مولفه معکوس، سبب شکل‌گیری و پیچیدگی عوارض ساختمانی در کوهزاد زاگرس شده است. بنابراین این فاز تنش مربوط به بازه پیش از پلیوسن می‌باشد. در مراحل تکامل کمربندهای برخوردی قاره- قاره علاوه بر دگرشکلی‌هایی نظیر راندگی، کوتاه‌شدگی به مرحله‌ی فرار جانبی می‌رسند. کمربند زاگرس در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد دو ورقه ایران و عربی در زمان میوسن تشکیل شده است (Stoneley, 1981). اندازه‌گیری‌ها با GPS، نرخ همگرایی اوراسیا - عربی را ۲۱ میلی‌متر در سال و در مجاورت ۵۰ درجه شرقی با روند شمال-شمال غربی نشان می‌دهد (Vernant, 2004). قطب چرخش صفحه عربی در ناحیه شرق مدیترانه قرار دارد که سبب افزایش نرخ همگرایی به سمت شرق شده است (Jackson et al, 1988). بررسی حل سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌ها، بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی همراه با اندازه‌گیری‌های GPS، همگرایی مورب و رژیم امتدادلغز راستگرد را در امتداد گسل اصلی و جوان زاگرس نشان می‌دهد ( Jackson, 1992 و Berberian, 1995 و Talebian & Jackson, 2004, Tatar et al, 2004).

به طور کلی میدان تنش امتدادلغز با میانگین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰/۲۶/۳۲، ۱۸۰/۵۵ و ۲۸۹/۱۲ و نسبت تنش ۰/۷ از زمان پلیوسن و میدان تنش معکوس با میانگین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۱۶۷/۰۷، ۰/۷۶/۱۱ و ۲۹۰/۷۷ و نسبت تنش ۰/۶ پیش از پلیوسن در منطقه حاکم بوده است (۴-۷). بازسازی میدان تنش حاصل از داده‌های لغزش گسل در واحدهای پلیوسن مجاور گسل قلعه حاتم در شمال باختر بروجرد به صورت نرمال بدست آمده است. داده‌های برداشت شده از این منطقه متعلق به بخش شمالی فروافتادگی حوضه تراکشی دشت سیلاخور می‌باشد. در این حوضه گسل‌های با سازوکار نرمال به صورت عمود بر روند عمومی زاگرس تشکیل شده‌اند. نتایج تحلیل این گسل‌ها میدان تنش محلی را به صورت نرمال با جهت محور کمینه تنش ( $\sigma_3$ ) تقریباً شرقی - غربی در واحدهای منطقه نشان می‌دهد. در منطقه مورد مطالعه وجود دو

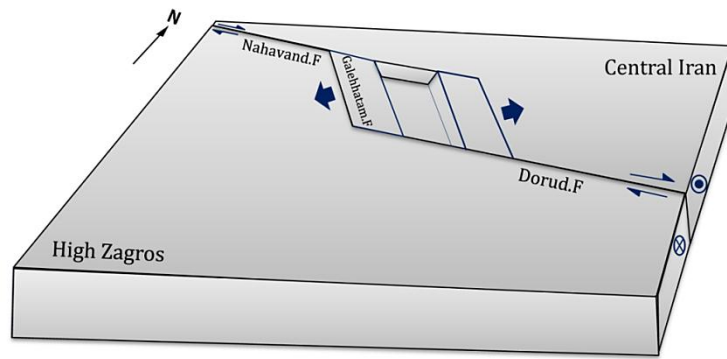
گسل درود و نهاوند با سازوکار امتدادلغز و آرایش پلکانی سبب ایجاد کششی با روند تقریباً شرقی- غربی و توسعه حوضه تراکشی دشت سیلاخور شده است (شکل ۷-۵).



شکل ۷-۳- نقشه پراکنندگی واحدهای سنوزویک همراه با ایستگاه‌ها و میدان تنش تفکیک شده و جهت‌گیری محور افقی  $\sigma_1$  در میدان‌های معکوس و امتداد لغز و  $\sigma_3$  در رژیم نرمال.

Period	Epoch	Data	Regime
Cenozoic	Current regime	(focal mechanism)	Strike-slip
	Pliocene (Conglomerate)	(fault slip Analysis)	Strike-slip
	Oligo-Miocene (asmary)		Compression
	Paleocene (kashkan)		
Mesozoic	Upper Cretaceous (Limestone Cretaceous)		Compression

شکل ۷-۴- جهت‌گیری میدان تنش در بازه‌های زمانی متفاوت



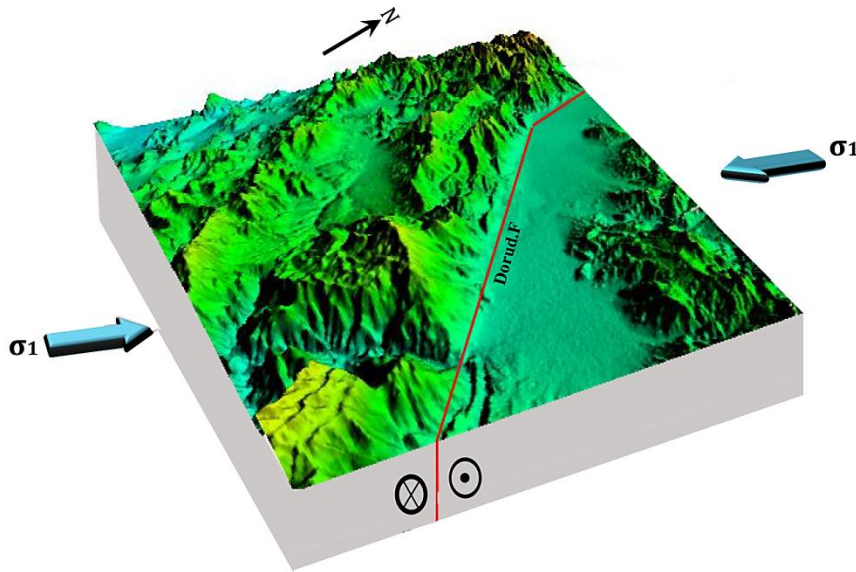
شکل ۷-۵- شکل نمادین از نحوه قرارگیری گسل‌های درود، نهاوند و قلعه حاتم و تشکیل حوضه تراکشی سیلاخور جهت دستیابی به موقعیت محورهای اصلی تنش در زمان تشکیل گسل‌ها، بنابر نظریه آندرسون (۱۹۵۱) که می‌باید یکی از محورهای اصلی تنش قائم باشد داده‌های اولیه دوران داده شد و موقعیت محورهای اصلی تنش با داده‌های دوران داده‌شده محاسبه گردید؛ که نتایج آن در جدول ۷-۲ آورده شده است. زاویه چرخش کم در منطقه نشان می‌دهد که ساختارهای تشکیل شده کمتر تحت تاثیر دگرشکلی‌های بعدی قرار گرفته‌اند.

جدول ۷-۲- میدان تنش قبل و بعد از دوران

Regime	Before Rotaion			After Rotaion			Angle of Rotaion	Rotation Axias
	$\sigma_1$ (Az/plg)	$\sigma_2$ (Az/plg)	$\sigma_3$ (Az/plg)	$\sigma_1$ (Az/plg)	$\sigma_2$ (Az/plg)	$\sigma_3$ (Az/plg)		
TF	167/07	076/11	257/02	347/01	257/02	108/88	-15	20/00
SS	026/32	180/55	289/12	202/00	332/90	112/00	-35	270/00
NF	338/69	175/21	082/06	332/89	173/01	083/01	20	248/00

نتایج تحلیل داده‌های لغزشی میدان تنش امتدادلغز را با محور بیشینه تراکمی افقی و روند N26E به عنوان فاز جوان در منطقه نشان می‌دهد (شکل ۷-۶). تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان دهنده میدان تنش جاری به صورت امتدادلغز با محور بیشینه تراکمی افقی با روند N357E می‌باشد. مقایسه دستاوردهای این دو روش تطابق قابل قبولی را نشان می‌دهد.





شکل ۶-۷- میانگین جهت بیشینه محور اصلی تراکمی پس از پلیوسن، در شرایط دگرشکلی نوزمین‌ساختی راستالغز راستبر

با استفاده از سطوح لغزشی برداشت شده از واحدهای آهکی (آسماری و کرتاسه) و کنگلومرای (کشکان و پلیوسن) زاویه اصطکاک داخلی سنگ با به کارگیری روش‌های  $R\%$ ، هیستوگرام زاویه عدم انطباق و تحلیل صفحه گسل تعیین شد. نتایج همه روش‌ها زاویه اصطکاک داخلی  $50^\circ$  درجه برای واحدهای آهکی (آسماری و کرتاسه)، زاویه  $40^\circ$  درجه برای واحدهای کنگلومرای کشکان و زاویه  $55^\circ$  درجه را برای کنگلومرای پلیوسن نشان می‌دهد. زاویه اصطکاک داخلی سنگ‌های آهکی و کنگلومرای با استفاده از آزمون‌های تجربی مکانیک سنگ  $34^\circ$  تا  $40^\circ$  درجه محاسبه شده است (Look, 2007). مقایسه نتایج بدست آمده از روش تحلیل سطوح لغزشی و آزمون‌های تجربی مطابقت قابل قبولی را نشان می‌دهد (جدول ۳-۷).

جدول ۷-۳- مقایسه نتایج تعیین زاویه اصطکاک داخلی با استفاده از آزمون‌های تجربی و تحلیل سطوح لغزشی

لیتولوژی	R%	هیستوگرام زاویه عدم انطباق	تحلیل صفحه گسل	آزمون تجربی (Look, 2007)
آهک کرتاسه	۴۰	۴۵	۴۰	۴۰-۳۴
آهک‌های آسماری	۵۰-۴۵	۵۰	۵۰	۴۰-۳۴
کنگلومرای کشکان	۴۰	۴۰	۵۰	۴۰-۳۴
کنگلومرای پلیوسن	۵۵	۵۰	۵۵	۴۰-۳۴

### ۷-۳- پیشنهاد

✓ تعیین میدان تنش با استفاده از سطوح لغزشی در طول دیگر قطعات گسل اصلی و جوان

زاگرس

✓ نصب شبکه GPS به منظور تعیین دقیق نرخ لغزش افقی و عمودی در طول گسل‌های عمده

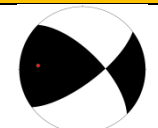
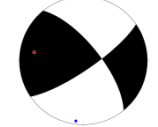
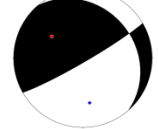
منطقه

✓ انجام مطالعات پالئومغناطیس به منظور تعیین میدان تنش و مقایسه با نتایج این پژوهش





پیوست ۱- اطلاعات مربوط به حل سازوکار کانونی زمین لرزه‌های روی داده در منطقه مورد مطالعه که از آنها در شکل ۶-۳ استفاده شده است.

	Time	Origin		Depth	$M_s$	Planes						Stress				
		Lat	Lon			Plane 1			Plane 2			$\sigma_1$		$\sigma_3$		
						Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Trend	Plg	trend	plg	
1	2005-05-03	33 71	48 68	12	5	217	71	-24	315	67	-160	183	03	275	30	
2	2006-03-30	33 65	48 78	19.5	5.1	321	70	-167	226	77	-20	187	05	279	23	
3	2006-03-31	33 50	48 78	25.7	5	319	26	-168	224	79	-24	172	35	305	44	

داده‌های مربوط به ایستگاه S1 (مله تخت)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	220	50	250	46	1
2	032	70	313	28	4
3	220	50	258	42	1
4	140	85	061	65	2
5	210	70	289	28	3

داده‌های مربوط به ایستگاه S2 (آبسرده)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	180	75	250	52	1
2	180	75	263	24	3
3	310	40	244	19	4
4	220	65	272	53	1
5	190	65	123	40	3
6	340	55	308	50	2
7	210	80	120	00	3
8	330	90	330	90	2
9	000	75	278	29	1
10	120	40	054	19	2
11	180	65	180	65	1
12	160	80	076	29	4
13	270	65	216	52	1
14	080	75	080	75	1
15	120	70	120	70	2
16	250	90	160	80	1
17	330	70	330	70	2
18	215	60	251	54	1
19	340	55	025	45	1
20	060	85	330	01	3
21	080	80	350	01	3
22	195	70	105	01	4
23	120	80	120	80	2
24	135	80	135	80	2
25	350	40	021	36	2
26	335	25	338	25	2
27	170	90	170	90	2
28	150	85	060	01	2
29	220	90	220	90	1
30	080	70	127	62	1
31	145	80	145	80	2
32	160	80	160	80	2
33	080	70	127	62	2
34	120	60	120	60	2
35	140	80	055	25	4

36	270	70	243	68	2
37	350	75	275	43	2
38	315	85	315	85	2
39	310	60	310	60	2
40	210	80	283	59	2
41	105	80	105	80	2
42	245	70	218	68	2
43	140	85	140	85	2

داده‌های مربوط به ایستگاه S3 (میش پرور)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	220	65	220	65	1
2	132	80	042	0	4
3	080	90	350	0	3
4	210	70	289	28	3

داده‌های مربوط به ایستگاه S4 (راه بند)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	060	89	330	00	4
2	040	80	124	29	1
3	350	60	039	49	1
4	160	65	160	65	2
5	180	89	089	30	2
6	225	60	135	01	4
7	205	60	128	21	4
8	220	85	130	00	3
9	020	70	020	70	2
10	195	80	282	30	1
11	170	80	106	68	2
12	355	70	287	46	1
13	335	90	065	08	1
14	335	75	041	57	1
15	180	80	096	29	1
16	155	90	155	90	2
17	020	65	244	09	3

داده‌های مربوط به ایستگاه S5 (دره محمد علی)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	

1	100	80	020	44	4
2	215	60	251	54	1
3	215	90	125	00	3
4	200	89	110	00	3
5	000	75	278	29	1
6	280	70	280	70	2
7	120	60	030	00.1	4

داده‌های مربوط به ایستگاه S6 (قلعه حاتم)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	340	75	026	69	2
2	260	75	214	69	2
3	230	85	275	83	2
4	330	80	015	76	2
5	335	70	002	68	2

داده‌های مربوط به ایستگاه S7 (پلیس راه درود- بروجرد)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	110	70	020	0	3
2	220	90	130	0	4
3	125	85	214	15	4
4	120	80	033	15	1
5	240	85	151	10	4
6	080	80	352	10	3
7	340	90	250	0	3

داده‌های مربوط به ایستگاه S8 (میراحمدی)

\* سازوکار گسل (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

NO	Fault plane		Slicken line		Seans*
	Dip.dir	Dip	Azimuth	Plunge	
1	350	89	260	00	4
2	290	80	210	44	3
3	025	60	025	60	1
4	310	85	222	20	4
5	280	80	196	29	3
6	150	80	065	25	4
7	030	70	343	62	4
8	190	40	215	37	3
9	060	85	332	25	4



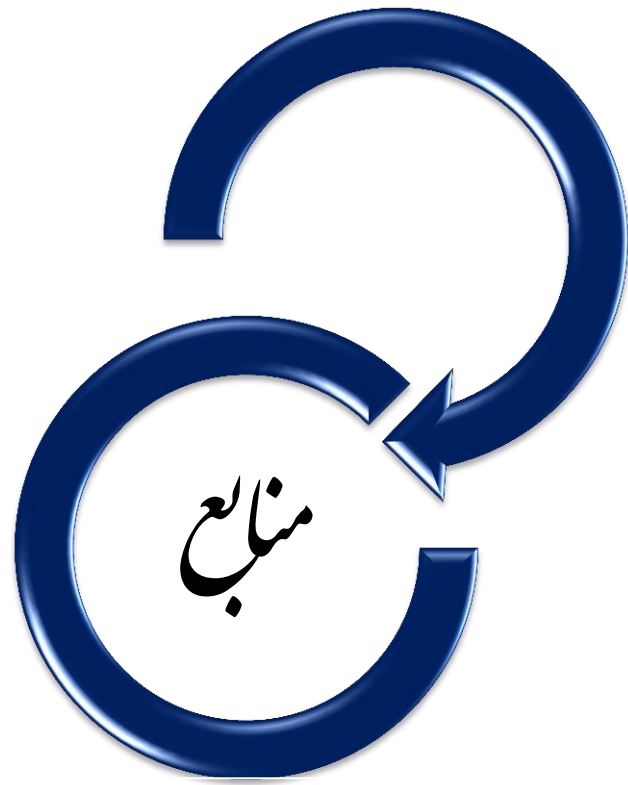
10	140	85	227	30	4
11	130	90	220	67	4
12	260	75	338	38	3
13	255	80	338	34	3
14	000	80	082	39	3
15	110	60	184	26	4
16	050	60	130	17	3
17	120	70	201	23	4
18	260	90	350	65	3
19	250	60	321	30	3
20	300	80	022	39	4
21	110	85	023	30	4
22	258	80	346	10	3
23	105	80	029	54	4

جدول داده‌های دوران یافته:

NO	Fault plane (dip/ Dip.dir)	Slicken line (Az/ plg)	Sense
1	85/039	14/311	ID
2	71/226	66/186	ID
3	74/215	14/129	ID
4	57/230	57/236	IS
5	87/030	05/300	ID
6	77/079	75/109	IS
7	60/016	55/048	IS
8	76/131	68/183	IS
9	88/076	43/348	ID
10	45/110	21/178	IS
11	55/122	23/195	IS
12	77/079	68/025	ID
13	70/110	28/031	NS
14	64/197	25/121	ID
15	80/357	44/276	ID
16	62/077	61/094	IS
17	65/222	64/232	IS
18	65/334	42/039	IS
19	57/076	48/121	IS
20	68/344	42/053	IS
21	86/333	49/058	IS
22	65/222	64/232	IS
23	80/357	44/276	I

24	75/302	42/227	NS
25	82/301	15/213	NS
26	76/088	25/171	ND
27	79/029	13/301	ID
28	60/035	38/332	ID
29	76/311	25/228	NS
30	79/029	13/301	ID
31	64/302	43/239	NS
32	69/317	48/253	NS
33	83/253	05/343	ND
34	90/072	01/342	ID
35	76/123	61/187	IS
36	89/126	54/215	IS
37	24/317	24/326	ND
38	42/315	37/348	ND
39	76/088	34/168	ND
40	76/015	09/102	IS
41	71/323	63/013	IS
42	69/317	59/006	IS
43	55/000	24/071	IS
44	88/021	39/110	IS
45	38/031	36/008	IS
46	71/171	04/259	IS
47	60/149	24/074	NS
48	25/212	25/205	NS
49	68/041	01/311	ID
50	63/261	49/315	ND
51	84/120	51/038	NS
52	84/261	30/347	ND
53	58/317	16/238	NS
54	57/230	57/244	ND
55	68/215	16/298	ND
56	86/179	37/266	ND
57	27/096	23/062	NS
58	60/160	24/086	NS
59	88/059	20/329	ID
60	45/336	45/338	ND
61	70/171	70/158	NS

62	67/072	44/138	ND
63	61/138	28/065	NS
64	78/275	59/205	NS
65	45/161	45/159	NS
66	76/223	18/308	ND
67	60/172	52/129	NS
68	89/354	56/265	ID
69	70/095	57/039	NS
70	79/217	17/303	ND
71	75/202	13/288	ND
72	86/179	37/266	ND
73	47/186	46/171	NS
74	55/113	52/138	ND
75	89/070	60/159	ND
76	65/116	61/145	ND
77	62/132	61/150	ND
78	60/347	49/035	ND
79	60/160	60/159	NS
80	45/109	43/133	ND
81	78/313	75/275	NS
82	68/215	65/246	ND
83	69/100	63/140	ND
84	70/252	54/191	NS
85	66/138	65/154	ND
86	45/161	45/159	NS
87	70/155	09/068	NS
88	81/284	71/220	NS



## منابع:

- \_ آقاباتی.ع.(۱۳۸۱)، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی واکتشاف معدنی کشور، ۷۰۷ صفحه
- آمبرسیزن، ملویل. پ،(۱۳۷۰)، تاریخ زمین لرزه های ایران. ترجمه ابولحسن رده. انتشارات آگاه، ۶۷۴ صفحه.
- \_ الیاسی. م، محجل. م، مصباحی.ف، (۱۳۸۷): تحلیل تنش دیرین در رسوب های افقی پلیوسن - کواترنری شمال باختر زنجان، **مجله فیزیک زمین و فضا**، دوره ۳۴، شماره ۲، صفحه ۲۷-۴۲.
- الیاسی م، احمدیان. س، (۱۳۸۷): آرایش هندسی مسیر های  $\sigma_1$  در گستره کن - کرج (بخش جنوبی البرز مرکزی) بر پایه وارون سازی چند مرحله ای، **مجله علوم زمین**، سال هفدهم، شماره ۶۷، صفحه ۱۴۰ تا ۱۴۹.
- \_ الیاسی م، نوگل سادات م، (۱۳۸۰)، بررسی مقایسه ای بردار های ویژه و محور های اصلی تنش دیرین در تعیین تیپ دگرریختی بخش جنوبی البرز مرکزی، **مجله علوم دانشگاه تهران**. جلد بیست وهفت، شماره ۱، صفحه ۶۷-۸۰.
- امید پ.، نوگل سادات م و قریشی م، (۱۳۸۱) " بازسازی تنش کواترنری براساس تحلیل لغزش گسل در نیمه جنوبی البرز خاوری " **مجله علوم زمین**، شماره ۴۵-۴۶، صفحه ۴۸ تا ۶۳.
- \_ امیدیان.ص، الیاسی م، (۱۳۸۸): تحلیل تنش دیرین پهنه گسل بایجان، خاور آتشفشان دماوند، ایران، **مجله زمین شناسی ایران**، سال چهارم، شماره شانزده، زمستان ۱۳۸۹، صفحه ۵۱-۶۰.
- پاکزاد. م، میرزایی. ن، (۱۳۸۶)، بررسی سازوکار کانونی زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور. **مجله فیزیک زمین و فضا**. دوره ۳۳. شماره ۳، صفحه ۷۳-۸۶.
- حاج ملاعلی.ع. (۱۳۷۰)، نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدری، ر. میرزایی، ن. (۱۳۸۸)، الگوی لرزه زمین ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی. **مجله فیزیک و فضا**. دوره ۳۵. شماره ۳. صفحه ۸۳-۹۶.
- شکرالهی، شهرکی (۱۳۹۲): بررسی اثرات تکتونیک جوان بر مورفولوژی دشت سیلاخور، ناحیه لرستان (زاگرس مرتفع): سی و دومین گرد همایی ونخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین.
- \_ عباسی. م، فریدی، (۱۳۸۳): مقدمه ای بر تعیین وضعیت تنش به کمک روش برگشتی صفحه های گسلی و خط خش های مربوطه، **مجله علوم زمین**، شماره ۵۴، صفحه ۲ تا ۹.

- سایت World Stress Map Project

## References:

- Alavi M. (1980), Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. **J. OF.Geology**, v. 8, pp. 144-149.
- Agard, P., Omrani, G., Jolivet, L., & Mouthereau, F. (2005), Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, pp.401-419.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., (1982), A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, London.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., (1982). A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, London, pp.219.
- Angelier, J., (1975). Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. **Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris** 281, pp. 1805-1808.
- Angelier, J., and Mechler, P., (1977), Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalment utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits: **Bulletin de Societie Geologique de France**, v. 19, p. 1309-1318.
- Angelier, J., (1978), Tectonic evolution of the Hellenic are since the late Miocene. **Tectonophysics**, 49. pp. 23-36.
- Angelier, J., (1979), Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. **Tectonophysics** 56, pp. 17-T26.
- Angelier, J., (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, pp. 5835-5848.
- Angelier, J., (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress, III. A new rapid direct inversion method by analytical means, **Geophys. J. Int.**, 103,pp. 363-376.
- Angelier, j. (1994), " Fault Slip Analysis & Paleostress reconstruction In Hancock", P. 1. Continental Deformation, pergamon press Ltd. chaper 4, pp. 53-100.
- Angelier, J., (2002), Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seimotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal planes. **Geophys. J. Int.** 150, pp.588-609.
- Anderson, E. M. (1942), The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain: **Oliver and Boyd**, Edinburgh, pp.191.

- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, D., Malekzade, O., Shabaniyan, Z., & Abbassi, M. (2006), Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). **Tectonics**, 25, TC3002, 1-21.
- Berberian, M. (1976), An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo- tectonic review of the country. *Geol. Surv. Iran*, 39, pp. 7-141.
- Berberian, M., (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran, part II. **Geological Survey of Iran** 39, pp. 518.
- Berberian, M., & King, G. P. (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci* , 18, pp.210-265.
- Berberian, M. (1981), Active faulting and tectonics of Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya, **Geodynamic Evolution**, *Geodyn. Ser.*, vol. 3, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany, pp. 33 – 69.
- Berberian, M. and M. Qorashi (1994), Coseismic fault-related folding during the South Golbaf earthquake of November 0, 1989, in southeastern Iran, **Geology** 22, pp.531-534.
- Berberian, M., (1995), Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, **Tectonophysics**, 241, pp.193–224.
- Bott, M.H.P., (1959) The mechanisms of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109–117. Brazier, R.A., Nyblade, A.A.,
- Carey, E., & Brunner, M. B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique. l'etude d'une population de failles. **C. R. Acad. Sci. Paris D** 279,891.
- Davis, G. H., & Reynolds, J. S. (1993). *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York: John Wiley & Sons, INC.
- Delvux, D., Kervyn, R., Vittori, E., Kajara, R. S. A. & Kilembe, E. (1997a). Late Quaternary tectonic activity and lake level fluctuation in the Rukwa rift basin, East Africa. **Journal of African Earth Sciences**, 26(3), pp.397-421.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G. et al. (1997b). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic tectonic stress and fault kinematics. **Tectonophysics**, 282(1-4), pp. 1-38.

- Delvaux, D., Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 212, pp. 75e100.
- Delvaux, D., Barth, A. (2010). African Stress Pattern from formal inversion of focal mechanism data. Implications for rifting dynamics. *Tectonophysics* 482, 105e128.
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295. pp. 187–197.
- Dzulinski. S., & Kotlarczyk. J. (1965). Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. Polonaise Sci. Ser. Geol. Geogr.* XIII, pp. 149-154.
- Elliott. D. (1976). The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc.* 133, pp. 311-327.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignieres, M. (1981), An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *J. Struct. Geol.*, 3, pp. 51-65.
- Fluety, G. M. (1964). The Description of Folds. *Proceedings of the Geologist Association.* 75, pp. 461-492 .
- Fossen, H., (2010). "Structural Geology", university of Bergen, pp.463.
- Gephart, J.W., Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 89 (B11), pp. 9305–9320.
- Ghasemi, A., & Talbot, C. G. (2006). A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, p. 683-693.
- Hancock, P. L. & Barka, A. A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Struct. Geol.* 9. pp. 573-584.
- Hancock, P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.* 7, pp. 437-457.
- Hardebeck, J. L., and A. J. Michael (2004), Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2004JB003239.
- Hessami, K., Koyi, H.A. & Talbot, C.J. (2001). The significance of the strikeslip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Petrol. Geol.*, 24(1), pp. 5–28.



- Hodgson, R. A. (1961). Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.* 259, pp.439-502.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. & Williams, P. E. (1976). *An Outline of Structural geology*. Wiley & Sons.
- Jackson, J. & Thomas, F. (1981). Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran). *Geophys. J. Soc.*, 64. pp. 561-586.
- Jackson, J.A., McKenzie, D.P., (1984). Active tectonics of the Alpine± Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal*, Royal Astronomical Society, London 77, 185±264.
- Jackson, J. A., and D. P. McKenzie (1988), The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, pp. 45 – 73.
- Khattri, K. (1973). Earthquake focal mechanism studies—A review, *Earth Sci. Rev.*, 9, pp. 19-63.
- Kisslinger, C., J. R. Bowman, and K. Koch (1981). Procedures for computing focal mechanisms from local (SV/P)<sup>2</sup> data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, pp. 1719–1729.
- Liesa, C.L., Lisle, R.J. (2004). Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 26, pp. 559–572.
- Lund, B., Townend, J.(2007). Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International* 270, pp. 1328 - 1335.
- Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, V. 12, pp. 973-986.
- Marshak S.T., Mitra G., (1988). *Basic Methods of structural geology*. Prentice Hall EnglewoodCliffs, New Jersey, P. 446.
- McKenzie, D. P. (1969), The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, pp. 591-601.
- McQuarrie, N., Stock, M. C., & Wernicke, B. P. (2003). Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 2036, doi:10.1029/2003GL017992, 2003.
- Michael, A.J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.* 89 (B13), pp. 11517–11526.

- Mouthereau .F, Lacombe. O, Vergés.J, (2012);Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, **Tectonophysics** 532–535, pp. 27–60.
- Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E. (2007). Cenozoic post- collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the high zagros belt (Iran, fars Province). **Tectonophysics**, vol 432. pp. 101-131.
- Navabpour, P., Heydarzadeh, Gh., Mafi, A., Sheikholeslami, M.R. and Haghypour, N., 2006. A preface to the paleostress reorientations in the Kopet-Dagh after Triassic. **Geosciences Journal**, Geological Survey of Iran, v. 15, n. 59, p. 176-183.
- Nemcok, M., Lisle, R.J. (1995). A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. **Journal of Structural Geology** 17, pp. 1445–1453.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. **J. Struct. Geol.** 9, pp. 597–608.
- Rajabi, S., Eliassi, M. (2012). Kinematic and dynamic analysis of north- Tehran tectonic wedge formed in south central alborz, Iran. **Journal geological society of India**, vol 80, pp.731-737.
- Ramsay, J.G. and Lisle, R.J. (2000). Fault slip analysis and stress tensor calculations. In: *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology.*, Academic Press, San Diego, Session 32,pp. 785-810.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran; A review. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull** , 52,pp. 1229-1258.
- Stampfli, G. M. (1978). Etude geologique generale de Albourz oriental au sud de Gonbad - e - Qabous, Iran NE. **These Geneve**, pp. 329.
- Sepahvand. M, Yaminifard. F, Tatar.M, Abbassi.M. (2012): Aftershocks study of the 2006 Silakhur earthquake(Zagros, Iran): seismological evidences for apull-apart basinalong the Main Recent Fault, Doroud segments: **Journal of Seismol**, pp. 233-251.
- Spang, J.H. (1972). Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. **Geological Society of America, Bulletin** 83, pp. 467–472.
- Sbar, M.L., Sykes, L.R., (1973). Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intra-plate tectonics. **Geol. Soc. Am. Bull.** 84 (6), pp. 1861–1882.

- Sippel J., (2009), PhD. thesis, “The Paleostress History of the Central European Basin System”, Berlin university.
- Sperner, B., Muller, B., Heidbach, O., Delvaux, D., Reinecker, J. & Fuchs, K. (2003). Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. *In*: Nieuwlan, D. A. (ed.) New Insights into Structural Interpretation and Modelling. **Geological Society**, London, Special Publications, 212, pp.101-116 .
- Tchalenko, J.S. & Braud, J. (1974). Seismicity and structure of the Zagros: the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.,A.*, 277, pp. 1–25.
- Talebian, M., & Jackson, J. (2002). Offset on the Main Recent Fault of the NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. **Geophys. J. Int.**, 150, pp. 422 . 439 .
- Talebian, M., and J. Jackson (2004), A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros Mountains of Iran, **Geophys. J. Int.**, 156, pp. 506 – 526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., & Chery, J. (2002). The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. **Geophysical.J.** Vol.29.
- Tjia, H. D. (1971). Fault movement, reoriented stress field and subsidiary structures. **Pacific Geol.** 5. pp. 49-70.
- Tchalenko, J.S. and N.N. Ambraseys (1970). Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures, **Geol. Soc. Am, Bull** 81, pp. 41-60.
- Townend, J. (2006). What do Faults Feel? Observational Constraints on the Stresses Acting on Seismogenic Faults, *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*. **Geophysical Monograph Series** 170, pp. 313-327.
- Vernant, P. *et al.* (2004). Contemporary crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, pp. 381–398.
- Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. **Journal of Structural Geology** 59, pp. 118-130.
- Walpersdorf, A., D. Hatzfeld, H. Nankali, F. Tavakoli, F. Nilforoushan, M. Tatar, P. Vernant, J. Chéry, and F. Masson (2006), Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), **Geophys. J. Int.**, 167, pp. 1077–1088.

- Yamaji, A. (2000). The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. **Journal of Structural Geology** 22, pp. 441–452.
- Yamini-Fard, F. (2003), Sismotectonique et structure lithosphérique de 2 zones de transition dans le Zagros (Iran): La zone de Minab et la zone de Qatar- Kazerun, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, pp. 208.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., & Mokhtari, M. (2006). Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran). **Geophys. J. Int.**, 166, pp. 186-196 .
- Zoback, M. L. (1980). State of stress in the conterminous United States, **J. Geophys.** Vol ,85. Pp. 6113-6156 .

**Abstract:**

In order to assess the paleostress tensor in the southwest of the Borujerd (north edge high Zagros), 114 fault slip data and with 70 earthquake focal mechanism (related to NW Zagros) have been analysed using inversion technique and Right dihedral method. Initial analysis of the data shows that there is more than one stress phase in the region. Therefore, in the step subsets of homogenous data related to one stress phase, were separated in the heterogeneous data collections, and the stress tensor of each phase was determined. The analysis of data shows strike-slip stress regime with 026/32, 180/55 and 289/12 orientation for  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  respectively and stress ratio of 0.7 from Pliocene. Also, Compressional stress regime 076/11, 167/07 and 290/7 and orientation  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  respectively and stress ratio 0.5 before Pliocene. As the study area is located between Dorud and Nahavand faults a local stress tensional seems to be created. The orientation principal stresses as resulted from rotated data shows orientation to  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  equal to 202/00, 332/90, 112/00 for strike slip phase and 347/01, 257/02, 108/88 for compressional phase. In addition to method of analysis of the fault slip data, earthquake focal mechanisms were also used to determine the stress field in Northwest Zagros using inverse method and averaging of P and T orientation. On the basis of average of P&T axes, orientations of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  for the high Zagros have been determined to be 357/00, 092/72, 270/21 and in the northwest of folded Zagros to be 030/06, 120/10, 290/80 respectively. On the basis of inverse method the orientations of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  stresses in northwest of high Zagros have determined to be 350/04, 103/81 and 260/08, and in the northwest of folded Zagros have determined as be 039/03, 129/04, 272/85. The stress ratio was determined to be 0.1 and 0.8 for high Zagros and folded Zagros respectively. Finally, results of the two methods of averaging and inversion of slip data were compared which are almost identical.

**Keywords:** inversion method, Paleostress analysis, averaging of P and T, Right Dihedral method, Dorud fault



**University of Shahrood**

Faculty of Earth science

Tectonic

**Paleostress determination based on fault slip analysis and earthquakes  
focalmechanism in the Doroud Fault zone (southwestern Borojerd)**

***Somaye babaie***

Supervisor:

***Dr.P.Omídi***

January 2015