

دانشگاه شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه مکتونیک

## تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در ناحیه سبلان

زهرا صمدی

استاد راهنما

پرویز امیدی

استاد مشاور

محمود صادقیان

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۳

پیوست شماره ۲

دانشگاه شاهرود

دانشکده : علوم زمین

گروه : تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد خاتم زهرا صادقی

تحت عنوان: تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کنونی زمین لرزه ها در ناحیه سیلان

در تاریخ ۱۳۹۳/۱۱/۱۲ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد زمین شناسی پتروپلوزی مورد ارزیابی و با هزینه  
بسیار ناچهارمید --- مورد پذیرش قرار گرفت

اعضا	اساتید مشاور	اعضا	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر محمود سادقیان		نام و نام خانوادگی : دکتر پروین سلیمی

اعضا	نماینده تحصیلات تکمیلی	اعضا	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : مسعود علیپور		نام و نام خانوادگی : دکتر رمضان رمضانی
			نام و نام خانوادگی : دکتر سمیه اسلانی



دانشگاه گیلان

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:

تاریخ:

ویرایش:

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

با تأییدات خدولود متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا صمدی رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در ناحیه سیلان که در تاریخ ۱۳۹۳/۱۱/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: بسیار خوب)  (۱۸۰۷۲)  دفاع مجدد  مردود

۲- بسیار خوب (۱۸۱۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵۱۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷۱۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد ارشد	پرویز امیدی	استادیار	
۲- استاد مشاور	محمود صادقیان	دانشیار	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	مسعود عالیپور	استادیار	
۴- استاد محقق	رمضان رمضانی	استادیار	
۵- استاد محقق	سعید اسلامی	استادیار	

رئیس دانشکده: امضاء



«ساعتی فکر کردن، از هفتاد سال عبادت بهتر است.»

پیامبر اسلام (ص)

تقدیم به همه آنان

که می اندیشند

تهدیر

من لم یسکر المخلوق، لم یسکر الخالق

حمد و سپاس یکتای بی‌همتار که لطفش بر ما عیان است، ادای شکرش را بیچ زبان و دیای فضلش را بیچ کران نیست و اگر در این وادی هستیم، همه محبت اوست.

الهی ای مهربان تر از ما، از تومی خواهیم همه کسانی را که حتی ذره‌ای در انجام این امر مریاری نموده اند، در سایه لطف و محبت بی‌کرانت، سلامت، شادکام و موفق بداری.

ابتدا از استاد کرامت‌قدر، فرزانه و فریه‌نخسته ام، جناب آقای دکتر امیدی که زحمت راهبانی این پایان نامه را بر عهده داشتند، کمال سپاس را دارم که با همیاری و همکاری بی‌شائبه شان من را در تهیه، گردآوری و تنظیم منابع و مطالب یاری فرمودند. از استاد عالی‌قدرم جناب آقای دکتر محمود صادقان که زحمت مشاوره این پایان نامه را تحمل شدند، صمیمانه تشکر می‌کنم. بر خود لازم می‌دانم از اساتید بزرگوارم، آقایان دکتر رمضان رمضان‌اومالی، دکتر عزیزاننده طاهری، دکتر محسن الیاسی و دکتر امین صادقی که در مراحل تحصیل و انجام این تحقیق از محضر ایشان استفاده نموده ام کمال تشکر را داشته باشم.

قدردانی خود را به مهربانترین هم‌راهن زندگیم، خانواده عزیزم تقدیم می‌کنم که حضورشان در فضای زندگیم مصداق بی‌ریای سخاوت بوده است.

سپاس از دوست ارجمند و بزرگوارم خانم مهندس سمیه بلایی به خاطر همراهی صمیمانه اش در تمام طول دوره ارشد.

از تمام دوستانی که در انجام این امر مریاری نموده اند قدردانی می‌کنم.

در آخر از مدیرست، اساتید و کارکنان دانشکده علوم شکر و قدردانی می‌نمایم.

## تعهد نامه

اینجانب زهرا صمدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تعیین تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل ها 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 صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » 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 اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ: ۹۳/۱۱/۲۷

زهرا صمدی

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

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

## چکیده:

پژوهش حاضر به منظور بررسی وضعیت رژیم تنش دیرین و جاری، بر مبنای داده‌های سازوکار کانونی زلزله‌ها، و سطوح لغزش گسلی در دامنه خاوری سبلان در شمال باختری ایران صورت گرفته است. تحلیل وارون سازی هر دو گروه داده‌ها بر اساس روش دووجهی‌های عمود بر هم و تفکیک داده‌ها بر مبنای آنالیز محورهای P و T انجام شد.

میدان تنش جاری با استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در محدوده شمال باختر ایران، به کمک روش میانگین‌گیری و وارون‌سازی انجام شد. موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  در غرب دریای خزر به ترتیب ۰۸۰، ۳۹؛ ۳۰۰، ۱۰؛ ۲۶۶، ۵۳ تعیین شد. همچنین موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  در شرق بلوک آذربایجان به ترتیب ۳۱۳، ۰۷؛ ۰۵۶، ۷۲؛ ۲۲۰، ۵۷ مشخص شد. با استفاده از وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در زون ۱ (باختر خزر) محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰۴۹، ۲۴؛ ۳۱۶، ۰۶؛ ۲۱۴، ۶۵ و فاکتور شکل میدان ۰/۴۷ و برای زون ۲ (شرق بلوک آذربایجان) موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۱۴۹، ۰۶؛ ۲۵۰، ۶۴؛ ۰۵۶، ۲۶ و فاکتور شکل میدان ۰/۶۹ به دست آمده است. 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.

نتایج تحلیل داده‌های سطوح لغزش گسلی بر مبنای ۲۲۱ سطح لغزش گسلی در ۷ محدوده بر روی واحدهای آذرین و رسوبی سنوزوئیک نشان دهنده سه فاز تنشی از دوره ائوسن تا کواترنری است. سامانه تنش اول مربوط به بعد از ائوسن با راستای محور فشارش شمال خاوری - جنوب باختری موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰۵۷، ۰۵؛ ۳۱۴، ۶۸؛ ۱۴۹، ۲۲ و فاکتور شکل میدان ۰/۳۸ به دست آمد. سامانه تنش دوم مربوط به بعد از پلیوسن با راستای محور فشارش شمال خاوری - جنوب باختری و موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰۳۲، ۰۰؛ ۱۲۲، ۳۱؛ ۳۰۲، ۵۹ و فاکتور شکل میدان ۰/۴۵ تعیین شد. موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  برای داده‌های مربوط به کواترنری به ترتیب ۱۲۸، ۰۷؛ ۲۷۳، ۸۲؛ ۰۳۸، ۰۵ و فاکتور شکل میدان ۰/۶۱ محاسبه شد. نتایج تحلیل داده‌های لغزش گسل در واحدهای کواترنری با نتایج تحلیل داده‌های لرزه‌ای هم‌خوانی کاملی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** ناحیه سیلان، ، وارون‌سازی ، آنالیز تنش دیرین ، سازوکار کانونی زمین‌لرزه

مقاله مستخرج از پایان نامه:

✓ صمدی. ز، امیدی. پ. (۱۳۹۳): " مطالعه نشانگرهای کینماتیک در گسستگی های خاور

سبلان " هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

فصل اول : مقدمه

۱-۱-۱- موقعبیت جغرافیایی و راه های دسترسی منطقه.....	۲
۱-۱-۱- جمایران - خلیج.....	۲
۱-۱-۲- قوتور سوئی - شیروان درسی.....	۲
۱-۱-۳- سردابه.....	۳
۱-۱-۴- آوارس.....	۳
۱-۱-۵- ویلادره.....	۴
۱-۱-۶- گلستان - تجرق.....	۴
۱-۱-۷- روستای برجلو - قینرچه (شهرستان نیر).....	۴
۱-۲- زمین ریخت شناسی و آب و هوای منطقه.....	۴
۱-۳- پیشینه مطالعاتی منطقه.....	۶
۱-۴- اهداف تحقیق.....	۸
۱-۵- روش انجام تحقیق.....	۹

فصل دوم : زمین شناسی عمومی

۱-۲- زون البرز.....	۱۴
۱-۲-۲- البرز غربی - آذربایجان.....	۱۵
۱-۲-۳- واحدهای سنگی.....	۱۹
۱-۳-۲- واحدهای مزوزوییک:.....	۲۲
۱-۳-۲-۱-۱- برش های آتشفشانی ائوسن (Ebr).....	۲۲
۱-۳-۲-۲- تراکی آندزیت ائوسن (Ep).....	۲۲
۱-۳-۲-۳- آندزی بازالت (Nga).....	۲۲
۱-۳-۲-۴- لاهارها و نهشته دریاچه ای پلیوسن (Ngc).....	۲۳
۱-۳-۲-۵- آذراواری های پلیوسن (Ngc).....	۲۴
۱-۳-۲-۲- واحدهای آتشفشانی کواترنری.....	۲۴
۱-۳-۲-۱-۲- بازالت (Qb).....	۲۴
۱-۳-۲-۲- آندزیت (Qst).....	۲۴
۱-۳-۲-۳- نهشته های اپی کلاستی کواترنری (Q sc).....	۲۵
۱-۳-۲-۴- پوکه معدنی Qagaf.....	۲۶
۱-۳-۲-۵- تراورتن (Qtr).....	۲۶
۱-۴- زمین شناسی ساختمانی منطقه.....	۲۷
۱-۴-۱- گسل ویند - سردابه.....	۲۸
۱-۴-۲- گسل سرداواچای.....	۲۹
۱-۴-۳- گسل ویلادره - اردیموسی.....	۳۰
۱-۴-۴- گسل سرعین.....	۳۰
۱-۴-۵- گسل آوارس.....	۳۱
۱-۴-۶- گسل گورگور.....	۳۲
۱-۴-۷- گسل قوتور سوئی.....	۳۳
۱-۴-۸- گسل شیرواندرسی.....	۳۳
۱-۴-۹- گسل گلستان - تجرق.....	۳۳
۱-۴-۱۰- گسل ایلانجوق.....	۳۴

۳۵	۱۱-۴-۲- گسل نیر- قینرچه
۳۷	۵-۲- لرزه خیزی منطقه
۳۷	۱-۵-۲- تقسیم بندی بربریان (۱۹۷۶)
۳۸	۲-۵-۲- پهنه اردبیل
۳۸	۶-۲- سوابق لرزه خیزی منطقه
۳۹	۱-۶-۲- زمین لرزه های تاریخی
۳۹	۱-۱-۶-۲- زمین لرزه ۲۳ مارس ۸۹۳ میلادی
۳۹	۲-۱-۶-۲- زمین لرزه تابستان ۱۵۹۳ میلادی سراب
۳۹	۳-۱-۶-۲- زمین لرزه ۱۳ مه ۱۸۴۴ میلادی سراب- گرمرود
۴۰	۴-۱-۶-۲- زمین لرزه ۳۰ دسامبر ۱۸۶۳ میلادی هیر- اردبیل
۴۰	۵-۱-۶-۲- زمین لرزه ۲۲ مارس ۱۸۷۹ میلادی بزقوش- گرمرود
۴۱	۶-۱-۶-۲- زمین لرزه ۴ ژانویه ۱۸۹۶ میلادی خلخال- سنگ آباد
۴۲	۷-۲- زمین لرزه های دستگاهی
۴۲	۱-۷-۲- زمین لرزه ۲۸ فوریه ۱۹۹۷ گلستان- اردبیل

#### فصل سوم: ساختارهای زمین شناسی

۴۶	۱-۳- معرفی ابزارهای تعیین سازوکار حرکتی
۵۱	۱-۱-۳- ساختارهای مرتبط با برشی های ریدل
۵۴	۲-۱-۳- شکستگی های کششی
۵۵	۳-۱-۳- پله ها
۵۶	۴-۱-۳- عناصر تغییر شکل یافته
۵۶	۵-۱-۳- حفره های نامتقارن
۵۷	۶-۱-۳- چین های نامتقارن
۵۸	۷-۱-۳- نشانه های V شکل
۵۸	۸-۱-۳- برجستگی های نامتقارن
۶۰	۱-۲-۳- درزه
۶۰	۱-۱-۲-۳- درزه های کششی
۶۱	۲-۱-۲-۳- درزه های مزدوج
۶۱	۳-۱-۲-۳- درزه های پرماند
۶۲	۳-۳- چین خوردگی ها
۶۳	۱-۳-۳- چین های کشان

#### فصل چهارم: روش های تعیین تنش دیرین

۶۶	۱-۴- تاریخچه تعیین تنش
۶۸	۲-۴- تعیین محورهای تنش
۶۸	۳-۴- وارون سازی
۶۸	۴-۴- تنسور تنش
۶۹	۵-۴- حل تنسور تنش
۷۰	۶-۴- تنسور تنش کاهش یافته در رژیم های گوناگون
۷۰	۷-۴- زاویه عدم انطباق
۷۶	۸-۴- روش دووجهی های عمود بر هم
۷۸	۹-۴- نسبت تنش R
۷۹	۱۰-۴- رژیم تنش $\dot{R}$
۸۰	۱۱-۴- روش تعیین محورهای P و T به روش مارت و آلمانینگر



۸۱	۱۲-۴-روش تعیین محوره‌های P و T به روش آندرسون.....
۸۲	۱۳-۴- روش وارون سازی چند مرتبه ای.....
۸۵	۱۴-۴- تفکیک فازهای تنش.....
۸۶	۱-۱۵-۴- تفکیک با استفاده از محوره‌های PBT.....
۸۷	۲-۵-۴- روش جداسازی تکرار شونده.....
۸۸	۱۶-۴- منحنی های هم راستای محوره‌های اصلی تنش.....
۸۹	۱۷-۴- زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:.....
۸۹	۱-۱۷-۴- روش R%.....
۹۰	۲-۱۷-۴- روش هیستوگرام زاویه عدم تقارن:.....
۹۰	۳-۱۷-۴- روش مقایسه ی موقعیت گسل با تحلیل گسل.....
۹۹۳-	۱۸-۴- تعیین تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها.....
۹۳	۱۹-۴- روش میانگین گیری از سازوکار زمین لرزه ها.....
۹۳	۲۰-۴- تعیین رژیم تنش براساس وارون سازی زمین لرزه ها.....

فصل پنجم: تحلیل داده‌های لرزه‌ای

۹۸	۱-۵- داده های زمین لرزه ها.....
۱۰۵	۲-۵- روش میانگین گیری از محوره‌های P&T.....
۱۰۶	۳-۵- وارون سازی داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها.....
۱۰۷	۴-۵- محاسبات عددی تنسور تنش برای داده های لرزه ای.....
۱۰۷	۱-۴-۵- محاسبات عددی تنسور تنش برای زون I.....
۱۰۸	۲-۴-۵- محاسبات عددی تنسور تنش برای زون II.....

فصل ششم: تحلیل داده‌های سطوح لغزش گسلی

۱۱۲	۱-۶- محدوده بندی منطقه.....
۱۱۲	۲-۶- تعیین زاویه اصطکاک داخلی.....
۱۱۴	۱-۲-۶- تعیین زاویه اصطکاک داخلی در واحدهای آندزیت.....
۱۱۶	۳-۶- تحلیل داده ها.....
۱۱۷	۱-۳-۶- محدوده ۱ (جمایران- خلیج).....
۱۲۰	۲-۳-۶- محدوده ۲ (قوتورسویی).....
۱۲۲	۳-۳-۶- محدوده ۳ (سردابه).....
۱۲۳	۴-۳-۶- محدوده ۴ (آلوارس).....
۱۲۵	۵-۳-۶- محدوده ۵ (ویلادره).....
۱۲۸	۶-۳-۶- محدوده ۶ (گلستان- تجرق).....
۱۳۰	۷-۳-۶- محدوده ۷ ( قینرچه- برجلو).....
۱۲۷	۴-۶- تصویر افقی تنش.....
۱۳۳	۵-۶- تنش میانگین برای بازه های زمانی.....
۱۳۴	۱-۵-۶- ائوسن.....
۱۳۴	۲-۵-۶- پلیوسن.....
۱۳۵	۳-۵-۶- کواترنری.....
۱۳۵	۶-۶- چرخش داده ها.....
۱۳۷	۷-۶- خطوط گذر تنش.....

فصل هفتم: بحث و نتیجه گیری

۱۴۹	۱-۷- پیشنهادات.....
۱۵۱	پیوست.....

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی منطقه مطالعاتی..... ۳
- شکل ۱-۲- نقشه STRM محدوده مطالعاتی ..... ۶
- شکل ۱-۲- نقشه تقسیمات زمین شناسی ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعاتی ..... ۱۴
- شکل ۲-۲- رخدادهای دوره سنوزوئیک در محدوده سبلان ..... ۱۹
- شکل ۳-۲- نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی..... ۲۱
- شکل ۳-۲- الف-آلگومرا در حوالی روستای خلج ب- تراکی بازالت در حوالی روستای جمایران ج- تصویری از توالی واحدهای سنگی آتشفشانی بیلاق شوم شورخانا..... ۲۳
- شکل ۴-۲- واحدهای لاهار با لایه هایی از ماسه و مارن و نهشته های آب شیرین دره اردی موسی- ویلادره ..... ۲۴
- شکل ۵-۲- الف- واحدهای آذرآواری در روستای ویلادره ب- گدازه های بازالتی - آندزی بازالت دره قینرچه ..... ۲۵
- شکل ۶-۲- الف- افق آندزی بازالت در دره گورگور ب- افق آندزیتی در دره روستای آلوارس ..... ۲۵
- شکل ۷-۲- الف- نمایی از واحدهای آذرآواری کواترنری در ویلادره ب- نمایی از جریان های خاکستر در شیروان درسی ج- تراوتن های تشکیل شده در اطراف آبگرم برجلو د- نمونه از چشمه های تراوتن زایی در دره قینرچه - برجلو ..... ۲۷
- شکل ۸-۲- الف- تصویری از خط گسل ویند-سردابه در اطراف روستای آتشفگاه، ب- جابجایی لایه بندی توسط گسل ویند-سردابه دربخش جنوبی روستای ویلادره ج- آلتزه شدن خط گسل ویند-سردابه در معدن پوکه سردابه پیکان ها نانشانگر خط گسل، د- نمایی از صفحه گسل ویند-سردابه در نزدیکی ویلادره ..... ۲۹
- شکل ۹-۲- رخنمون صفحه گسل سرداواچای در واحدهای آندزی بازالتی کواترنر در مقابل مجتمع جدید آبگرم سردابه ..... ۳۰
- شکل ۱۰-۲- تصویر توپوگرافی و گسلهای محدوده ویلادره ..... ۳۱
- شکل ۱۱-۲- الف- نمایی از صفحه گسل ویلادره - اردی موسی در روستای ویلادره ب- نمایی از دیواره گسلی ایجاد شده در گسلهای شمال شهر سرعین ..... ۳۱
- شکل ۱۲-۲- الف- رخنمون صفحه گسل آلوارس در واحدهای آندزیت کواترنر ب- رخنمون صفحه گسل قوتورسویی در واحدهای تراکی آندزیت کواترنر ..... ۳۲
- شکل ۱۳-۲- الف- رخنمون صفحه گسل قوتورسویی در واحدهای تراکی آندزیت کواترنر ب: رخنمون صفحه گسل شیروان درسی در لاهارهای آتشفشانی ..... ۳۵
- شکل ۱۴-۲- الف- صحرایی از محدوده گسل گلستان - تجرق در اطراف روستای گلستان و خرابی های ایجاد شده در زلزله ۷۵ اردبیل ب- نمایی از دیواره گسلی گلستان- تجرق در روستای تجرق ..... ۳۵
- شکل ۱۵-۲- الف: نمایی صحرایی از برش واحد های پالئوزوئیک توسط گسل ایلانجوق ب: مئاندری شدن رودخانه نیر توسط گسل ایلانجوق ج: نمایی از صفحه گسل ایلانجوق در واحدهای بازالتی د: جابجایی قایم آسفالت جاده اردبیل سراب در حوالی روستای ایلانجوق توسط گسل ایلانجوق ..... ۳۶
- شکل ۱۶-۲- نمایی از گسل های نیر- قینرچه در مسیر گردنه سائین در واحدهای تراکی بازالتی کواترنری ب- نمایی از صفحه گسل نیر- قینرچه در واحدهای بازالتی ..... ۳۷
- شکل ۱۷-۲- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران ..... ۳۸
- شکل ۱۸-۲- نقشه پهنه زمین لرزه ای هیر- اردبیل ..... ۴۰
- شکل ۱۹-۲- نقشه پهنه زمین لرزه ای برگرفته از کتاب تاریخ زمین لرزه های ایران راست: زمین لرزه خلخال-سنگ آباد چپ: زمین لرزه بزقوش- گرمرود ..... ۴۱
- شکل ۲۰-۲- نقشه زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی شمال غرب کشور از ۱۹۹۳ تا ۲۰۱۴ ..... ۴۳
- شکل ۲۱-۲: نقشه توزیع رومرکز زلزله های رخ داده تا شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر اردبیل. .... ۴۳
- شکل ۳-۱- جابه جایی نسبی دو بلوک گسلی ..... ۴۷

- شکل ۳-۲- طبقه بندی معیارهای حرکتی سطح گسل..... ۴۹
- شکل ۳-۳- نقشه ای نمادین از ارتباط زاویه ای انواع برشی ها و شکستگی T نسبت به گسل اصلی ..... ۵۱
- شکل ۳-۴: نمونه های صحرایی از برشی های R در محدوده مطالعاتی ..... ۵۲
- شکل ۳-۵: نمونه های صحرایی از برشیهای P در محدوده مطالعاتی ..... ۵۴
- شکل ۳-۶: نمونه های صحرایی از شکستگیهای کششی T در محدوده مطالعاتی ..... ۵۵
- شکل ۳-۷: نمونه های صحرایی از پله های گسلی در محدوده مطالعاتی ..... ۵۶
- شکل ۳-۸: الف: حفره نامتقارن در واحدها بازالتی اوایل کوآرتنردر راستای گسل قینرجه ، ب: نمونه ای از حفره نامتقارن در صفحه گسلی در محدوده گلستان در واحدهای آذرآواری پلیوسن، ج: نمونه ای از چین نامتقارن در واحدهای سست پلیوسن..... ۵۷
- شکل ۳-۹: الف: نشانه های V شکل در واحدها آذرآواری در محدوده ویلادره، ب: نمونه ای از برجستگی نامتقارن در صفحه گسلی در واحدهای محدوده فوتورسویی در واحدهای آذرآواری پلیوسن ..... ۵۹
- شکل ۳-۱۰- نمایی شماتیک از درزه کششی پر شده با کلسیت در واحد های نئوژن - سه راهی اردبیل- سرعین ..... ۶۰
- شکل ۳-۱۱- درزه های مزدوج در ایستگاه ویلادره ..... ۶۱
- شکل ۳-۱۲- راست: نمایی شماتیک از درزه پر مانند، چپ: نمونه ای از درزه پر مانند در محدوده ویلادره ..... ۶۲
- شکل ۳-۱۳- نحوه قرار گیری محورهای استرس در چین ها ..... ۶۲
- شکل ۳-۱۴- چین کشان تشکیل شده در واحدهای نئوژن، ترانشه جاده اردبیل- سراب چین کشان تشکیل شده در واحدهای نئوژن، ترانشه جاده اردبیل- سراب ..... ۶۳
- شکل ۴-۱- شکل نمادین از قراگیری محورهای تنش نسبت به صفحه گسل ..... ۶۷
- شکل ۴-۲ نمودار سه بعدی از صفحه گسل و زاویه عدم انطباق ..... ۷۱
- شکل ۴-۳- نمایش حداکثر تنش برشی بر روی دایره موهر ..... ۷۲
- شکل ۴-۴- دایره موهر مشخص کننده حداکثر تنش برشی محاسبه ای  $T_{max}$  و حداکثر تنش برشی مشاهدهای  $T_S$  ..... ۷۴
- شکل ۴-۵- مقادیر  $T$  به عنوان تابعی از زاویه نابرازش ..... ۷۵
- شکل ۴-۶- صفحات حداکثر تنش برشی در سه بعد ..... ۷۶
- شکل ۴-۷- نمایش سه بعدی سطح گسل و سطح کمکی ..... ۷۷
- شکل ۴-۸- چگونگی محدود کردن دو وجهی های کشش و فشارش و مشخص کردن محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  ..... ۷۷
- شکل ۴-۹- نمایش شکل بیضوی تنش با تغییرات نسبت R ..... ۷۹
- شکل ۴-۱۰- نمایش سیکلوگرافیک رژیمهای مختلف با تغییرات نسبت R و شاخص  $\dot{R}$  ..... ۸۰
- شکل ۴-۱۱- تعیین محورهای P و T به روش مارت و آلمندینگر ..... ۸۱
- شکل ۴-۱۲- تعیین محور های P و T به روش آندرسون برای تحلیل جنبشی یک گسل ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۳- نمایش دادههای نرم افزار MIM برای داده های لغزش گسلی ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۴- انتخاب یکی از خوشه های هم رنگ به عنوان یکی از فازهای تششی ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۵- استریوگرام نمایش موقعیت محورهای تنش اصلی فاز تفکیک شده و هیستوگرام مربوط به زاویه های عدم انطباق ..... ۸۵
- شکل ۴-۱۶- نمایش استریوگرام تجمع محورهای محور PBT ..... ۸۷
- شکل ۴-۱۷- نواحی فشارش و کشش تعیین شده برای کانون زمین لرزه ۱۳۷۵ روستای گلستان- اردبیل ..... ۹۳
- شکل ۵-۱- نقشه زون بندی صورت گرفته و سازوکار کانونی زمینلرزه های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ ..... ۹۹
- شکل ۵-۲- محورهای P و T به دست آمده برای داده های لرزه ای ..... ۱۰۵
- شکل ۵-۲ الف- نمودار گل سرخی راستا و شیب گسل ها، ب- نمودار گل سرخی روند و میل خراش های گسلی ..... ۱۰۸
- موقعیت محورهای اصلی تنش برای دادههای لرزه های زون I د- دایره مور بدون مقیاس ..... ۱۰۸
- شکل ۵-۳ الف- نمودار گل سرخی راستا و شیب گسل ها، ب- نمودار گل سرخی روند و میل خراش های گسلی ..... ۱۰۹
- موقعیت محورهای اصلی تنش برای دادههای لرزه های زون II د- دایره مور بدون مقیاس ..... ۱۰۹
- شکل ۶-۱- موقعیت محدوددهای انتخاب شده بر روی تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه. ..... ۱۱۳
- شکل ۶-۲- هیستوگرام تغییرات زاویه اصطکاک داخلی برای واحدهای آندزیتی ..... ۱۱۵
- شکل ۶-۳- نمایش نمودار R% ترسیم شده برای واحدهای سنگی آندزیت ..... ۱۱۶

- شکل ۶-۴- الف: نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محورهای P و T محاسبه شده ..... ۱۱۸
- شکل ۶-۵- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۱ ..... ۱۲۰
- شکل ۶-۶- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۲ ..... ۱۲۱
- شکل ۶-۷- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ب: دایره موهر بدون مقیاس ..... ۱۲۱
- شکل ۶-۸- الف: نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۳ ..... ۱۲۳
- شکل ۶-۹- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ب: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۳ ..... ۱۲۳
- شکل ۶-۱۰- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۴ ..... ۱۲۴
- شکل ۶-۱۱- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ب: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۴ ..... ۱۲۵
- شکل ۶-۱۲- الف: نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج: کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۵ ..... ۱۲۶
- شکل ۶-۱۳- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۵ ..... ۱۲۷
- شکل ۶-۱۴- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ..... ۱۲۹
- شکل ۶-۱۵- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس در محدوده ۶ ..... ۱۳۰
- شکل ۶-۱۶- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ... ۱۳۱
- شکل ۶-۱۷- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ب: دایره موهر بدون مقیاس ..... ۱۳۲
- شکل ۶-۱۸- نمایش تصویر افقی روند تنش های اصلی بیشینه و کمینه فازهای تنش در محدوده های تفکیک شده ..... ۱۳۲
- شکل ۶-۱۹- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی ائوسن ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از ائوسن ..... ۱۲۸
- شکل ۶-۲۰- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی پلبوسن ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از پلبوسن ..... ۱۳۳
- شکل ۶-۲۱- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی کواترنری ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از کواترنری ..... ۱۳۵
- شکل ۶-۲۲- استریوگرام داده ها قبل و بعد از چرخش در دو محدوده قوتورسویی و سردابه الف- سردابه ب- قوتورسویی ..... ۱۳۷
- شکل ۶-۲۳- خط گذر تنش برای محورهای افقی به دست آمده در محدوده مطالعاتی ..... ۱۳۹
- شکل ۷-۱- مقایسه نتایج حاصل از دو روش میانگین گیری و وارون سازی برای داده های لرزه ای ..... ۱۴۴
- شکل ۷-۲- جهت گیری محورهای اصلی تنش به دست آمده برای بازه های مختلف زمانی ..... ۱۴۶
- شکل ۷-۳- نمایش تصویر افقی روند تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین در بازه نو زمین ساخت در محدوده های مطالعه ۱۴۷ ..... ۱۴۷
- شکل ۷-۴- جهت گیری محورهای P و T فوکال مکانیسم های محدوده مطالعاتی ..... ۱۴۷
- شکل ۷-۵- مقایسه جهت گیری محور بیشینه تنش بدست آمده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها و داده های سطوح لغزش ۱۴۹

## فهرست جداول

- جدول ۵-۱- داده سازوکار کانونی زمینلرزه های محدوده مطالعاتی، مستخرج از سایت های مختلف لرزه ای ..... ۱۰۰
- جدول ۵-۲- موقعیت محورهای P و T برای داده های لرزه ای در زون های تفکیک شده. .... ۱۰۵
- جدول ۵-۳- کنتور دیاگرام های رسم شده برای موقعیت محورهای P و T ..... ۱۰۶
- جدول ۵-۴- تعداد داده های تفکیک شده در هر فاز- موقعیت محورهای اصلی، فاکتور شکل میدان، و تعداد گسلهای هر فاز.... ۱۰۷
- جدول ۶-۱- نمودار زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی مطالعه شده ..... ۱۱۶
- جدول ۶-۲- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان، در محدوده ۱ ..... ۱۱۸
- جدول ۶-۳- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان در محدوده ۲ ..... ۱۲۱
- جدول ۶-۴- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان ، در محدوده ۳ ..... ۱۲۳
- جدول ۶-۵- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش و فاکتور شکل میدان در محدوده ۴ ..... ۱۲۵
- جدول ۶-۶- تعداد داده های تفکیک شده در هر فاز- موقعیت محورهای اصلی، فاکتور شکل میدان، و تعداد گسل های هر فاز  
محدوده ۵ ..... ۱۲۶
- جدول ۶-۷- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش ، فاکتور شکل میدان، در هر فاز محدوده ۶ ..... ۱۲۹
- جدول ۶-۸- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش و فاکتور شکل میدان در محدوده ۷ ..... ۱۳۱
- جدول ۶-۹- موقعیت محورهای تنش اصلی پیش و پس از چرخش داده ها بر پایه تئوری آندرسون ..... ۱۳۷
- جدول ۷-۱- مقایسه نتایج بدست آمده برای داده های سازوکار کانونی زمینلرزه ها با استفاده از دو روش میانگین گیری و وارون  
سازی ..... ۱۴۳
- جدول ۷-۲- نتایج به دست آمده از داده های سطوح لغزش گسلی برای واحدهای مختلف زمانی ..... ۱۴۶
- پیوست ۱- جدول داده های سطوح لغزش محدوده جمایران ..... ۱۵۲
- پیوست ۲- جدول داده های سطوح لغزش محدوده قوتور سویی ..... ۱۵۳
- پیوست ۳ - جدول داده های سطوح لغزش محدوده سردابه ..... ۱۵۴
- پیوست ۴ - جدول داده های سطوح لغزش محدوده آلوارس ..... ۱۵۴
- پیوست ۵ - جدول داده های سطوح لغزش محدوده ویلادره ..... ۱۵۵
- پیوست ۶ - جدول داده های سطوح لغزش محدوده گلستان- تجرق ..... ۱۵۶
- پیوست ۷ - جدول داده های سطوح لغزش محدوده نیر- قینرچه ..... ۱۵۷



# فصل اول

## مقدمه

### ۱-۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه

منطقه مطالعاتی در بخش شرقی دامنه سبلان در غرب شهر اردبیل و بین طول‌های جغرافیایی  $45^{\circ} 47'$  و  $48^{\circ} 20'$  خاوری و عرض‌های  $38^{\circ}$  و  $38^{\circ} 30'$  شمالی قرار دارد (شکل ۱-۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ایران، این منطقه بخش کوچکی از واحد رسوبی- ساختاری البرز غربی و آذربایجان است. بخش غربی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل و بخش شرقی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر این حوضه‌ها را تحت پوشش قرار می‌دهد. به علت پوشیده بودن بخش وسیعی از منطقه انتخابی توسط زمین‌های کشاورزی و مراتع امکان برداشت داده لغزش گسلی در کل منطقه وجود نداشت بنابراین پهنه مطالعاتی به چند محدوده کوچک‌تر تقسیم شده است. که به طور پراکنده در اطراف قله سبلان قرار گرفته‌اند. (شکل ۱-۱). راه‌های دسترسی به این مناطق به تفکیک شرح داده می‌شود.

### ۱-۱-۱- جمایران - خلیج

این حوضه در شمال شرق کوهستان سبلان و از ارتفاعات شمالی شهر اردبیل به شمار می‌رود. راه مواصلاتی به این محدوده جاده فرعی روستای جمایران - خلیج، است که در ۳۰ کیلومتری اتوبان اردبیل - مشکین شهر قرار گرفته است.

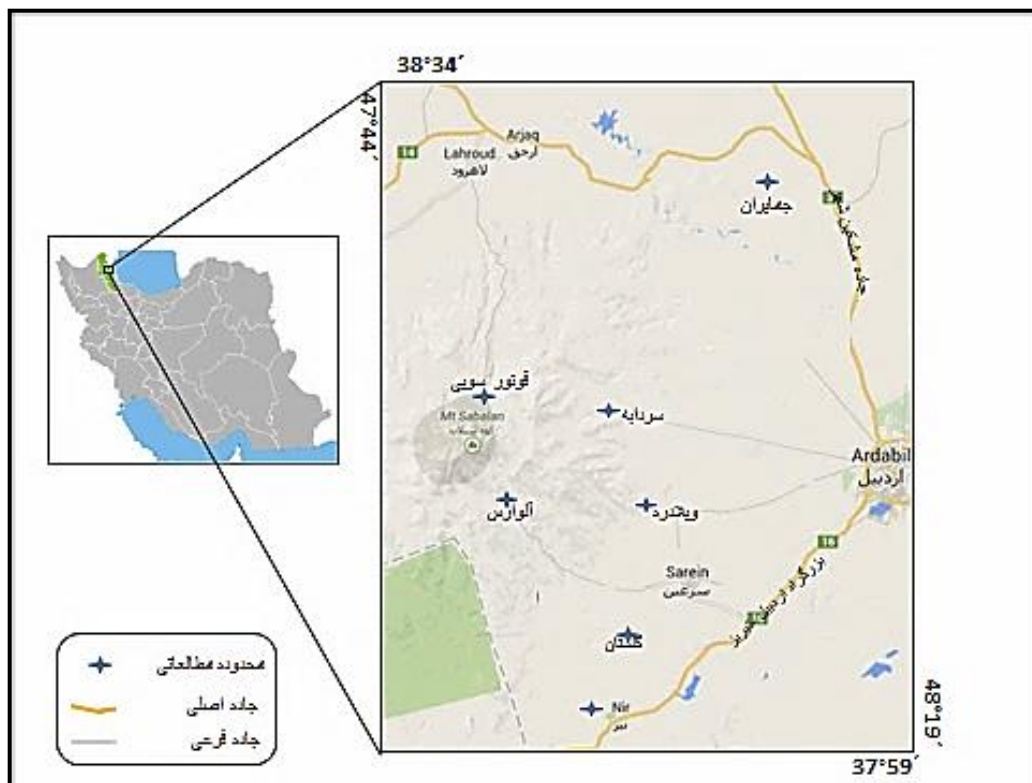
### ۱-۱-۲- قوتور سوئی - شیروان درسی

در فاصله ۶۰ کیلومتری جاده اردبیل به مشکین شهر، جاده فرعی از شهرستان لاهرود جدا می‌شود که پس از طی ۲۴ کیلومتر به منطقه ییلاقی قوتورسو و شیروان دره می‌رسد. این منطقه مظهر چشمه‌های آبگرم قوتور سوئی و شابیل است که در دامنه شمالی کوه سبلان و در موقعیت جغرافیایی طول  $47^{\circ} 42'$  خاوری و عرض  $38^{\circ} 14'$  شمالی قرار گرفته است. ارتفاع این حوضه مطالعاتی ۲۲۰۰ متر از سطح دریا است عملکرد فرآیندهای تکتونیکی متعددی در محدوده‌ای با مساحت حدود ۲۵ کیلومتر مربع اشکال نادری از پدیده‌های زمین‌شناسی را در این منطقه به وجود آورده است؛ که شیروان درسی نمادی از عملکرد گسل‌های مختلف در این بخش است.



## ۳-۱-۱- سردابه

منطقه سردابه در دامنه‌های شرقی کوه سبلان یکی از مناطق طبیعی گردشگری و بکر استان اردبیل محسوب می‌شود. این محدوده در ۲۸ کیلومتری غرب شهر اردبیل واقع شده است. جاده اردبیل- سردابه پس از گذر از روستاهای خشکه رود، قره‌تپه، جمادی و وکیل‌آباد به این محدوده منتهی می‌شود. مطالعات در این بخش در دره سرداواچای منتهی به روستای وکیل‌آباد تا آبشار سردابه و در ارتفاعات مشرف به این روستا انجام شده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه مطالعاتی

## ۴-۱-۱- آلوارس

دهکده توریستی آلوارس در دامنه جنوب شرقی قله سبلان و در ۲۴ کیلومتری غرب شهرستان سرعین واقع شده است. جاده آسفalte سرعین - آلوارس تنها راه ارتباطی منطقه می‌باشد که پس از گذر از روستاهای آلدانشن و شایق به روستای قرار گرفته در دل ارتفاعات سبلان ختم می‌شود. این

روستا از بخش شرقی به دشت و از بخش غربی به ارتفاعات سبلان ختم می‌شود. مطالعات در ارتفاعات غربی این روستا صورت پذیرفته است.

#### ۱-۱-۵- ویلادره

روستای توریستی ویلادره در جنوب شرق ارتفاعات سبلان و در ۳ کیلومتری بخش شمالی شهرستان سرعین واقع شده است. از نظر ریخت شناسی این روستا به صورت یک فروافتادگی است؛ که از سه جهت به ارتفاعات و از سمت شرق به دره رودخانه ویلادره - اردی موسی ختم می‌شود. این روستا دارای چشمه‌های جوشان سرد و گرم بسیاری بوده و جزء مناطق گردشگری اردبیل به شمار می‌رود. راه فرعی جدا شده از جاده اردبیل - روستای ارجستان به سمت جنوب، نیز جاده فرعی سرعین - ویلادره راه‌های دسترسی به این محدوده می‌باشد.

#### ۱-۱-۶- گلستان - تجرق

این روستا در ۳۰ کیلومتری جاده ترانزیتی اردبیل - تبریز و جنوب غرب شهر اردبیل واقع شده است. جاده آسفالتی جدا شده از بزرگراه اردبیل - تبریز بعد از گذر از سه راهی سرعین به این محدوده ختم می‌شود.

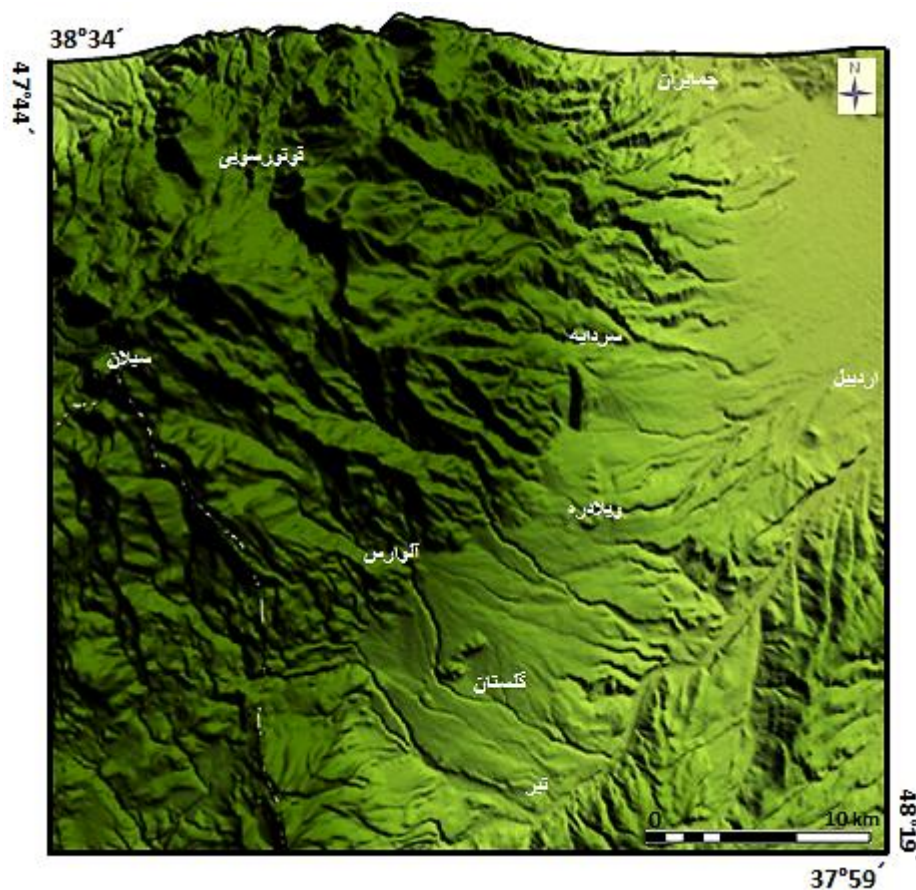
#### ۱-۱-۷- روستای برجلو - قینرچه (شهرستان نیر)

شهرستان نیر در ۴۴ کیلومتری جنوب غرب اردبیل بین کوه‌های سبلان و بزقوش قرار دارد. روستای برجلو - قینرچه در ۵ کیلومتری جاده نیر - سراب و در ضلع غربی این شهرستان واقع شده است. جاده ترانزیتی اردبیل به تبریز اصلی‌ترین راه دسترسی به این محدوده است. مطالعات در پهنای روستای برجلو، آبگرم قینرچه و حوالی روستای ایلانجوق صورت گرفته است.

#### ۱-۲- زمین ریخت‌شناسی و آب و هوای منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی استان اردبیل واقع شده است. و از نظر ریخت شناسی دارای پستی و بلندی است. سیمای طبیعی استان اردبیل با سایر نواحی فلات آذربایجان تفاوت‌های زیادی

دارد. این استان بخشی از فلات مثلثی شکل ایران در شرق فلات آذربایجان بوده که حدود ۲/۳ درصد مساحت آن دارای بافت کوهستانی با اختلاف ارتفاع زیاد و بقیه را مناطق هموار و پست تشکیل می‌دهند. قله سبلان با ارتفاع ۴۸۸۴ متر از سطح دریا بلندترین نقطه استان است که به صورت رشته‌کوهی با امتداد شرقی- غربی و در فاصله ۴۰ کیلومتری غرب شهر اردبیل قرار گرفته است. دشت اردبیل با ۱۲۹۴ متر از سطح دریا پست‌ترین قسمت آن است؛ به طوریکه رسوبات آبرفتی کواترنری بخش پست و گدازه‌های آتشفشانی عمدتاً آندزیت، بخش‌های مرتفع آن از تشکیل داده‌اند مقاومت بالای واحدهای آذرین سبب ایجاد توپوگرافی خشن کوهستانی با دره‌های تنگ و ژرف شده است. با توجه به اختلاف ارتفاع مکانی زیاد دشت با کوهستان‌های پیرامون و تأثیرپذیری منطقه از تحولات محیطی بویژه تغییرات آب و هوایی کواترنر و فعالیت‌های آتشفشانی سبلان، پدیده‌ها و اشکال متعددی، از قبیل نهشته‌های دریاچه‌ای، جریان‌های گلی آتشفشانی یا لاهار و مخروط افکنه‌ها در فصل مشترک دشت و کوهستان‌های مجاور مورفولوژی غالب این منطقه را پدید آورده است. این کوهستان اقلیم سرد و مرطوب همراه با زمستان‌های سرد و طولانی و تابستان‌های خنک در سطح استان ایجاد کرده است. مورفولوژی دامنه شرق سبلان در تصویر SRTM منطقه به صورت سه بعدی توسط نرم‌افزار Global Mapper به تصویر کشیده شده و در شکل ۱-۲ نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- تصویر SRTM محدوده مطالعاتی، محدوده‌های مطالعه شده با رنگ سفید مشخص شده است

### ۱-۳- پیشینه مطالعاتی منطقه

زارع (۱۳۷۹) به بررسی مقدماتی لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر گسلش در پهنه استان اردبیل پرداختند و ضمن تخمین اولیه خطر به مناطق نبود لرزه‌ای اشاره کردند و پایان این نبوده‌های لرزه‌ای را با رویدادهای مهم لرزه‌ها مطابق دانستند.

کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) با بررسی تکتونیک فعال در فلات ایران و ترکیه، مولفه راستالغز را در فلات ایران و ترکیه و مولفه فشارش را در قفقاز مشخص کردند و نشان دادند که بلوک‌های گسلی در حد فاصل دریای خزر و سیاه چرخش ساعت‌گردی دارند.

ریتز و همکاران (۲۰۰۶) شروع حرکت رو به شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و یا چرخش در جهت عقربه‌های ساعت را به پلیوسن نسبت دادند که این حرکت سبب تغییر وضعیت

فشار شمالی- جنوبی البرز به فشاری انتقالی شمال- شمال خاوری، جنوب- جنوب غرب و کشش انتقالی در بخش‌های مرکزی آن شده است.

شهریاری و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی سازوکار هندسی گسل‌های منطقه، ژئوترمال شمال غرب سبلان با استفاده از فناوری GIS با بررسی آماری خطواره‌های استخراج شده براساس تفسیر تصاویر ماهواره‌ای، نشان دادند که روند غالب گسل‌های منطقه NW - SE, NW - E, NW - SE می‌باشد و گسل‌های مذکور، دارای سازوکار امتدادلغز و در اکثر موارد با شیب تند می‌باشند.

زمانی قره‌چمنی (۱۳۹۰) با ارائه مدل زمین ساخت برای فلات آذربایجان بیان داشت که فلات آذربایجان از شمال با قفقاز کوچک، از خاور با پی سنگ خزر جنوبی و از جنوب و باختر با بلوک ایران مرکزی، مرزهای همگرا تشکیل داده و در برخورد است. و در این میان، سامانه فشارش بازسازی شده به گونه‌ای است که چرخش پادساعتگردی را بر فلات آذربایجان تحمیل می‌کند.

Arjmand-et-al(2012) به بررسی خطرات لرزه‌ای در شهر اردبیل پرداختند و پارامترهای لرزه‌خیزی را براساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با استفاده از روش توکلی و روش Kijko محاسبه نمودند و نقشه توزیع شتاب را برای این شهرستان ترسیم کردند.

مهندسین مشاور گازمین ساخت (۱۳۹۱) به بررسی شکستگی‌های بنیادی و غیر بنیادی در ارتباط با تمرکز مواد معدنی در سطح شهرستان خلخال پرداختند و به این موارد دست یافتند. روند چین- خوردگی‌ها در این منطقه از شمالی- جنوبی تا شمال باختر- جنوب خاور متغییر است. گسل‌های بزرگ منطقه که نقش بزرگی در ساختار کنونی منطقه به عهده داشته‌اند دارای سازوکار راندگی و معکوس می‌باشند و حوضه جنوبی استان اردبیل را به دو بلوک خاوری (به سمت حوضه خزر) و باختری تقسیم می‌کنند گسل‌ها در بلوک خاوری با سازوکار راندگی و در بلوک باختری با سازوکار راستالغز می‌باشند. بلوک خاور بخش مرتفعی را تشکیل می‌دهد اما بلوک باختر به صورت حوضه پستی است که توسط نهشته‌های نئوژن (میوسن میانی - پسین) پوشیده شده‌اند. این مناطق پهنه- هایی می‌باشند که پس از تکاپوی آذرین ائوسن و الیگوسن در اثر حاکم شدن سیستم‌های کششی و

کنترل آنها به وسیله گسل‌های نرمال، حوضه‌های باریک و کم وسعتی را در میوسن تشکیل داده‌اند این حوضه‌ها جایگاهی جهت رسوب‌گذاری مواد قاره‌ای و یا دریاچه‌ای شده و رسوب‌های با رخساره مارن-ماسه سنگ و کنگلومرا را در خود جای داده‌اند.

موسوی و همکاران (۱۳۹۱) با انجام ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آداکیتی آتشفشان سبلان، سنگ‌های منطقه را تناوبی از گدازه‌های آکالی بازالتی تا تراکی‌آندزیت، گنبد‌های داسیت-آندزیتی و گدازه‌های تراکی‌آندزیتی-داسیتی جوان با سن پلیوسن-کواترنری معرفی نمودند و بیان کردند که ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی سبلان در اثر ذوب بخشی لبه گسیخته صفحه اقیانوسی فرورانده نئوتتیس در اثر پدیده slab roll back و slab break off در زمان پس از میوسن پایانی تشکیل شده است. پس از جایگیری، این ماگما با مواد مذاب پوسته‌ای از قبل تشکیل شده در پوسته ضخیم شده اورازی، آلوده یا ترکیب شده و ماگمای حدواسط به صورت جریان‌های گدازه‌ای یا مواد آذرآواری فوران نموده است.

اصلانی و آریامنش (۱۳۹۲) به تخمین پارامتر شتاب با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی در منطقه شمال غرب ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که در منطقه مورد مطالعه عمده سازوکار گسل‌ها از نوع راندگی با مولفه امتدادلغز عمدتاً چپ‌گرد هستند. حداکثر عمق زمین‌لرزه‌ها ۳۰ کیلومتر اتفاق افتاده است.

ثبوتی و همکاران (۱۳۹۲) با مطالعه لرزه‌خیزی در ساحل غربی حوضه خزر جنوبی و کوه‌های تالش لرزه‌خیزی در این ناحیه را به طور عمده در قوس‌های ساختاری در شمال و جنوب کوهزاد متمرکز دانستند.

#### ۱-۴- اهداف تحقیق

تحلیل تنش و تهیه نقشه‌های خطوط گذر تنش ابزار مناسبی برای درک تحول ژئودینامیکی در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی است. بازسازی تنش دیرین و ارزیابی تنش جاری براساس تحلیل

رکوردهای زمین‌شناسی مانند داده‌های سطوح لغزش گسلی و داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها صورت می‌گیرد. جهت استفاده از هر دو گروه داده‌ها از روش تحلیل وارون‌سازی استفاده می‌شود با توجه به اینکه منطقه در یک حوضه پویای زمین‌ساختی قرار گرفته است و با استفاده از داده‌های سطوح لغزشی در واحدهای سنگی سنوزوئیک می‌توان میدان تنش را در بازه نوزمین ساخت محاسبه نمود. از طرفی رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگی همچون زمین‌لرزه اسفند ۱۳۷۵ اردبیل امکان خوبی را جهت تعیین تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها فراهم می‌آورد. به سبب عدم انجام مطالعات تنش دیرین در محدوده مورد مطالعه، لزوم بررسی میدان تنش اعمال شده بر این ساختارها روشن می‌گردد. این پژوهش می‌تواند گامی در جهت شناخت دگرریختی‌های جوان منطقه باشد و نتایج آن در مطالعات سائزموکتونیکي مورد استفاده قرار بگیرد. در این پژوهش سعی می‌شود تا جایی که ممکن است با برداشت درست عناصر ساختاری و با استفاده از روش‌های زمین‌شناسی ساختمانی مانند روش وارون‌سازی تنش دیرینه، روش‌های تفکیک فازهای تنش و روش‌های آماری، به تحلیل حرکتی در این قسمت از محدوده آذربایجان پرداخته شود و شرایط عملکرد نیروهای تنشی در منطقه به دست آید. همچنین تغییرات منطقه‌ای تنش، در ارتباط با متوسط تنش حاکم بر ناحیه شرق سبلان محاسبه شود. در نهایت داده‌های حاصل از روش وارون‌سازی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و سطوح لغزش گسلی اندازه‌گیری شده با هم مورد مقایسه و تطبیق قرار می‌گیرند

با انجام این تحقیق انتظار می‌رود بتوانیم به سوالات زیر در منطقه پاسخ داده شود:

۱- تعیین تنش دیرین با استفاده از تحلیل گسل و تعیین موقعیت محورهای تنش در بازه نو زمین

ساختی

۲- تعیین تنش با استفاده از سازوکار زمین‌لرزه‌های دستگاهی

۳- مقایسه نتایج و دستاوردهای دو روش با یکدیگر

۱-۵- روش انجام تحقیق

مراحل انجام این تحقیق به شرح زیر است:

- جمع آوری و بررسی مطالعات انجام شده قبلی در خصوص زمین شناسی، لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین-ساخت منطقه
- مطالعه منابع مرتبط با موضوع تحقیق (تعیین تنش دیرین با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی، داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و داده‌های GPS)
- مطالعه و تفسیر نقشه‌های زمین شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی
- انجام عملیات صحرایی جهت شناسایی ساختارهای مورد نظر و اندازه‌گیری آنها شامل سه بخش موقعیت هندسی، تشخیص سازوکار و تعیین سن نسبی رخدادهای لغزش گسلی
- تحلیل داده‌های ساختاری به دست آمده از برداشت‌های صحرایی از جنبه‌های هندسی و جنبشی با استفاده از نرم افزار Win-Tensor, Tectonics FP
- لازم به ذکر است که موقعیت عناصر ساختارهای صفحه‌ای در این نوشتار به صورت شیب و جهت شیب (Dip direction)، بیان شده است.
- مطالعات صحرایی جهت پیمایش و برداشت صحرایی این تحقیق طی ۳۷ روز ناپیوسته جهت شناسایی سطوح لغزش گسلی در واحدهای سنگی مختلف اندازه‌گیری شده است.
- اطلاعات سازوکار زمین لرزه‌ها که از سایت دانشگاه هاروارد (CMT) و سایت سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده (USGS) به دست آمده است به کمک روش‌های زمین‌شناسی مورد تحلیل قرار گرفت به این منظور از نرم‌افزارهای مرسوم استریوگرافیک مانند Win-Fault kinematic, Tectonic FP و Win-Tensor استفاده شده است.
- تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی که از طریق تلفیق اطلاعات بدست آمده از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود منطقه، تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، برداشت صحرایی و سایت‌های لرزه‌نگاری ایران و آمریکا، با استفاده از نرم افزارهای Arc GIS، Global Mapper و... انجام شده است



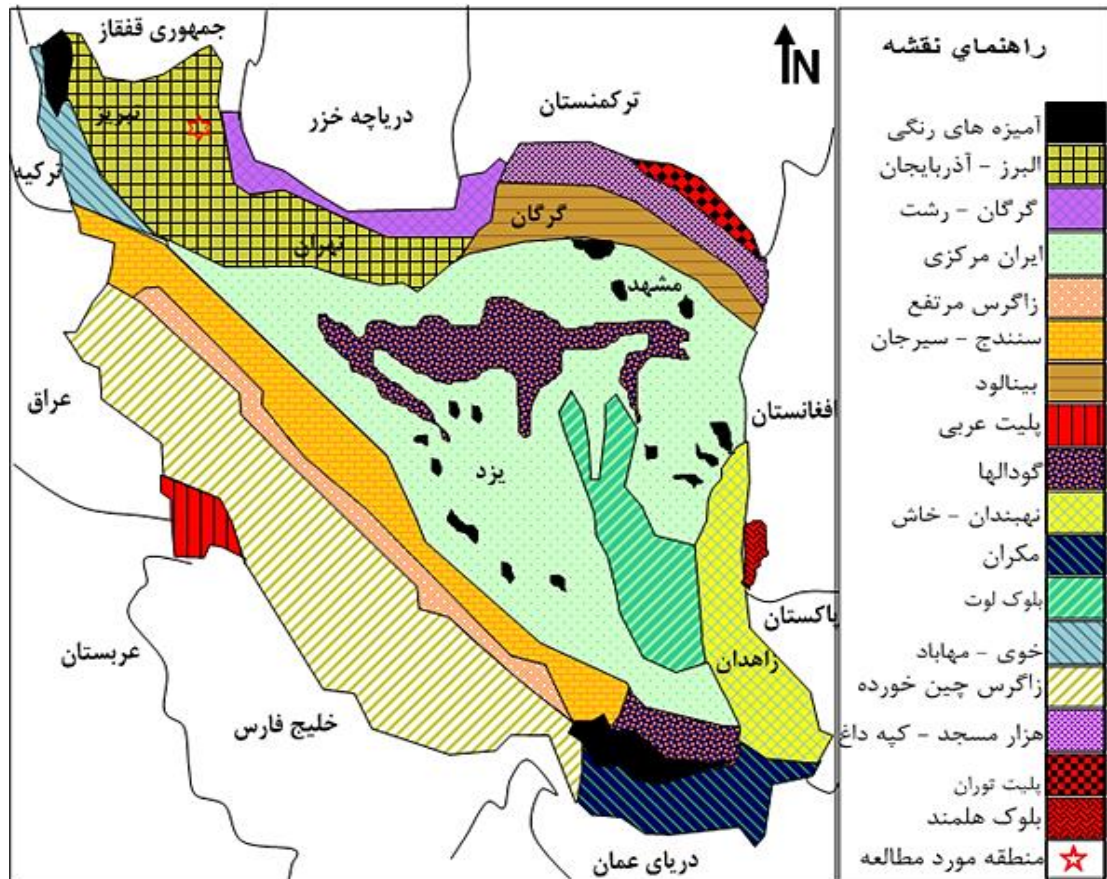
نوشته حاضر در ۷ فصل تدوین شده است. در فصل اول به معرفی موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی، زمین ریخت‌شناسی، مطالعات پیشین و روش کار پرداخته شده است. در فصل دوم زمین‌شناسی کلی البرز غربی و آذربایجان، سنگ‌شناسی منطقه، زمین‌ساخت محدوده مطالعاتی به همراه معرفی گسل‌های اصلی منطقه و لرزه‌خیزی محدوده مطالعاتی بیان شده است. در فصل سوم ساختار-های مورد نیاز برای این پژوهش به همراه نمونه‌های مطالعه شده معرفی شده است. فصل چهارم تاریخچه ای از مطالعات تنش، مبانی تنش، راه‌های به دست آوردن محورهای اصلی تنش برای داده-های سطوح لغزش گسلی و داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها شرح داده شده است در فصل پنجم و ششم با استفاده از روش‌های پژوهشی اشاره شده در فصل چهارم به تحلیل جنبشی و زایشی داده-های سطوح لغزشی برداشت شده و داده‌های سازوکار کانونی گردآوری شده از سایت‌های مختلف پرداخته است. و فصل آخر به نتیجه‌گیری و پیشنهادات اختصاص داده شده است.



# فصل دوم

## زمین شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در گوشه شمال باختری ایران قرار دارد این منطقه بر اساس تقسیم بندی زون‌های رسوبی- ساختمانی ایران توسط نبوی (۱۳۵۵)، ناحیه مورد مطالعه در زون البرز- آذربایجان قرار گرفته است. به همین لحاظ در این فصل ابتدا تاریخچه زمین ساختی پهنه البرز- آذربایجان مورد بحث قرار می‌گیرد، سپس به نحوه پیدایش توده آتشفشانی سبلان و سنگ شناسی منطقه مذکور پرداخته می‌شود.



شکل ۱-۲- نقشه تقسیمات زمین شناسی ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعاتی (نبوی، ۱۳۵۵)

## ۱-۲- زون البرز

کوههای البرز با یک روند شرقی - غربی بخش حاشیه فلات چین خورده وسیع ایران را تشکیل می‌دهد و بخشی از قسمت شمالی کوهزایی آلپ- هیمالیا در آسیای غربی به شمار می‌آید که از شمال به حوضه فرو افتاده خزر و از جنوب به فلات مرکزی ایران محدود می‌شود. ساختار آن نتیجه دو کوهزایی مهم است. ۱- کوهزایی پرکامبرین (آسینیتیک) که این دوره اساساً بوسیله دگرگونی که بهم پیوستگی و سخت شدن پی سنگ‌ها را در پرکامبرین منجر شده و نبوده‌های مهم چینه شناختی مربوط به قبل از دونین و قبل از پرمین

که به جنبش‌های کوهزایی و یا نا آرامی های خشکی‌زایی به سن کالدونین یا هرسی‌نین نسبت داده شده مشخص می‌شود. ۲- کوهزایی آلپی مربوط به دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک که سبب تحولات عظیم در این مجموعه شده است.

## ۲-۲- البرز غربی - آذربایجان

تاریخچه زمین‌شناسی و تکتونیکی البرز غربی و بویژه آذربایجان دارای نکات پیچیده‌تری نسبت به سایر مناطق زمین ساختی ایران می‌باشد. از کرتاسه و پس از آن این منطقه شاهد فازهای فشارشی و کششی فراوانی بوده که هر کدام از آنها ضمن ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم گسترده، ساختارهای تکتونیکی قبل از خود را متأثر کرده و بر پیچیدگی تکتونیکی منطقه افزوده است. در این قسمت به اثرات این فازها و تکوین ساختارهای مهم البرز غربی و آذربایجان اشاره می‌شود. سلسله کوه‌های البرز به عنوان بخشی از جبال آلپ هیمالیا در طی حرکات کوهزایی آلپ پایانی به صورت فعلی در آمده است. تصور می‌شود که امتداد شرقی- غربی البرز، قدیمی و به کامبرین تعلق دارد که چین‌خوردگی‌های بعدی نیز تحت تأثیر آن قرار داشته است. کوهزایی کاتانگایی در پرکامبرین موجب سخت شدن پی سنگ دگرگونی البرز و بالا آمدن آن بدون چین خوردگی شده است. این پی سنگ در پالئوزوئیک به صورت یک فرازمین از آب بیرون بوده است. بلوک آذربایجان در پالئوزوئیک به صورت یک پلاتفرم عمل کرده و در مزوزوئیک و ترشیری بسیار فعال شده است. چین‌خوردگی سیمین پیشین (تریاس بالایی) در البرز شرایط تشکیل طبقات زغالدار را در لیاس فراهم کرده است. فاز کوهزایی سیمین پسین در ژوراسیک فوقانی اثر چندانی در البرز نداشته است. وجود رخساره‌های تخریبی در کرتاسه پایانی و پالئوسن در البرز (کنگلومرای فجن) نشانگر خروج البرز از آب در اثر فاز کوهزایی لارامین می‌باشد. فاز فشارشی لارامین باعث چین‌خوردگی سری‌های قدیمی در آذربایجان شده است. بیشترین تحولات در البرز غربی و آذربایجان از ائوسن شروع شده (فازکششی ائوسن و شروع ولکانیسم گسترده ائوسن) و در فازهای کوهزایی الیگوسن تحتانی (پیرینه)، میوپلیوسن و پلیوپلیستوسن (پاسادین) ضمن جایگیری توده‌های نفوذی و خروج کامل البرز غربی و آذربایجان از آب، روند ساختارهای فعلی البرز غربی- آذربایجان شکل گرفته است. به دلیل اهمیت این مقطع زمانی در شکل‌گیری ساختارهای تکتونیکی به صورت کامل‌تری به آن پرداخته می‌شود. از ائوسن تا الیگوسن یک فاز

کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی و فوقانی است و منطبق بر کافت درون قاره‌ای این دوره بوده، البرز غربی و آذربایجان را متأثر ساخته است. فاز لتتین باعث پیشروی دریای کم عمق در آذربایجان و البرز غربی شده و تشکیل سری ولکانیکی قابل مقایسه با سازند کرج در این ناحیه شده است. رخدادهای الیگوسن پسین میوسن پیشین ساوین (Savian) در بخش‌هایی از آذربایجان (تکاب و قافلانکوه) با تکاپوهای آتشفشانی همراه بوده است. این رخداد را می‌توان با فاز ساوین در دیگر نقاط هم‌ارز دانست. رخداد میوسن میانی استیرین (Styrian) بیشتر با افت عمومی سطح آب‌های آزاد در آذربایجان همراه بوده است. رخداد میوسن پسین پلیوسن آتیکان (Atikan) به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۱) تمامی سرزمین ایران تحت تأثیر حرکات کوهزایی مهمی قرار گرفته است که این دوره با شروع دومین مرحله بازشدگی دریای سُرخ و خلیج عدن هم‌زمان است. در این دوره بلوک آذربایجان با فعالیت‌های چشم‌گیر ماگماتیسم همراه بوده که از آن جمله می‌توان به گدازه‌های اولیه سهند به سن ۱۲ میلیون سال (معین وزیری و همکاران، ۱۳۵۶) و یا سری پیش از پیدایش کوه سبلان (دیدون و ژمن، ۱۹۷۶) اشاره کرد. رخداد اواخر پلیوسن (پاسادنین Pasadenian) در آذربایجان سبب تکرار تکاپوهای آتشفشانی در آتشفشان‌های سهند، سبلان شده است. از نگاه ساختاری، اردبیل بخشی از فلات بالا آمده آذربایجان است که در حاشیه غربی فرو نشست درون قاره‌ای دریای خزر قرار دارد. این بخش در فرآیند تکوین زمین ساختی، مراحل را از سرگذرانده است که به شرح زیر خلاصه می‌شوند.

الف) تشکیل پی سنگ با پوسته قاره‌ای از نوع گندوانایی در پرکامبرین پسین و نهشته شدن رسوبات پلاتفرمی پالئوزوئیک و تریاس میانی روی آن

ب) پی سنگ شکل گرفته کهن در زمان ژوراسیک میانی \_ کرتاسه همپا و هم راستا با فرایندهای ساختاری و اقیانوسی شدن تتیس متأثر گشته و در بخش‌های شمالی، رخساره و سازندهایی همسان با سازندهای اقیانوسی قفقاز بوجود آمده است.

رخنمون‌های وسیعی از این رخساره‌ها در باختر قره داغ (ناحیه کلپیر، سونگون و سیه رود) دیده می‌شود که به دلیل دارا بودن صفات و قابلیت بارز از نظر ژئوشیمیایی بستر نسبتاً مناسب را برای کانی‌سازی‌های

بعد از مزوزوئیک بوجود آورده است. این رویداد با آغاز شکل‌گیری ژئوسنکیلینال مرتبط بوده و ویژگی‌های آن را دارا می‌باشد. بدین ترتیب می‌توان گفت که از نظر جنس و سرشت پی‌سنگ، بخش عمده‌ای از اردبیل زیر بنایی با پوسته قاره‌ای دارد و تنها در محدوده‌های خاصی قطعات تکتونیزه با سرشت پوسته اقیانوسی ظاهر شده است. در زمان کرتاسه عموماً صفات کرانه قاره‌ای یا ساحل اقیانوسی فعال به خود می‌گیرد و متاثر از حوادثی می‌شود که عموماً در چنین محیط‌های ژئودینامیکی می‌تواند حاکم باشد. در زمان کرتاسه فوقانی، دوره بسته شدن با زوال اقیانوس مزوتتس، مرزهای شمالی این استان با تکتونیک فشاری، راندگی-ها و ایجاد سفره‌های ساختمانی همراه می‌شود. زمان ترسیر (پالئوژن) از جمله ادوار مهم در زمین شناسی استان اردبیل است. گسترش حوادث ماگمایی و تنوع فرآیندهای ماگماتیسم منجر به انباشته شدن فوران-های زیر دریایی، آذرآواری، گدازه‌های قاره‌ای، عموماً با ترکیب بازی تا میانه شده است و سبب ایجادرشته-کوه‌هایی همانند رشته کوه‌های طارم، سیستم ولکانوپلوتونی پالئوژن را بوجود می‌آورد. این سیستم ویژگی-های حاشیه قاره‌ای داشته و مشخصات کالکواکالن تا شوشونیتی دارد و سازوکار مناسب را جهت کانی-سازی مس، مولیبدن، سرب و روی را فراهم ساخته است. این فاز ماگماتیسم همزاد با کوهزایی به حساب می‌آید. زمان نئوژن دوره‌ای با توسعه و تشکیل ساختارهای تکتونیک کشتی در راستای شمال خاوری است که در برخورد با روندهای ساختاری شمالی-جنوبی و شمال باختری توانسته کانون‌های ماگماتیسم از نوع قلیایی و هم‌ارزهای نفوذی آنها را توسعه بخشد. اواخر نئوژن و زمان کواترنر توسعه ولکانیسم سیستم سبلان در تقاطع خطواره‌های شمال خاوری با شمال باختری است که ساختار تکتونیک این ناحیه را تغییر شکل داده و بصورت یک basin volcanic دشت اردبیل را بوجود آورده است. استان اردبیل را می‌توان از نظر ارتفاع به سه بخش سبلان (در غرب استان با ارتفاع ۴۸۱۱)، کوه‌های طالش (در شرق استان با ارتفاع متوسط ۲۰۰۰ متر) و دشت مغان (در شمال استان) که پست‌ترین نقطه در استان است تقسیم کرد. کوه سبلان در غرب شهر اردبیل بین عرض‌های جغرافیایی ۰۷' و ۳۸° تا ۱۹' و ۳۸° شمالی و طول‌های جغرافیایی ۳۶' و ۴۷° تا ۵۸' و ۴۷° شرقی قرار گرفته است. توده آتشفشان سبلان به طول ۶۰ کیلومتر و عرض ۴۰ - ۲۰ کیلومتر به صورت رشته‌کوهی با امتداد شرقی-غربی در مرکز استان اردبیل پدید آمده

است. این مجموعه از شرق به غرب از سه قله معروف سلطان یا سبلان بزرگ (۴۸۱۱ متر)، قله حرم (۴۶۱۲ متر) و قله آغام داغ یا کسری (۴۵۷۳ متر) تشکیل گردیده است. که در داخل یک کالدرای بزرگ جای گرفته‌اند. قطر این کالدرای حدود ۱۲ کیلومتر برآورد شده است در قسمت شمال و قاعده بلندترین قله سبلان، دریاچه کوچکی وجود دارد که احتمالاً آخرین دهانه آتشفشان در کواترنری است. وجود چندین قله در داخل کالدرای نشانه‌ای از فوران آتشفشان در مراحل مختلف فعالیت آن است و این موضوع با تنوع ترکیب شیمیایی گدازه‌های آن نیز قابل اثبات است. آتشفشان سبلان از نوع آتشفشان نقطه‌ای و مخروط آن استراتوولکان است. گدازه‌های آن مساحتی حدود ۱۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده است. از نظر شکل و حجم مشابه با آتشفشان‌های حاشیه قاره‌ها است. از نظر زمین‌شناسی، منطقه سبلان روی هورست بزرگ اولیگوسن بنا شده است. فعالیت قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده، ولی آن چه که کوه سبلان را به وجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت کرده و تا عصر بعد از آخرین یخبندان ادامه داشته است. شکل ۲-۲ مراحل تکوین آتشفشان سبلان را نشان می‌دهد. مواد سازنده این آتشفشان از یک ماگمای عمقی حاصل شده، ولی تحت تأثیر فرآیندهای کم و بیش پیچیده‌ای قرار داشته که تبلور بخشی، هضم و اختلاط دو ماگما از اهمیت آنها است بعد از فعالیت آتشفشانی ائوسن، مرحله بعدی فعالیت این کوه متعلق به میوسن است، (دیدون و ژومن، ۱۹۷۶) به طور کلی به نظر می‌رسد فعالیت آتشفشانی سبلان، مراحل زیر را طی کرده است:

۱. جریان‌های گدازه‌های سبلان قدیم

۲. فرو ریختن دهانه و تشکیل کالدرای

۳. فعالیت‌های انفجاری

۴. تشکیل گنبد‌ها و جریان‌های گدازه سبلان جدید

دیدون و ژومن بدون هیچ گونه شواهد دیرینه‌شناسی، سن آتشفشان سبلان را پلیو-کواترنر عنوان کرده‌اند آنها فعالیت آتشفشانی قبل از سبلان را نیز به میوسن نسبت داده‌اند ولی لسکویه و همکاران (۱۹۷۸) خلاف این دیدگاه را ثابت کرده و فعالیت آتشفشانی قبل از کواترنر پیشین سبلان را عنوان کرده و اضافه



می‌کنند که اولین گدازه‌های سبلان روی بازالت‌ها و نهشته‌های کواترنر پیشین قرار گرفته‌اند. بنابراین با توجه به شواهد موجود آتشفشان سبلان از کواترنر پیشین آغاز به فعالیت کرده و تا آخرین دوره یخچالی (حدود ۲۰ تا ۷۰ هزار سال پیش) فعال بوده است.

نوع رخداد	طول رخداد	دوره	نوران
پایان فعالیت آتشفشانی سبلان	↑↓	کواترنری	سنوزوئیک
شروع فعالیت آتشفشان سبلان			
تشکیل گدازه های پیش از پیدایش سبلان		میوسن	
تکاپوی آتشفشانی در آذربایجان		الگوسن	
تشکیل فاز کششی که در ائوسن میانی و فوقانی به اوج میرسد	↑↓	پالئوژن	ائوسن

شکل ۲-۲- رخداد‌های دوره سنوزوئیک در محدوده سبلان (برگرفته از نظریات لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸؛ دیدون و ژمن، ۱۹۷۶)

### ۲-۳- واحدهای سنگی

با استناد به نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل و مشکین‌شهر و مطالعات صحرائی صورت گرفته، می‌توان توالی از رخنمون سنگ‌های سنوزوئیک را در منطقه‌های مورد مطالعه پیگیری کرد.

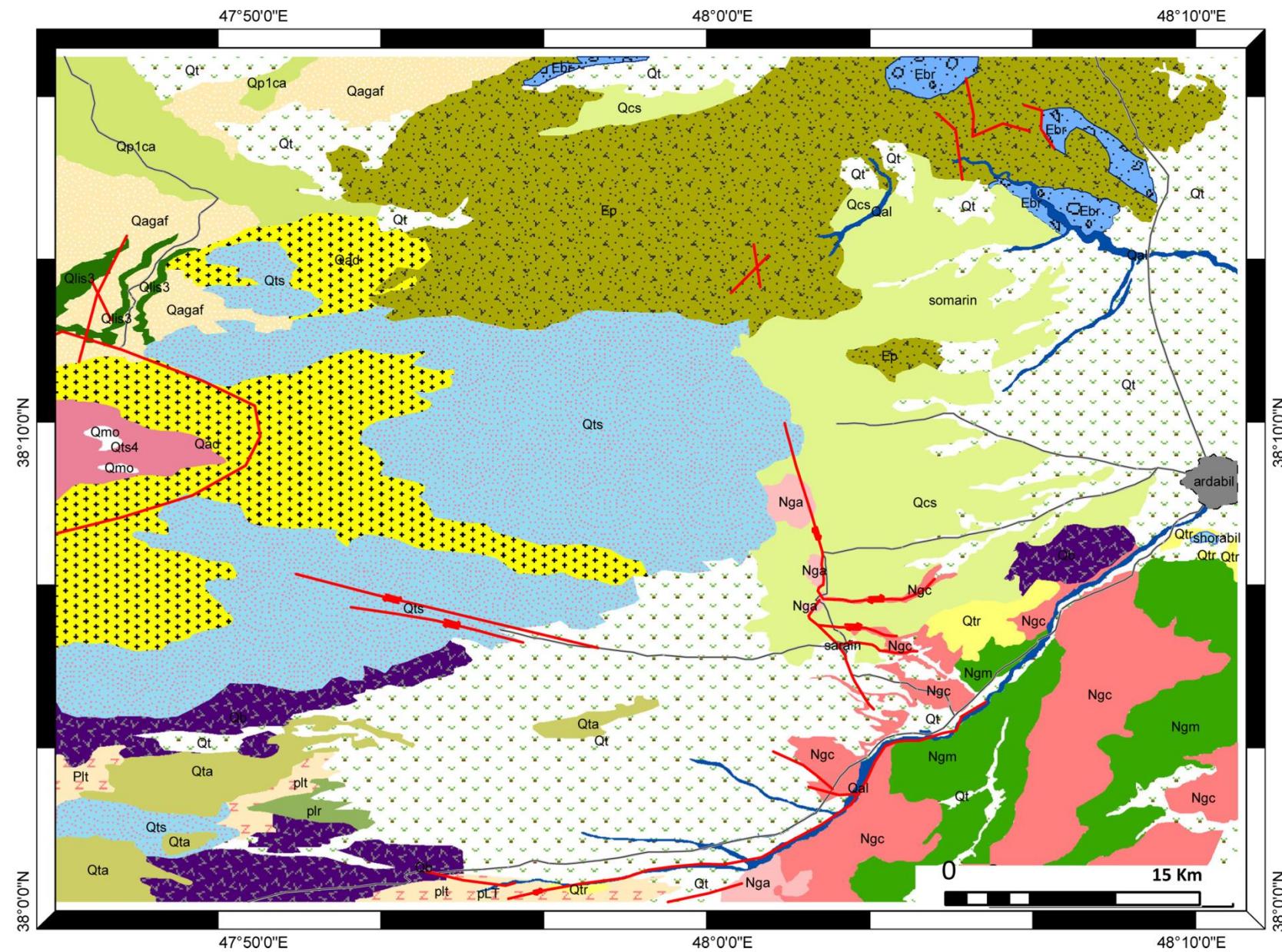
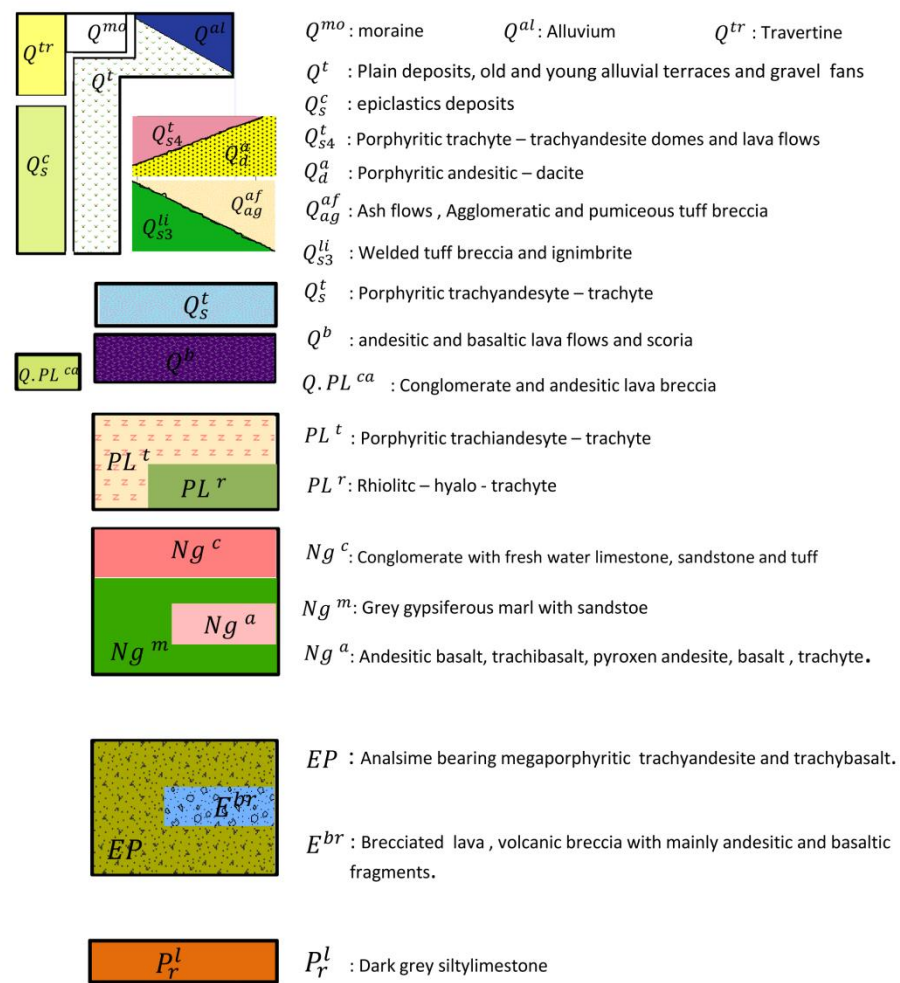
برش‌های آتشفشانی و آندزی بازالت‌ها به سن ائوسن، قدیمی‌ترین و نهشته‌های کواترنری، جدیدترین

واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهند. واحدهای مربوط به ائوسن شامل برش- های آتشفشانی و آندزی بازالتها در بخش شمال- شمال خاوری محدوده مطالعاتی و واحدهای پلیوسن شامل آذرآواریها لاهار و نهشتههای دریاچه‌ای در دامنه خاور و جنوب خاوری سبلان به شکل پراکنده رخنمون دارد واحدهای کواترنری بخش وسیعی از محدوده مطالعاتی را در بر می گیرد که شامل گدازه- های آتشفشانی و نهشته‌های رسوبی و آذرآواری می شود. قابل ذکر است توضیح ویژگی‌های واحدهای سنگی محدوده مطالعاتی سعی شده مطابق با توضیحات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مطالعاتی می باشد. نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه واحدهای سنگی ذکر شده را نشان می دهد (شکل ۲-۳). در ادامه به بررسی ویژگی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، از قدیم به جدید، پرداخته می شود.

### ۲-۳-۱- ولکانیک‌های ائوسن

این ولکانیک‌ها در شمال نقشه بطور دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی تر جای گرفته‌اند. و متشکل از برش‌های ولکانیکی و گدازه‌های برشی شده همراه با جریان‌های گدازه‌ای هستند که دارای بافت پورفیری و کمتر آفانتیک بوده و کانی‌های پیروکسن و آمفیبول در سطح آنها نمایان است. ترکیب ژئوشیمیایی این ولکانیک‌ها در حد آلكالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت وابسته به سری آلكالن می باشد. این تنوع بیانگر یک فرآیند تبلور بخشی در ماگمای بازالتی اولیه است که گرایش پتاسیک و گاه سدیک است.

CENOZOIC	QUATERNARY	
	NEOGEN	
	PALEOCENE	OLIGOCENE
	LATE PERM	



شکل ۲-۳- نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی، (حاصل تلفیقی از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل و مشکین شهر).

### ۲-۳-۱- واحدهای مزوزوییک:

#### ۲-۳-۱-۱- برش‌های آتشفشانی ائوسن ( $E^{br}$ )

این واحد برش‌های آتشفشانی ائوسن است که ترکیبی مشابه گدازه‌ها دارد و از قطعات آکالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت با ترکیبی از خاکستر آتشفشانی، توف و بمب آتشفشانی تشکیل شده است. رخنمون این واحد در بخش شرقی روستای جمایران دیده می‌شود (شکل ۲-۳ الف).

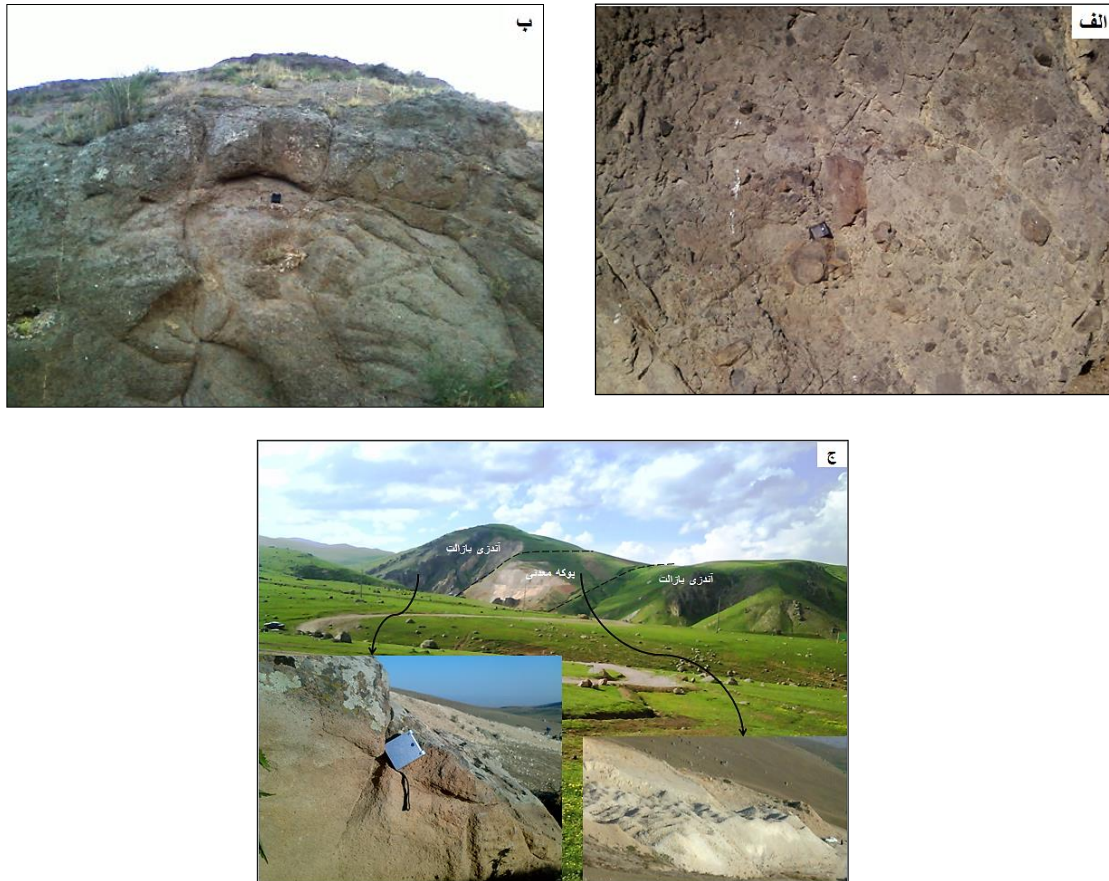
#### ۲-۳-۱-۲- تراکی آندزیت ائوسن (Ep)

این واحد با نام تراکی آندزیت و تراکی بازالت آنالسیم‌دار با بافت پورفیری درشت بلور است که قطر پلاژیوکلازهای آن به یک سانتی‌متر می‌رسد. این واحد با ضخامت بیش از چند صد متر به طور همساز بر روی گدازه‌های برشی و برش‌های ولکانیکی عمدتاً با قطعات پیروکسن آندزیت و بازالت و گدازه‌های جریان‌ی پیروکسن آندزیت قرار گرفته است. بر روی این واحد گدازه‌های با بافت پورفیری ریز با ستبرای بیش از ۲۰۰ متر قرار گرفته است. رخنمون این واحدها در حد فاصل بین روستای خلیج - جمایران رخنمون دارد (شکل ۲-۳ ب).

#### ۲-۳-۱-۳- آندزی بازالت ( $Ng_a$ )

گدازه‌هایی با بافت پورفیری حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و کمی الیون و فلدسپات آکالن می‌باشد که با نام آندزی بازالت، تراکی بازالت ذکر شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی ترکیب آنها را تفریت و فنولیت مشخص کرده که بیانگر یک ماگمای آکالن تحت اشباع از سیلیس با گرایش پتاسیک است. لذا چنین استنباط می‌شود که یک ماگمای گوشه‌ای تحت اشباع از سیلیس که متحمل تبلور بخشی شده در زمان نئوژن آذربایجان نیز فعال بوده است. (قابل مقایسه با زمان نئوژن)، اما سنگ‌های آکالن اشباع - فوق اشباع از سیلیس نیز همراه آنها وجود دارند که احتمالاً ناشی از ماگمای اولیه با آکالیته کمتر و یا به علت آلودگی با پوسته چنین گرایش بوجود آمده است (شکل ۲-۳ ج).





شکل ۲-۳- الف- آنگومرا در حوالی روستای خلج (دید عکس به سمت شمال) ب- تراکی بازالت در حوالی روستای جمایران (دید عکس به سمت جنوب خاور) ج- تصویری از توالی واحدهای سنگی آتشفشانی بیلاق شومشورخانا (دید عکس به سمت شمال باختر)

### ۲-۳-۱-۴- لاهارها و نهشته دریاچه ای پلیوسن ( $Ng_2$ )

این واحد متشکل از تناوب توف، لاپیلی توف، توف برش، پومیس، لاهار، آهک آب شیرین با لایه‌هایی از ماسه سنگ، کنگلومرا و دیاتومیت می‌باشد. واحد مزبور بر روی واحدهای  $Ng_2$  که از سنگ‌های آواری و گدازه‌ها تشکیل شده قرار گرفته است تغییرات لیتولوژی واحد زیر به طور جانبی است و در بعضی بخش‌ها به توف تبدیل می‌شود. در دره خاوری روستای ویلادره به سمت روستای اردی موسی می‌توان این واحدها را مشاهده کرد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- واحدهای لاهار با لایه‌هایی از ماسه و مارن و نهشته‌های آب شیرین دره اردی موسی- ویلادره (دید به سمت شمال خاور)

### ۲-۳-۱-۵- آذرآواری‌های پلیوسن ( $Ng_c$ )

این واحد متشکل از تناوب توف، لاپیلی توف، توف برش، پومیس، لاهار، آهک آب شیرین با لایه‌هایی از ماسه سنگ، کنگلومرا و دیاتومیت می‌باشد. واحد مزبور بر روی واحدهای  $Ng_2$  که از سنگ‌های آواری و گدازه‌ها تشکیل شده قرار گرفته است تغییرات لیتولوژی واحد زیر به طور جانبی است و در بعضی بخش‌ها به توف تبدیل می‌شود. در دره خاوری روستای ویلادره به سمت روستای اردی موسی می‌توان این واحدها را مشاهده کرد (شکل ۲-۵ الف).

### ۲-۳-۲- واحدهای آتشفشانی کواترنری

#### ۲-۳-۲-۱- بازالت ( $Q^b$ )

محصول فعالیت انفجاری آتشفشان که با خروج بمب و اسکوری همراه بوده و بعد از فعالیت گدازه انجام گرفته است ترکیب شیمیایی آنها تراکی آندزیت پتاسیک و آلکالن بوده و در کانی شناسی بافت پورفیری حفره‌دار حاوی پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین با نام بازالت حفره‌دار می‌باشد (شکل ۲-۵ ب).

#### ۲-۳-۲-۲- آندزیت ( $Q_s^t$ )

شامل گدازه‌های خاکستری رنگ با بافت پورفیری درشت می‌باشد. دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن بوده که با نام آندزی بازالت و هیالوآندزیت معرفی می‌شود بررسی شیمیایی ترکیب آنها را از نوع آلکالن مشخص می‌کند اما گاه گرایش تحت اشباع از سیلیس در برخی

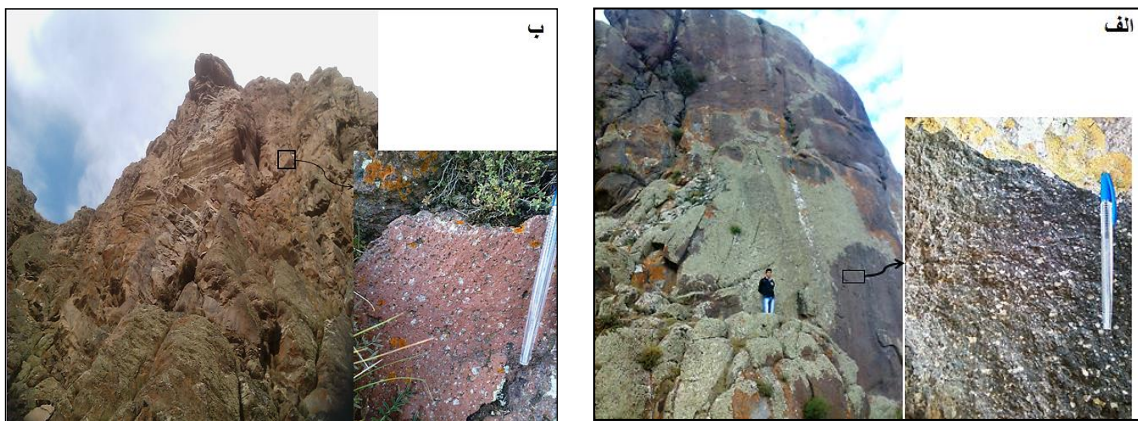


گدازه‌ها دیده می‌شود. سنگ‌ها عموماً پتاسیک و فوق اشباع از سیلیس بوده و احتمالاً نتیجه تفریق

یک ماگمای بازالتی آکالن بوده‌اند. (شکل ۲-۶ الف و ب)



شکل ۲-۵ الف- واحدهای آذرآواری در روستای ویلادره (دید عکس به سمت شمال خاور) ب- گدازه های بازالتی - آندزی بازالت دره قینرچه (دید عکس به سمت خاور)



شکل ۲-۶ الف- افق آندزی بازالت در دره گورگور (دید عکس به سمت شمال خاور) ب- افق آندزیتی در دره روستای آلوارس (دید عکس به سمت خاور)

### ۲-۳-۳- نهشته‌های اپی کلاستی کواترنری ( $Q_s^t$ )

این رسوبات حاصل حمل و نقل قطعات آتشفشانی هستند که با سن کواترنری پیشین بصورت افقی روی رسوبات قدیمی‌تر را می‌پوشاند و شامل کنگلومرا، لاهار، توف خاکسترهای آتشفشانی است. زمینه بین قلوه‌های کنگلومرا، سست و از جنس رس و خاکستر می‌باشد این رسوبات به احتمال هم‌زمان با فعالیت انفجاری آتشفشان در طی یک دوره پس از یخچالی همراه با باران‌های شدید فصلی تشکیل شده‌اند. در روستای ثمرین توف‌های زرد ضخیم لایه  $Q_s^t$  با ضخامت ۵۰ متر درون این واحد جای

گرفته که با نام دوتریک توف حفره‌دار نامگذاری شده است. ستبرای این نهشته‌ها به سمت ارتفاعات افزوده شده و در دامنه سبلان به چند صد متر می‌رسد (شکل ۲-۷ ب).

### ۲-۳-۴- پوک‌ه معدنی $Q_{ag}^{af}$

بخش وسیعی از شرق مشکین‌شهر و دره عظیم شیروان درسی از نهشته‌های دانه ریز سفید تا کرم رنگ پوشیده شده است که در واقع از خاکسترهای آتشفشانی تشکیل شده که در مواردی قطعات سنگی ریز و درشت و پومیس یا گلوله‌های سنگی بسیار متخلخل نیز در بین این واحدها دیده می‌شود. این واحدها به طور عمده دارای ماهیت آندزیتی است و از مجاری آتشفشانی به سمت اطراف جریان پیدا می‌کند. رخنمون این واحدها در بخش‌هایی از سردابه، آبگرم هفت چشمه و نیز در محدوده آلوارس دیده می‌شود (شکل ۲-۷ ب).

### ۲-۳-۵- تراورتن ( $Q^{tr}$ )

تراورتن رسوبات کربناته‌ای هستند که در محل چشمه‌های آهک ساز تشکیل می‌شود که اگر این سنگ از بزرگی و پیوستگی لازم برخوردار باشد می‌تواند به عنوان سنگ تزئینی و نما برای ساختمان‌ها بکار رود (شکل ۲-۷ ج). شرایط زمین شناسی لازم برای ایجاد چشمه‌های تراورتن‌ساز در بخش جنوب غربی منطقه مطالعاتی در دره قینرچه - برجلو فراهم بوده و چشمه‌های تراورتن‌ساز در بیش از صد نقطه از این محدوده در حال فعالیت هستند (شکل ۲-۷ د).







شکل ۲-۷ الف- نمایی از واحدهای آذرآواری کواترنری در ویلادره (دید عکس به سمت شمال خاور) ب- نمایی از جریان های خاکستر در شیروان درسی (دید عکس به سمت شمال) ج- تراوتن های تشکیل شده در اطراف آبگرم برجلو (دید عکس به سمت شمال) د- نمونه از چشمه های تراورتن زایی در دره قنبرچه - برجلو (دید عکس به سمت خاور)

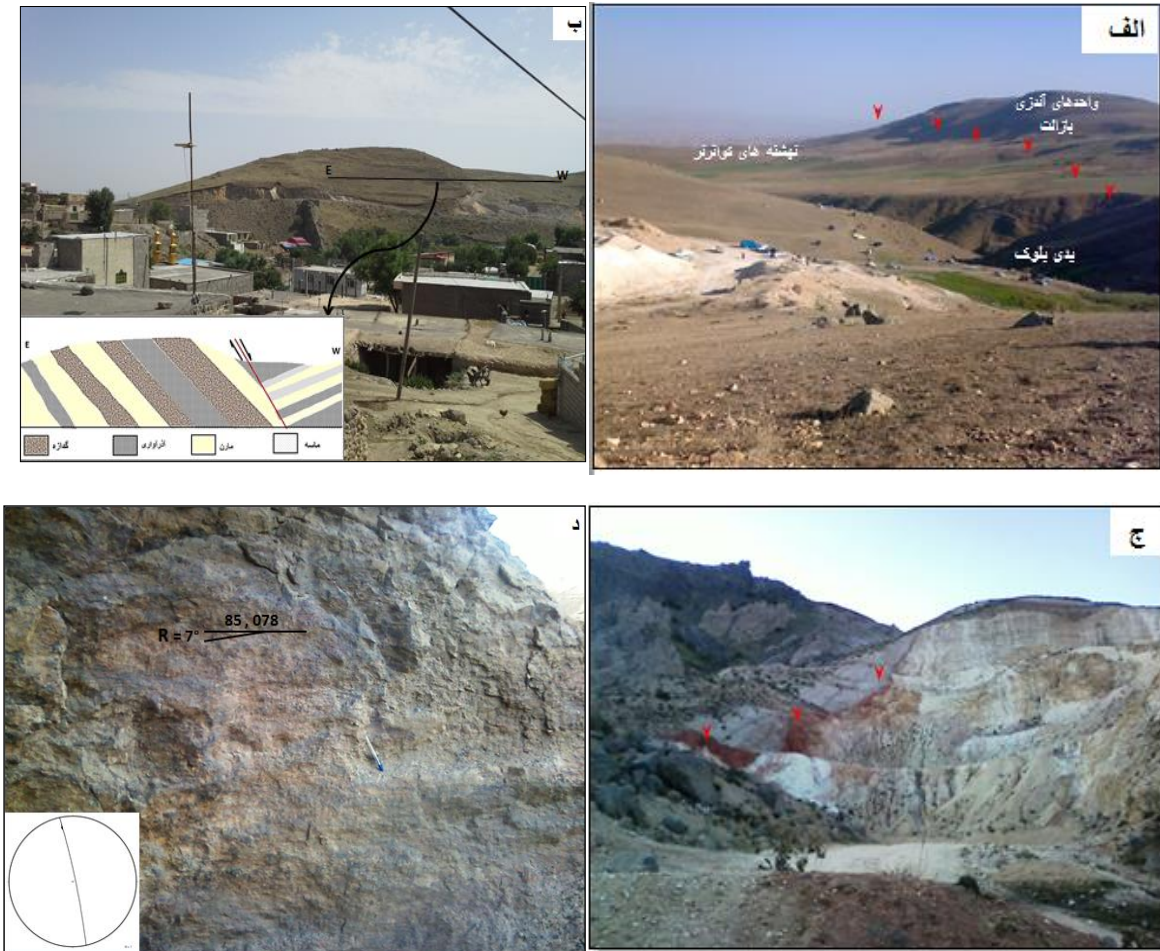
#### ۲-۴- زمین شناسی ساختاری منطقه

دشت اردبیل در ضلع جنوب باختری توسط گسل های عمده ای همانند گسل های دامنه های شمالی و جنوبی بزغوش و گسله بالیخلوچای با راستای تقریبی باختری - خاوری و گسل های نئور و دامنه های خاوری با راستای شمال خاوری - جنوب باختری احاطه شده است در اطراف توده آتشفشانی سبلان سری گسل های شمالی - جنوبی و خاوری - باختری به صورت یک پهنه گسلی و ساختارهای کمانی وجود دارد. که یکی از مهم ترین این ساختارهای خطی، گسلی است که از دره سردابه تا نزدیکی روستای ویند کلخوران با راستای شمالی - جنوبی امتداد یافته (سبحانی، ۱۳۷۸) و سری گسل های شعاعی که به صورت شعاعی به مرکزیت قله سبلان شکل گرفته اند گسل های آلوارس، گورگور و قوتورسویی نمونه ای از این گسل ها هستند. مخصوصاً این که بسیاری از زمین لرزه های تاریخی و ویرانگر منطقه در محدوده و در امتداد گسل های یاد شده روی داده است. به سبب انتخاب محدوده های مطالعاتی در راستا یا حوالی گسل های یاد شده و با توجه به اینکه گسل ها محوریت مطالعات صحرائی این پژوهش بوده است. در این بخش سعی می شود به معرفی شماری از گسل های مهم و اصلی در محدوده های مطالعه شده پرداخته شود لازم به ذکر است که سازوکار هیچ یک از گسل های معرفی شده در نقشه های

موجود ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل و مشکین شهر مشخص نشده‌اند و تعدادی از آنها در این پژوهش برای اولین بار شناسایی شده است.

#### ۲-۴-۱- گسل ویند- سردابه

گسل ویند سردابه یکی از مهم‌ترین ساختارهای خطی دامنه خاوری سبلان است که با راستای شمالی-جنوبی به طول تقریبی ۲۲ کیلومتر از روستای ویند در جنوب حوضه مورد مطالعه شروع شده و با روند شمالی-جنوبی پس از گذر از روستاهای کلخوران، ورنیاب، سرعین، ارجستان، آتشیگاه به روستای سردابه در شمال منتهی می‌شود. آثار حرکتی این گسل را در بخش‌های مختلف در امتداد این گسل می‌توان دنبال کرد. به علت قرار گرفتن این گسل در مسیر زمین‌های کشاورزی و مراتع، آثاری از خراش‌های گسلی به جز دو نمونه از آن یافت نشد ولی شواهدی دیگری از دره رودخانه سرداواچای، هفت چشمه و ویلادره یافت شده است. در روستای ویلادره حرکت این گسل سبب جابجایی لایه‌بندی واحدهای نئوژن شده است در محدوده سردابه خط گسل ویند- سردابه در معدن پوکه آتره شده است. (شکل ۲-۸ الف، ب، ج) این گسل در راستای خود به شاخه‌های فرعی و خاوری- باختری، سرداواچای، ویلادره-اردی موسی و سرعین تقسیم می‌شود. در برداشت‌های صحرایی صورت گرفته موقعیت غالب ۳۳۵،۸۳، با یک سری خراش تقریباً افقی و عملکرد راست‌الغز راست‌بر را برای آن نشان می‌دهد. (شکل ۲-۸ د) گسل در واقع مرز بین ارتفاعات سبلان و دشت اردبیل را تشکیل می‌دهد. با توجه به تقسیم‌بندی گسل‌های امتدادلغز توسط (Sylvester 1988) یک سری گسل‌های امتدادلغز، در اثر برخورد ورقه‌های سخت و شکل‌پذیر بر روی ورقه شکل‌پذیر تشکیل می‌شود. به نظر می‌رسد تشکیل گسل ویند سردابه در بین واحدهای نفوذی آندزی بازالت پلیوکواترنری و واحدهای سست نئوژن از این قانده مستثنی نیست



شکل ۲-۴-۸ الف- تصویری از خط گسل ویند-سردابه در اطراف روستای آتشیگاه (دید به سمت جنوب باختر)، ب- جایجایی لایه بندی توسط گسل ویند- سردابه در بخش جنوبی روستای ویلادره، (دید عکس به سمت جنوب) ج- آلتزه شدن خط گسل ویند-سردابه در معدن پوکه سردابه پیکان‌ها نانشانگر خط گسل (دید به سمت شمال باختر)، د- نمایی از صفحه گسل ویند-سردابه در نزدیکی ویلادره (دید عکس به سمت خاور)

## ۲-۴-۲- گسل سرداواچای

این گسل در بخش غربی روستای وکیل آباد با راستای شمال باختر- جنوب خاور قرار دارد. سطح گسل مزبور با موقعیت ۸۸،۱۲۵ در دره سرداواچای اندازه گیری شده است خراش‌های ایجاد شده در سطح گسل ریک ۸۵ درجه ساعتگرد را برای این گسل مشخص می کند با توجه به توجه به شیب قائم و جهت شیب شرقی گسل مزبور یک گسل شیب‌لغز معکوس است که در مسیر خود واحدهای بازالتی را برش داده است (شکل ۲-۹).



شکل ۹-۲ رخنمون صفحه گسل سرداواچای در واحدهای آندزی بازالتی کواترنر در مقابل مجتمع جدید آبگرم سردابه (دید عکس به سمت جنوب)

### ۲-۴-۳- گسل ویلادره-اردی موسی

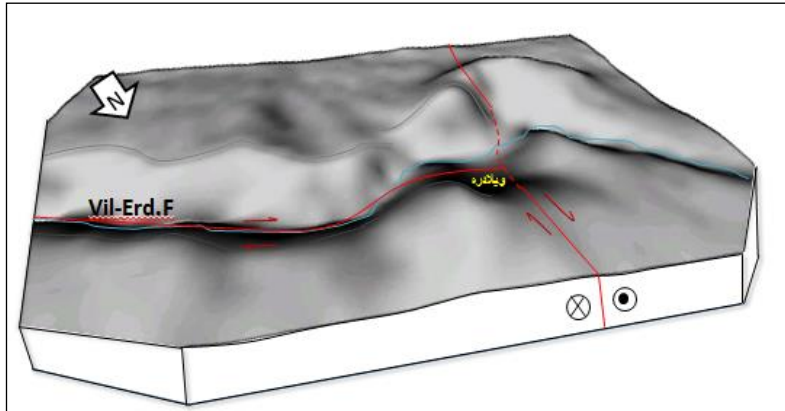
گسل اردی موسی-ویلادره با روند تقریباً شرقی- غربی و عمود بر گسل ویند- سردابه یکی دیگر از گسل‌های موثر در ساختار کنونی محدوده ویلادره است (شکل ۲-۱۰). که در بین واحدهای آذرآواری پلیوسن جای گرفته و سبب قراگیری واحدهای پلیوسن در کنار نهشته‌های کنگلومرا و لاهارهای آتشفشانی کواترنری شده است. این گسل به طول تقریبی ۷ کیلومتر از جنوب شرقی روستای اردی- موسی شروع و در روستای ویلادره به گسل شمالی- جنوبی ویند- سردابه متصل می‌شود برداشت‌های صورت گرفته در راستای این گسل موقعیت میانگین ۰۸۵،۹۰ و یک سری خراش گسلی با ریک تقریبی ۱۵ درجه ساعتگرد و عملکرد راستالغز راست‌بر را نشان می‌دهد. (شکل ۲-۱۰ الف) که سبب جابه‌جایی ۵۰ متری توده نفوذی پلیوسن در راستای شرقی- غربی و در مرکز روستای ویلادره شده است. این گسل در زلزله اسفند ماه ۱۳۷۵ منطقه اردبیل فعال بوده و موجب خرابی روستای ویلادره و اردی موسی شده است. وجود شکستگی‌های  $R$  و  $\bar{R}$  فراوان نسبت به راستای این گسل و شکستگی‌های پرماند از دیگر نشانگرهای صحرایی فعال بودن این گسل است (شکل ۲-۱۱ الف).

### ۲-۴-۴- گسل سرعین

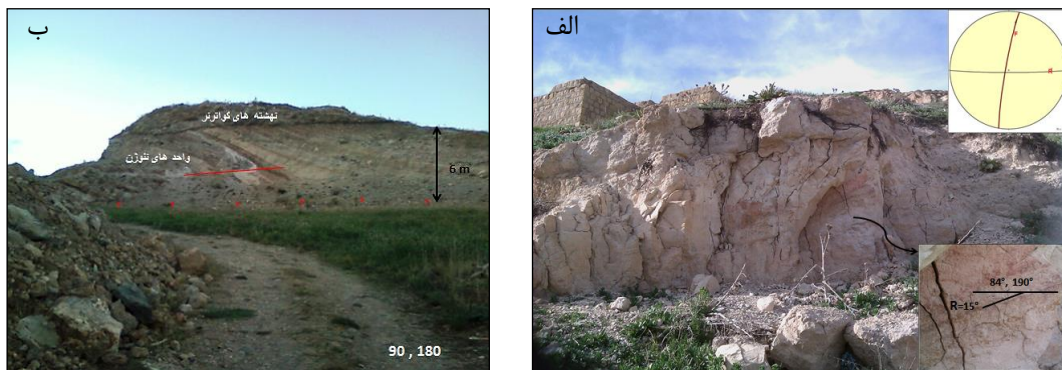
دره‌ای در شمال شهر سرعین، از عملکرد گسل سرعین با امتداد شرقی- غربی ایجاد شده است که عملکرد آن سبب ایجاد اسکارپ و زمین‌لغزش فراوان شده است. این گسل همچنین در بخش‌هایی



سبب ایجاد ریز چین‌ها در واحدهای رسوبی نئوژن شده است. موقعیت این گسل در برآشتهای صورت گرفته در امتداد آن تقریباً ۸۹/۱۸۰ بوده است (شکل ۲-۱۱ ب).



شکل ۲-۱۰ تصویر توپوگرافی و گسل‌های محدوده ویلادره



شکل ۲-۱۱ الف- نمایی از صفحه گسل ویلادره - اردی موسی در روستای ویلادره (دید عکس به سمت شمال خاور)  
ب- نمایی از دیواره گسلی ایجاد شده در گسل‌های شمال شهر سرعین

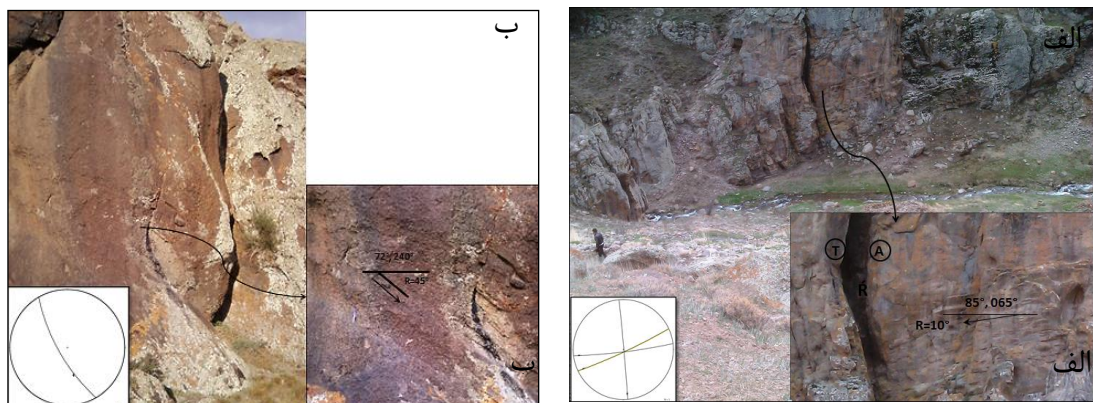
#### ۲-۴-۵- گسل آلوارس

این گسل با راستای شمال باختری- جنوب خاوری و به طول تقریبی ۱۵ کیلومتر از ضلع جنوبی قله سبلان تا نزدیکی‌های روستای شایق واقع در غرب روستای آلوارس‌کندی کشیده شده است. و یکی از گسل‌های مهم شعاعی دامنه جنوب خاوری سبلان به شمار می‌رود. به سبب توپوگرافی سخت و خشن قله سبلان دسترسی به این گسل فقط در اطراف آلوارس‌کندی و روستای گورگور امکان‌پذیر است. این دیواره دارای شکستگی‌های فرعی فراوانی است که نسبت به سطح گسل و عمود بر خراش‌های ایجاد شده قرار دارند. خراش‌های تشکیل شده دارای ریک  $10^\circ$  پادساعت‌گرد در سطح این دیواره گسلی که در مواردی طول آنها به چند متر هم می‌رسد. شکستگی‌های یاد شده بر روی سطح دو دسته

شکستگی P و R اندازه‌گیری شده است. شکستگی P با موقعیت  $173^\circ$ ،  $85^\circ$  و با زاویه  $18^\circ$  نسبت به سطح گسل قرار دارد که سبب ایجاد برجستگی در سطح گسل شده است. و به صورت عمود بر خراش‌های گسلی قرار گرفته است. شکستگی R اندازه‌گیری شده زاویه  $73^\circ$  درجه با سطح گسل می‌سازد که ستیغی در سطح گسل ایجاد می‌کند و با موقعیت  $085^\circ$ ،  $89^\circ$  به صورت عمود بر خراش‌های گسل قرار گرفته‌اند. با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته سازوکار گسل آلوارس امتدادلغز راست‌بر تشخیص داده شد.

#### ۲-۴-۶- گسل گورگور

گسل گورگور به طول ۱۰ کیلومتر از روستای گورگور تا روستای شایق به صورت تقریباً موازی با گسل آلوارس قرار گرفته است. و یکی دیگر از گسل‌های مهم و شعاعی دامنه سبلان محسوب می‌شود. در جنوب باختر روستای آلوارس رخنمون این گسل سبب ایجاد دیواره عظیم گسلی به ارتفاع تقریبی ۵۰ متر در واحدهای آندزیتی شده است. برداشت‌های صحرایی صورت گرفته در راستای این گسل شیب و جهت شیب  $238^\circ$ ،  $88^\circ$  را نشان می‌دهد که دارای شیبی تقریباً قائم و یک دست خراش گسل با ریک  $45^\circ$  ساعت‌گرد را بر روی آن نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۲ ب). با توجه به نمونه صحرایی اندازه‌گیری شده از سطح گسل آلوارس می‌توان گفت که مولفه راستالغز این گسل به صورت چپ‌بر و مولفه شیب‌لغز آن نرمال عمل کرده است.



شکل ۲-۱۲ الف- رخنمون صفحه گسل آلوارس در واحدهای آندزیت کواترنر (دید عکس به سمت جنوب باختر) ب- رخنمون صفحه گسل قوتورسویی در واحدهای تراکی آندزیت کواترنر (دید عکس به سمت خاور)

#### ۲-۴-۷- گسل قوتورسوئی

این گسل با راستای شمالی جنوبی به طول تقریبی ۱۵ کیلومتر از گسل‌های مهم شعاعی دامنه شمالی سبلان است که با شیبی نزدیک به قائم از دامنه شمالی قله سبلان شروع شده و پس از گذر از روستای قوتور سوئی در امتداد شیروان درسی ادامه پیدا می‌کند. برونزد چشمه آبگرم قوتورسوئی در امتداد این گسل می‌باشد. این گسل در بین واحدهای آتشفشانی کواترنری برونزد دارد. و در مسیر خود خاکسترهای آتشفشانی، گدازه‌های تراکی آندزیتی و لاهار را قطع می‌کند. موقعیت اندازه‌گیری رخنمون گسل قوتورسوئی در اندازه‌گیری بالای روستای قوتورسوئی نشان دهنده جابجایی بلوک‌های گسلی در سطح گسل با موقعیت  $266^{\circ}$ ،  $85^{\circ}$  می‌باشد. خراش‌های ایجاد شده در سطح گسل ریک  $55^{\circ}$  و جابجایی نرمال را نشان می‌دهد و شواهد سطح گسل نشان می‌دهد که مولفه راستالغز گسل به صورت چپ‌بر حرکت کرده است (شکل ۲-۱۳ الف).

#### ۲-۴-۸- گسل شیروان درسی

این گسل با راستای خاوری- باختری به طول تقریبی ۷ کیلومتر و شیبی نزدیک به قائم در راستای عمود شیروان درسی، از گسل‌های کمانی دامنه شمالی سبلان است این گسل خاکسترهای آتشفشانی لاهارها و گدازه‌های تراکی آندزیتی را قطع می‌کند. در شکل ۲-۱۳ برونزد بخشی از صفحه گسلی شیروان درسی در بین لاهارها آورده شده است که خراش گسلی با ریک ۴۵ درجه پادساعت‌گرد بر روی آن دیده می‌شود. شکستگی R با موقعیت شیب و جهت شیب  $83^{\circ}$ ،  $080^{\circ}$  در سطح گسل و عمود بر خراش‌های گسلی قرار گرفته‌اند و سبب ایجاد فروافتادگی در سطح گسل شده‌اند و نشان می‌دهند که مولفه راستالغز این گسل راست‌بر و مولفه شیب‌لغز آن نرمال عمل کرده است (شکل ۲-۱۳ ب).

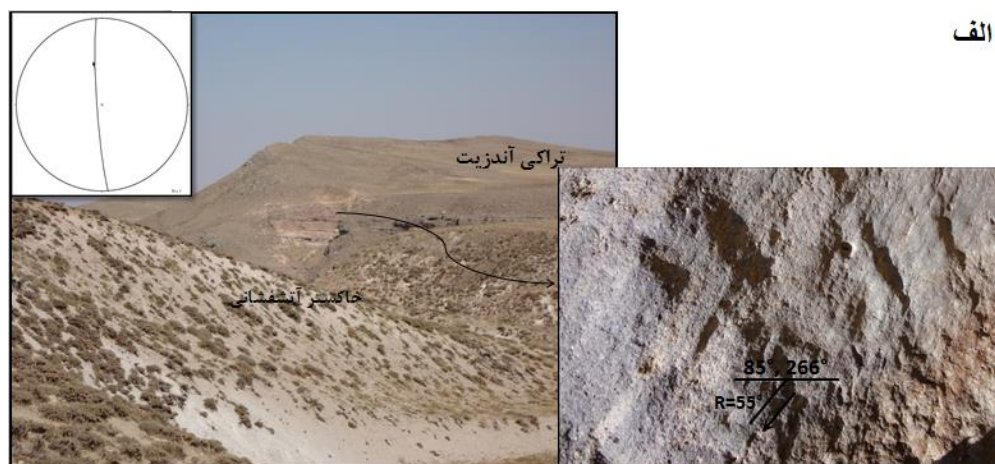
#### ۲-۴-۹- گسل گلستان - تجرق

این گسل از ۶ کیلومتری شرق شهر نیر در بین واحدهای پلیوسن و کواترنری تا روستای گلستان واقع در بالا دست روستای تجرق کشیده شده است خرابی‌های ایجاد شده در روستای تجرق و گلستان در زمین لرزه ۷۵ گلستان ناشی از فعالیت این گسل می‌باشد (شکل ۲-۱۴ الف). بخش زیادی از این

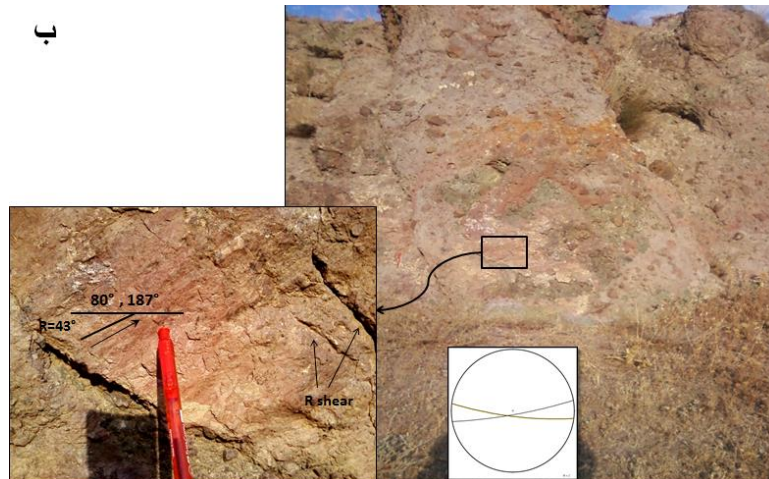
گسل توسط نهشته‌های کواترنری و زمین‌های کشاورزی پوشیده شده است و در بخش‌هایی از روستای گلستان می‌توان آثار زمین‌لغزش‌های ایجاد شده، اسکارپ‌ها را در راستای آن مشاهده کرد در محدوده گسل گلستان - تجرق شکستگی‌های فراوانی دیده می‌شود رخنمون اندازه‌گیری شده از گسل گلستان - تجرق در بین واحدهای دریاچه‌ای پلیوسن، موقعیت شیب و جهت شیب این دیواره گسلی را  $285^{\circ}$ ،  $86^{\circ}$  نشان می‌دهد. شکستگی R با موقعیت  $268^{\circ}$ ،  $73^{\circ}$  نسبت به صفحه گسل قرار دارد و حرکت گسل به صورت راست‌الغز راست‌بر بوده است (شکل ۲-۱۴ ب).

#### ۲-۴-۱۰- گسل ایلانجوق

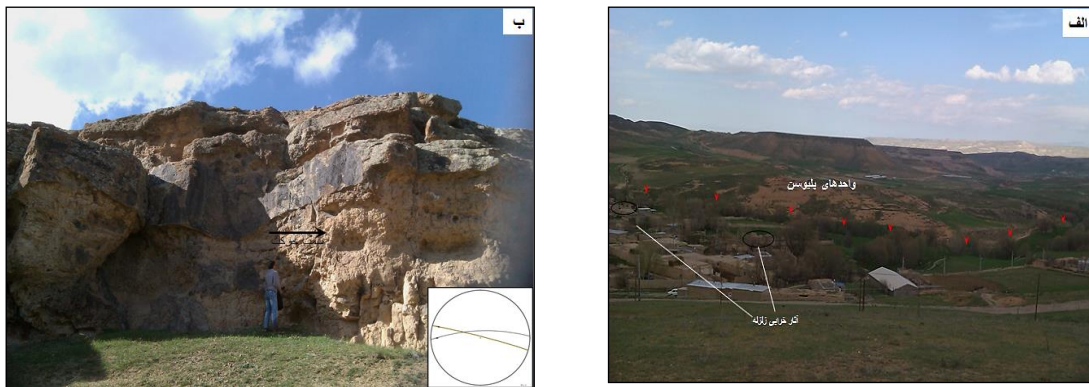
این گسل در بخش جنوب غربی محدوده مطالعاتی و در بخش شمالی روستای ایلانجوق به صورت دو گسل موازی با موقعیت  $243^{\circ}$ ،  $83^{\circ}$  و  $222^{\circ}$ ،  $70^{\circ}$  قرار دارد. این دو گسل واحدهای بازالتی اوایل کواترنری را در بخش‌های شمالی قطع کرده است و در بخش جنوبی به واحدهای ماسه سنگ آهکی قرمز رنگ سازند درود رسیده است. حرکت این گسل‌ها سبب جابجایی رودخانه تیر شده است. حرکت این گسل‌ها باتوجه به قرارگیری واحدهای سخت بر روی واحدهای سست سبب ایجاد زمین لغزش-های فروان قدیمی و جدید در این بخش شده است. عملکرد جوان گسل ایلانجوق سبب شکست آسفالت جاده تبریز در کنار روستای ایلانجوق شده است (شکل ۲-۱۵).







شکل ۲-۱۳- الف: رخنمون صفحه گسل قوتورسویی در واحدهای تراکی آندزیت کواترنر (دید عکس به سمت خاور) ب: رخنمون صفحه گسل شیروان درسی در لاهارهای آتشفشانی (دید عکس به سمت شمال)

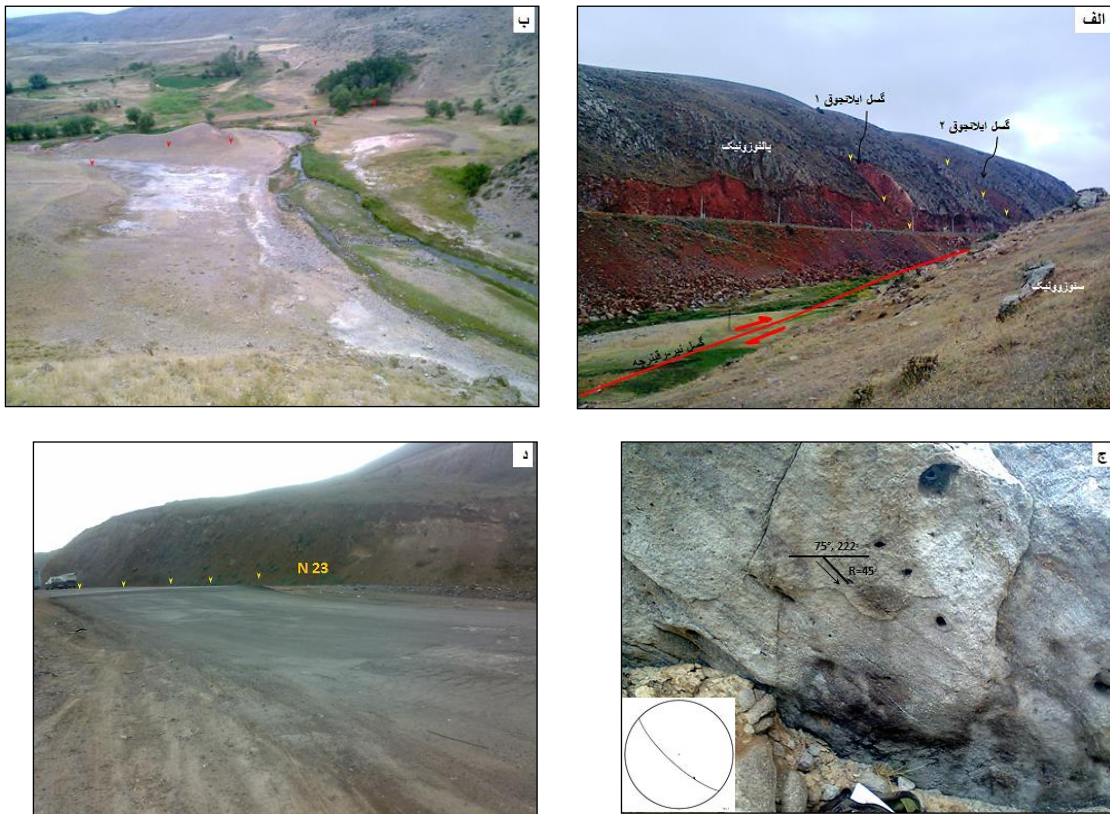


شکل ۲-۱۴ الف- صحرایی از محدوده گسل گلستان - تجرق در اطراف روستای گلستان و خرابی های ایجاد شده در زلزله ۷۵ اردبیل (دید عکس به سمت شمال) ب- نمایی از دیواره گسلی گلستان- تجرق در روستای تجرق (دید عکس به سمت شمال باختر)

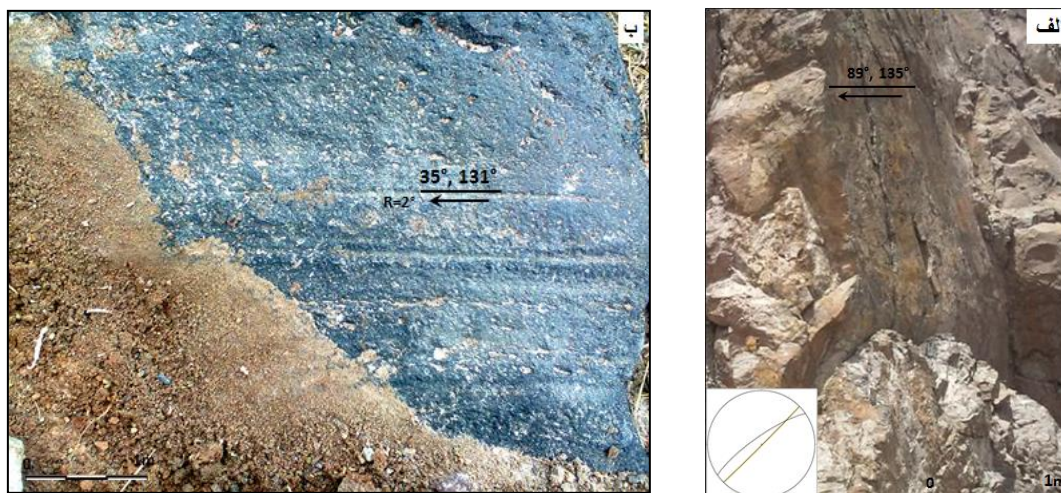
#### ۲-۴-۱۱- گسل نیر - قینرچه

گسل نیر- قینرچه در منتهی الیه دامنه جنوبی سبلان از دره شمالی شهر نیر شروع شده و پس از گذر از روستای برجلو، ایلانجلوق به گردنه صائین منتهی می شود. این گسل در بین واحدهای بازالتی اوایل سنوزوئیک در بخش شمالی و سازندهای درود و روته در بخش جنوبی قرار گرفته است. و به نظر می رسد عملکرد این گسل سبب قرارگیری این دو واحد در کنار یکدیگر شده است وجود دو آبگرم قینرچه و برجلو و چندین چشمه تراورتن ساز فعال در امتداد آن نشانگر فعالیت این گسل در عهد حاضر می باشد. بخش وسیعی از گسل نیر- قینرچه توسط نهشته های آبرفتی رودخانه نیر و تراورتن های نهشته شده در امتداد درز و شکاف های این گسل پوشیده شده است. اندازه گیری ها در امتداد

این گسل موقعیت تقریبی  $30/131$  درجه را نشان می‌دهد. که یک سری خراش افقی بر روی آن دیده می‌شود و حرکت راستالغز این گسل را اثبات می‌کند صفحه این گسل را در حوالی گردنه سائین می‌توان در بین واحدهای بازالتی دنبال کرد که با توجه به شکستگی‌های R اندازه‌گیری شده در صفحه گسل نیر- قینرچه می‌توان گفت که این گسل دارای حرکت راست‌بر است. این گسل در ادامه گسل بالغلو قرار گرفته و احتمالاً قطعه‌ای از این گسل می‌باشد (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲- ۱۵- الف : نمایی صحرایی از برش واحد های پالئوزونیک توسط گسل ایلاجوق (دید عکس به سمت جنوب باختر) ب: مئاندری شدن رودخانه نیر توسط گسل ایلاجوق (دید به سمت باختر) ج: نمایی از صفحه گسل ایلاجوق در واحدهای بازالتی د: جابجایی قایم آسفالت جاده اردبیل سراب در حوالی روستای ایلاجوق توسط گسل ایلاجوق (دید به سمت جنوب خاور)



شکل ۲-۱۶- نمایی از گسل های نیر- قینرچه در مسیر گردنه سائین در واحدهای تراکی بارالتی کواترنری ب- نمایی از صفحه گسل نیر- قینرچه در واحدهای بازالتی

## ۲-۵- لرزه خیزی منطقه

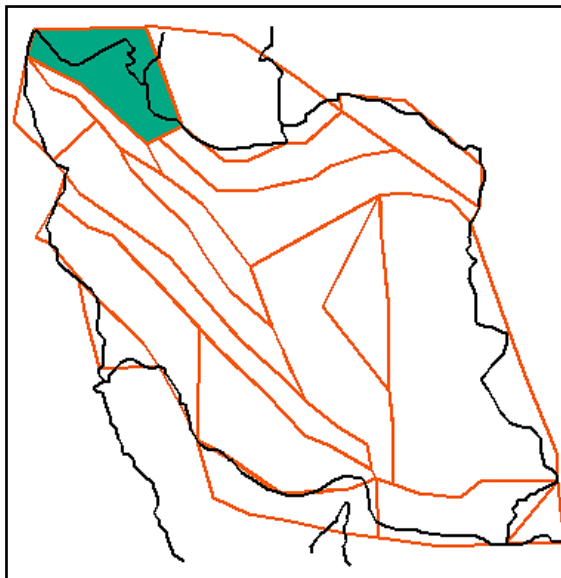
فلات ایران یکی از لرزه خیزترین نواحی جهان است که با رویدادهای زمین لرزه های قاره ای مشخص می شود به دلیل موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا و قرارگیری در یک پهنه فشاری بین ورقه های عربستان در جنوب و توران در شمال خاور این سرزمین دارای پتانسیل بالای لرزه خیزی بوده و زمین لرزه های کوچک و بزرگ در آن به وقوع می پیوندند پژوهشگران علوم زمین بر اساس تاریخچه تحولات ساختمانی- رسوبی، جایگاه زمین ساختی، اطلاعات ژئوفیزیکی، داده های زلزله شناسی و ویژگی های لرزه زمین ساختی سرزمین ایران را به واحدهای مختلف تقسیم نموده اند. که محدوده مورد مطالعه در تقسیم بندی مذکور در پهنه اردبیل واقع شده است. در ادامه ویژگی های مورد نظر برای این تقسیم بندی به طور مختصر توزیح داده شده است

### ۲-۵-۱- تقسیم بندی بربریان (۱۹۷۶)

بربریان (۱۹۷۶) ایران را به چهار ناحیه بزرگ زمین ساختی زاگرس، ایران مرکزی، البرز و کپه داغ تقسیم کرده است. این مناطق بنا به روندهای زمین ساختی، گسل ها، زمین لرزه های ایجاد شده و خصوصیات آنها می تواند به پهنه های کوچکتری تقسیم شود. بدین ترتیب می توان اطلاعات دقیق تری از مناطق مختلف ایران به دست آورد. براساس ویژگی های ساختارهای بنیادی، تمرکز رومرکز زمین-



لرزه‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی فلات ایران به ۱۸ پهنه (استان) لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم‌بندی نموده‌اند (شکل ۲-۱۷)



شکل ۲-۱۷- ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران (برپایه نقشه ارائه شده توسط زارع و معماریان ۱۳۷۹)

#### ۲-۵-۲- پهنه اردبیل

روند عمده گسلش‌ها در این ناحیه عبارتند از: راستای شمال- جنوب (گسل نور و بزقوش)، روند شمال خاوری - جنوب باختر (خطواره ارس) و راستای خاوری - باختری (گسل جنوب سراب و گسل دشت مغان)، ناحیه حاضر یک منطقه مثلثی شکل (شکل ۲-۱۷) بین گسل شمال تبریز، روند خاور- جنوب باختر و روندهای شمالی- جنوبی است. محدوده مورد مطالعه به طور کامل در این پهنه واقع شده است.

#### ۲-۶- سوابق لرزه‌خیزی منطقه

هر چند شمال باختر ایران زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ و متوسطی در دهه‌های اخیر داشته است اما بر خلاف دگرشکلی بالا و فعالیت لرزه‌ای زیاد در رشته کوه زاگرس در بخش جنوب ناحیه مورد مطالعه، رشته کوه البرز و کپه داغ در شمال ایران خردقاره آذربایجان به طور معمول، لرزه‌خیزی به نسبت آرامی دارد (Zamani et al, 2008; Zamani, 2011) (Jackson & McKenzie, 1984 ; Zamani &

. Masson, 2014

## ۲-۶-۱ زمین لرزه‌های تاریخی

در این بخش شرح مختصری از مهم‌ترین رویدادهای لرزه‌ای که مربوط به بازه زمانی قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی می‌باشد ارائه شده است. این توصیف به منظور ارائه تصویر هر چه بهتر از خصوصیات زمین-لرزه‌ها، تلفات جانی و خرابی‌های ناشی از آن می‌باشد. منابع مورد استفاده در ارائه این بخش منحصر به کتاب‌های تاریخی از جمله تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران (Ambraseys and Melville, 1982) و همچنین نخستین کاتالوگ زلزله و کتاب زمین‌لرزه ۱۳۷۵/۲/۲۸ گلستان، اردبیل می‌باشد.

### ۲-۶-۱-۱- زمین لرزه ۲۳ مارس ۸۹۳ میلادی

در ۲۳ مارس ۸۹۳ میلادی (۱ محرم ۲۸۰ هجری قمری) زمین لرزه‌ای در شهر اردبیل، رخ داده است. این زمین لرزه که شدت آن معلوم نیست با ۱۵۰۰۰۰ نفر کشته در رتبه نهم پر تلفات‌ترین زلزله‌ها در طول تاریخ بشر قرار گرفته است. این رتبه‌بندی توسط آژانس زمین شناسی ایالات متحده صورت گرفته است. در طی این زمین‌لرزه شهر اردبیل که بزرگترین شهر شمال باختر ایران در آن زمان بود به طور کل با خاک یکسان شد و از بین رفت، این زمین‌لرزه به لحاظ تعداد تلفات و میزان خرابی‌ها به عنوان یکی از تراژدی‌های کل تاریخ بشریت محسوب می‌شود.

### ۲-۶-۱-۲- زمین لرزه تابستان ۱۵۹۳ میلادی سراب

از قدیمی‌ترین زمین‌لرزه‌های شناخته شده در استان اردبیل، زمین لرزه ۱۵۹۳ میلادی است که روز و ماه دقیق آن در منابع ذکر نشده است. این زمین لرزه با بزرگی  $M_s = 6.1$  و شدت VIII در بخش جنوبی اردبیل، شهر سراب را تحت تاثیر قرار داد. آسیب ناشی از این زمین‌لرزه در منطقه میانه نیز گسترش داشت و زمین لغزه دو روستا را در این منطقه نابود کرد.

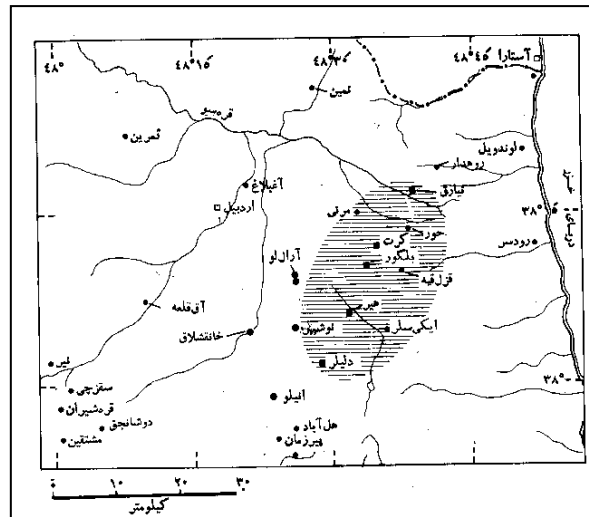
### ۲-۶-۱-۳- زمین لرزه ۱۳ مه ۱۸۴۴ میلادی سراب- گرمرود

در عصر دوشنبه ۱۳ مه زمین‌لرزه‌ای در آذربایجان شرقی، که بخش نسبتاً بزرگی از منطقه سراب و گرمرود را ویران کرد. در میانه روستاهای بسیاری به طور کامل ویران شد و تلفات فراوانی به بار آورد و نیمی از خود شهر میانه نیز ویران گشت. درباره گسترش دامنه آسیب‌ها در منطقه سراب و دره سنگور

داده‌ای در دست نیست اما در گرمرود و در جنوب شرقی در منطقه کاغذ کنان، آسیب‌ها شدید بود. منطقه آسیب دیده گستره بزرگی را در بر می‌گیرد

#### ۲-۶-۱-۴- زمین‌لرزه ۳۰ دسامبر ۱۸۶۳ میلادی هیر - اردبیل

زمین‌لرزه ویرانگری در شهرستان اردبیل رویداد که به ویژه به دهستان هیر آسیب رساند. در نیارق و کرت حدود ۵۰۰ نفر کشته شدند و روستای دلپلر به کلی ویران شد. نیمی از روستای هیر ویران شد و ۱۰۸ نفر در این روستا جان خود را از دست دادند. آرال لو و نوشهر نیز ویران شد. این زمین‌لرزه در تبریز هم احساس شد (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۸- نقشه پهنه زمین لرزه‌ای هیر- اردبیل برگرفته از کتاب تاریخ زمین لرزه‌های ایران

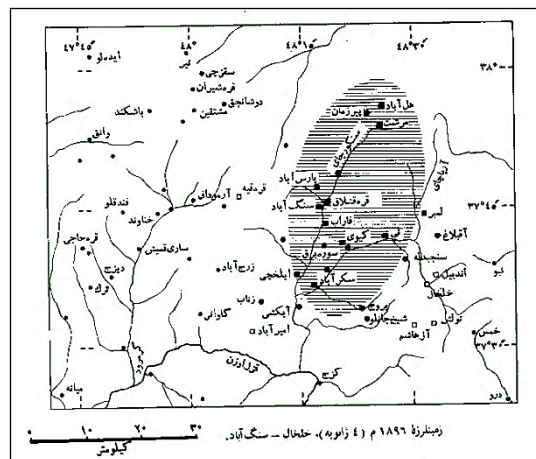
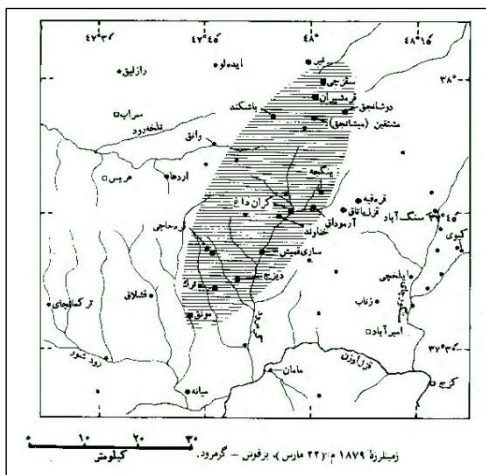
#### ۲-۶-۱-۵- زمین‌لرزه ۲۲ مارس ۱۸۷۹ میلادی بزقوش - گرمرود

در سپیده دم ۲۲ مارس زمین لرزه‌ای که چند دقیقه پیش از آن پیش لرزه‌ای روی داده بود بخش جنوب غربی منطقه اردبیل و ناحیه گرمرود را که در سال ۱۸۴۴ نیز به همین سرنوشت دچار شده بود، در هم کوبید. بین سقزچی، مونق در دامنه‌های جنوب شرقی کوه بزقوش و در امتداد گرمرود، همه روستاها به کلی ویران شدند، در منطقه ترک، دیزج، ینگجه این زمین‌لرزه، همراه با سنگ ریزش و زمین‌لغزش بود که بر میزان خرابی منطقه افزود و صدها نفر را به کشتن دادند. در مجموع بیش از بیست روستا به کلی ویران شد و پنجاه و چهار روستا به سختی آسیب دیدند همچنین دویست نفر و

۴۰۰۰ دام کشته شدند. بزرگی این زمین لرزه  $M_s = 6.5$  و شدت آن به حدی بود که در تبریز و رشت هم احساس شد (شکل ۲-۱۹).

### ۲-۱-۶-۶- زمین لرزه ۴ ژانویه ۱۸۹۶ میلادی خلخال - سنگ آباد

در شب ۲ ژانویه ۱۸۹۶ پیشلرزه ویرانگری در دهستان سنگ آباد خلخال، سنگ آباد و تقریباً همه روستاهای مسیر علیای سنگورچای تا پیرزمان و هل آباد را به طور کامل ویران کرد. در سنگ آباد ۳۰۰ تن جان خود را از دست دادند. دامنه آسیب‌ها عمدتاً به سوی شمال سنگ آباد گسترده بود. دو شب بعد از این زمین لرزه، زمین لرزه اصلی نه تنها روستاهایی که در اثر پیش لرزه آسیب دیده بودند، بلکه مناطق جنوبی تا پیوستگاه سنگورچای با آرپاچای را به کلی ویران کرد. کیوی به کلی ویران شد و روستاهای سکرآباد، لمبر، هل آباد و ایلخچی به کلی ویران شدند و ۱۱۰۰ نفر جان خود را از دست دادند. این زمین لرزه در قزوین، تهران و کرانه جنوب باختری خزر حس شد و در استراسبورگ و نیکولایف ثبت شد. این زمین لرزه با بزرگی  $M_s = 6.5$  یکی از بزرگترین زمین لرزه‌های تاریخی در پهنه استان اردبیل بود (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۹- نقشه پهنه زمین لرزه ای برگرفته از کتاب تاریخ زمین لرزه‌های ایران راست: زمین لرزه خلخال-سنگ آباد  
چپ: زمین لرزه برفوس - گرمود

## ۲-۷- زمین لرزه‌های دستگاهی

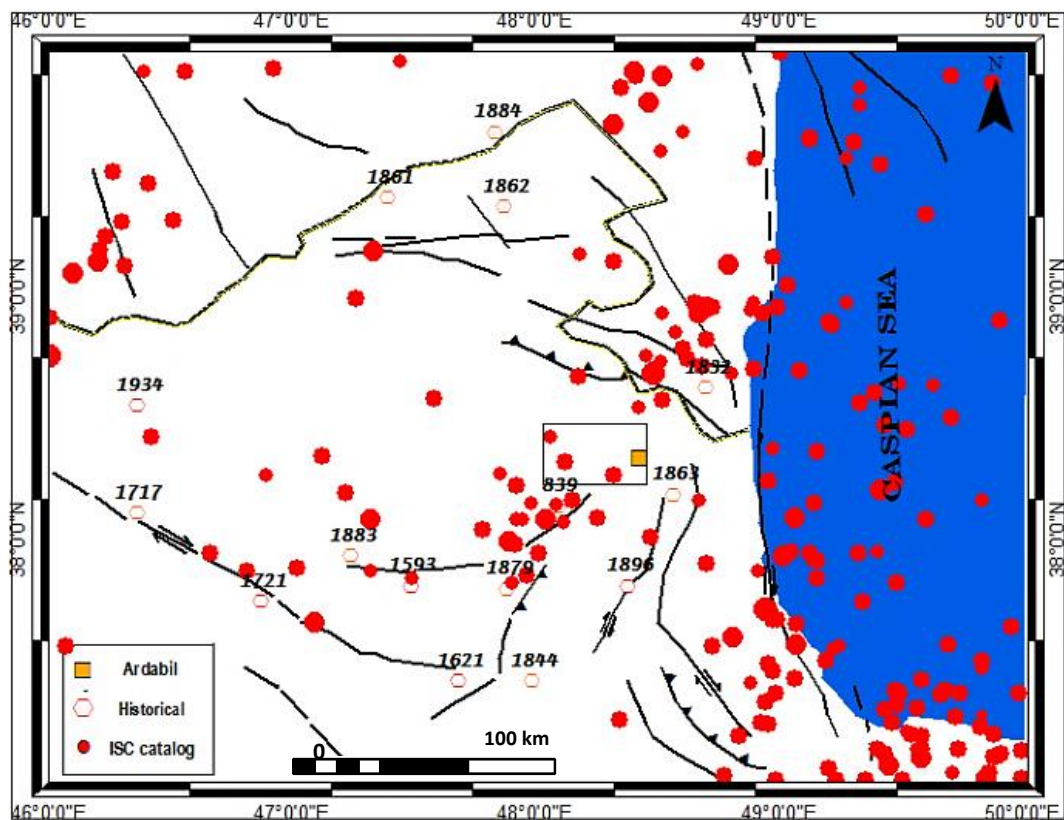
با شروع سده بیستم ثبت زمین لرزه‌ها به گونه‌ای اصولی آغاز گردید. این امر پس از چند دهه (از سال ۱۹۶۳ میلادی) منجر به ایجاد شبکه‌های لرزه‌نگاری و گزارش نسبتاً منظم پارامترهای سرچشمه زمین لرزه‌ها شد. در آغاز خطای ثبت زمین‌لرزه‌ها (به عنوان نمونه مکان‌یابی و مرکز زمین‌لرزه‌ها) زیاد بود و گاه تا ۵۰ کیلومتر می‌رسید. این خطا در دهه ۱۹۶۰ به ۱۵ کیلومتر و در دهه ۱۹۷۰ به ۱۰ کیلومتر کاهش یافت. مطالعات موردی زمین‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ نیز مجموعه ارزشمندی از داده‌ها را در اختیار پژوهشگران قرار داد. (شکل ۲-۲۰)

## ۲-۷-۱- زمین‌لرزه ۲۸ فوریه ۱۹۹۷ گلستان- اردبیل

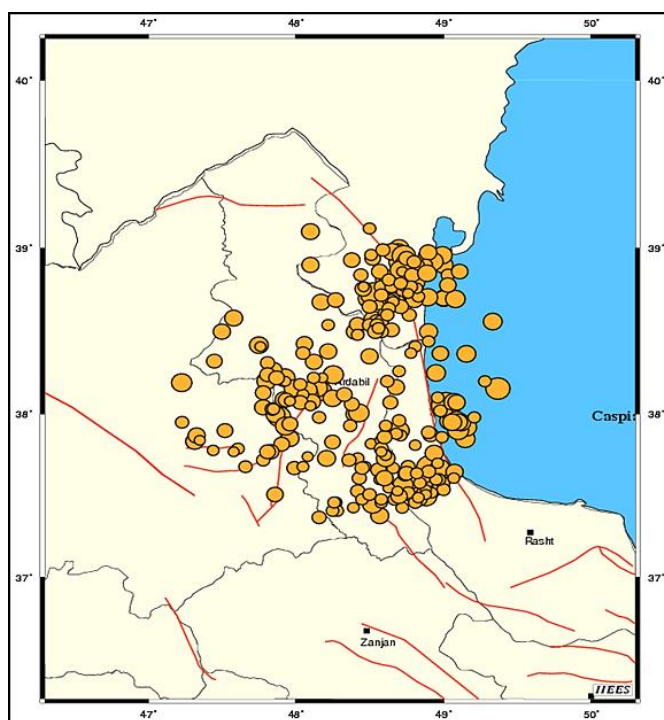
این زمین‌لرزه با بزرگی  $M_s = 5/5$  در ساعت ۱۶ و ۲۷ دقیقه و ۲۸ ثانیه به وقت محلی در شمال غربی ، ناحیه گلستان اردبیل به وقوع پیوست. سازمان زمین‌شناسی آمریکا رومرکز این زمین‌لرزه را در مختصات  $38^{\circ}07'5$  شمالی،  $48^{\circ}$  شرقی و ژرفای کانونی این زمین لرزه را حدود ۱۰ کیلومتر بر آورد کردند زمین‌لرزه مذکور ۱۱۰۰ نفر کشته و حدود ۲۵۰۰ نفر مجروح و ویرانی فراوانی در ۱۳۰ روستای تابعه استان بر جای گذاشته است این زمین‌لرزه چندین پس‌لرزه هم داشت که بزرگترین پس‌لرزه آن با بزرگی  $4/5$  دو روز بعد از زمین‌لرزه اصلی به وقوع پیوست.

در این بخش جهت رسیدن به دید کلی در مورد لرزه خیزی شمال غرب کشور برای زمین‌لرزه‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۴ با بزرگی ۴ تا ۷ که از کاتالوک ICS گردآوری شده است نقشه لرزه زمین ساخت تهیه شد. در (شکل ۲-۲۵) بر روی این نقشه محدوده مطالعاتی با کادر سیاه مشخص شده است. و در شکل ۲-۲۶ به شعاع ۱۰۰ متری محدوده سبلان زمین‌لرزه‌ها دستگاه مشخص شده است که میزان فعالیت لرزه‌خیزی منطقه را به خوبی نشان می‌دهد.





شکل ۲-۲۰- نقشه زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی شمال غرب کشور از ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴، محدوده مطالعاتی با کادرمربع مشخص شده است



شکل ۲-۲۱: نقشه توزیع رومرکز زلزله های رخ داده تا شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر اردبیل (زمین لرزه‌های شمال غرب کشور از ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴).



# فصل سوم

## ساختارهای زمین شناسی

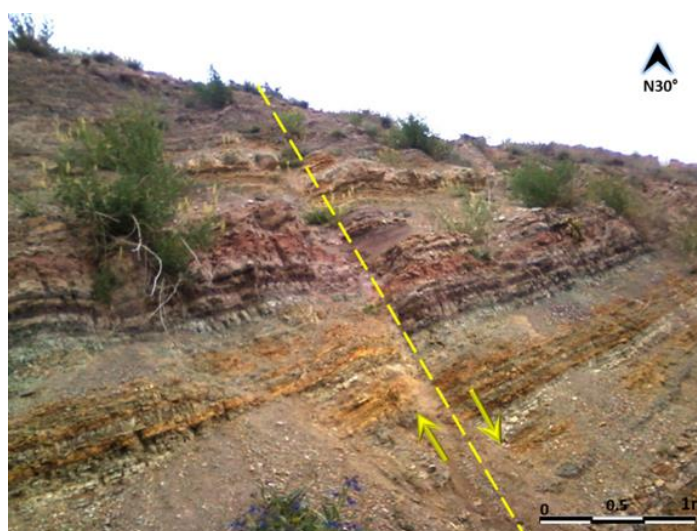
نیروهای ناشی از حرکات قطعات لیتوسفری در زمان‌های مختلف در بخش‌های مختلف پوسته، موجب ایجاد میدان‌های مختلف تنش و رخداد دگرریختی در سنگ‌ها می‌شود. بر حسب شرایطی قرارگیری سنگ‌ها و تنش‌های وارده، دگرریختی‌های مختلفی حاصل می‌شود و در نتیجه ساختارها و یا اشکال ساختمانی مختلفی شکل می‌گیرند. بنابراین، بررسی ساختارها و سیمای زمین، نحوه دگرریختی و تنش‌های وارده را نمایان می‌سازد. هدف از علم زمین‌شناسی ساختمانی مطالعه این دگرریختی‌ها و پی‌بردن به نحوه اعمال تنش در زمان‌های مختلف می‌باشد و مطالعات صحرایی در زمین‌شناسی ساختمانی، جهت مشاهده دگرریختی سنگ‌ها در سطح زمین می‌باشد. لذا باید ساختارهایی را شناسایی کرد که در اثر تنش‌های خاصی شکل می‌گیرند بعضی از محققان بر این باورند که الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند در این راستا عناصر ساختاری (چون گسل‌ها، درزه‌ها و چین‌ها) ابزاری مهم جهت شناخت الگوی تنش در هر ناحیه محسوب می‌گردند.

بررسی‌های زمین‌ساختی طی دو مرحله تحلیل کینماتیکی و دینامیکی برای تعیین جهت میدان تنش صورت می‌گیرد. در بررسی‌های کینماتیک به جنبش شناختی ساختارها پرداخته می‌شود و در پی آن در تحلیل دینامیکی جهت نیروهایی که عامل ایجاد کننده ساختارها و الگوی حرکتی هستند، شناسایی می‌شوند. بدین منظور از عناصر ساختاری مورد استفاده جهت تعیین راستای تنش اصلی در زمین شناسی می‌توان به گسل‌ها، درزه‌ها (کششی، برشی و پرمانند)، استیلولیت‌ها و چین‌خوردگی‌ها اشاره کرد. قابل ذکر است که در میان ساختارهای شکننده و شکل‌پذیر، ساختارهایی که در حالت شکننده تشکیل شده‌اند ابزار بهتری جهت تعیین راستای تنش‌های اصلی فراهم می‌آورند.

### ۳-۱- معرفی ابزارهای تعیین سازوکار حرکتی

گسل‌ها از مهم‌ترین ابزار برای تعیین جهت‌گیری میدان تنش هستند. بر پایه تعریف (Angelier, 1994)، گسل شکستگی است با دو بلوک جدا که جابجایی کلی در آن با چشم غیرمسلح دیده می‌شود و بیشتر جابه‌جایی در راستای موازی با سطح گسل انجام می‌شود. برای به دست آوردن

سوی حرکت بلوک های گسلی، بهترین راه پیدا کردن نشانگرهای جابه جایی<sup>۱</sup> است (شکل ۳-۱). اما در صورت نبود این نشانگرها، می توان با استفاده از نشانگرهای کینماتیک<sup>۲</sup> سوی برش را روی صفحه گسلی تشخیص داد. نشانگرهای کینماتیک مناظر ریخت شناسی در سطح گسل هستند که همزمان با کشیده شدن دو قطعه گسلی بر روی یکدیگر، در سطح گسل ایجاد می شوند و موازی با جهت لغزش گسل می باشند و به انواع متنوعی از قبیل، خراش های گسل، پله های گسل، خطواره های رشته ای ناشی از رشد فیبرهای کانیاپی، آثار خرده سنگی، حفره های نامتقارن، شکستگی های هلالی، شکستگی های ریدل تقسیم می شود.



شکل ۳-۱- جابجایی نسبی دو بلوک گسلی (گسل معکوس در سه راهی اردبیل - سرعین. دید عکس به سمت شمال خاور)

در مطالعات زمین شناسی ساختمانی نشانگرهای کینماتیکی تحت عنوان شاخص های ریخت شناسی سطح گسل تعریف می شوند که در طی فرایند کشیده شدن و سایش دو قطعه گسلی بر روی یکدیگر ایجاد می شوند. و تحت تأثیر رفتار مکانیکی سنگ، نوع سنگ و دخالت سطوح شکستگی های برشی و کششی نسبت به سطح گسل هستند. این امر سبب می شود شواهد کینماتیکی در واحدهای سنگی مختلف از نظر ریخت شناسی باهم تفاوت هایی داشته باشند. و بسته به شرایط مختلف و لیتولوژی های

<sup>۱</sup> offset markers

<sup>۲</sup> kinematic indicators

متفاوت به شکل‌های مختلف ظاهر شوند. به کارگیری روش‌های تجزیه و تحلیل این شاخص‌ها به محققین زمین‌شناسی کمک مؤثری در استنباط فرآیندهای حرکتی می‌نماید. از تاریخچه و پیشینه‌ی مطالعاتی این عناصر می‌توان به مطالعات ریدل (۱۹۲۹) به عنوان پیشگام در زمینه شکستگی‌های مرتبط با زون‌های برشی<sup>۱</sup> اشاره نمود. پتیت (۱۹۸۷) با مطالعه آثار حرکتی در کوه‌های آلپ مورکو، معتبرترین معیارهای نحوه تشخیص حرکت را دسته‌بندی شکستگی‌های مرتبط با گسل معرفی می‌نماید. دابلاس (Doblas, 1998) نیز طبقه‌بندی جدیدی از این شاخص‌ها را براساس ۱۶ معیار ارائه نموده است. و شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل را در ۱۱ گروه عمده از قبیل: نشانه‌های هلالی شکل<sup>۲</sup>، پله‌ها<sup>۳</sup>، شکستگی‌ها<sup>۴</sup>، ردیفی از ساختارهای مسطح متمایل<sup>۵</sup>، آثار اجسام برجای مانده<sup>۶</sup>، برجستگی‌های نامتقارن<sup>۷</sup>، عناصر تغییر شکل یافته<sup>۸</sup>، جهت کریستالوگرافی کانی‌شناسی<sup>۹</sup>، مناظر نامتقارن در سطح گسل<sup>۱۰</sup>، حفره‌های نامتقارن<sup>۱۱</sup>، چین‌های نامتقارن<sup>۱۲</sup> دسته‌بندی کرده است (شکل ۳-۲).

<sup>۱</sup> Ridel Shear

<sup>۲</sup> crescentic marking

<sup>۳</sup> steps

<sup>۴</sup> fractures

<sup>۵</sup> inclined planar structures

<sup>۶</sup> trailed material

<sup>۷</sup> Asymmetric elevations

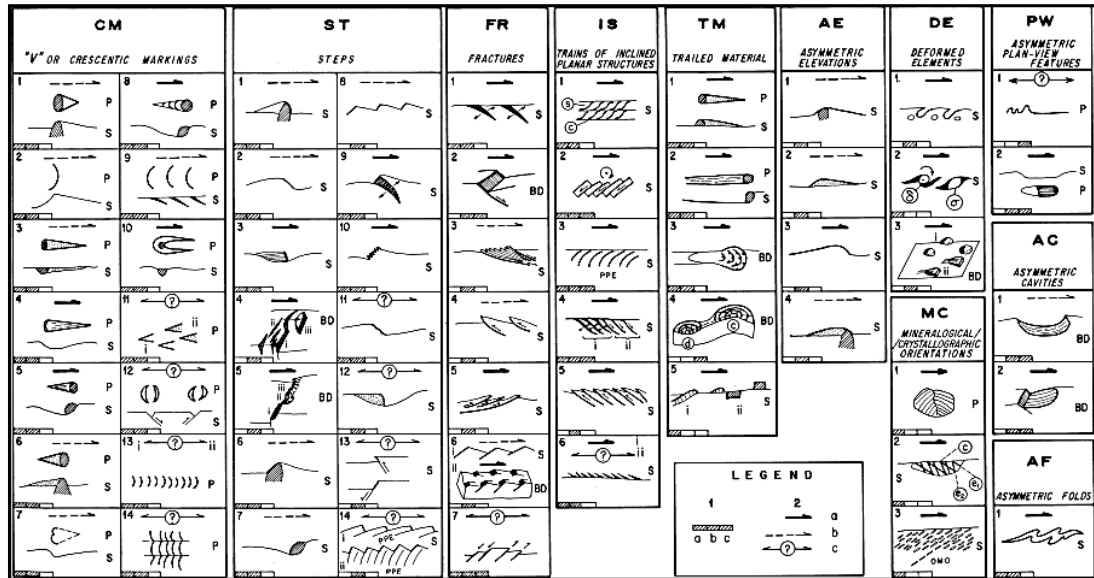
<sup>۸</sup> deformed elements

<sup>۹</sup> Asymmetric plan-view features

<sup>۱۰</sup> crystallographic/ mineralogical orientations

<sup>۱۱</sup> asymmetric cavities

<sup>۱۲</sup> asymmetric folds



شکل ۳-۲- طبقه‌بندی معیارهای حرکتی سطح گسل. بخش ۱ راهنما: معیارها در سه مقیاس میکروسکوپی a، ده‌ها میلی‌متر b، متری c تقسیم می‌شوند. بخش ۲ راهنما: میزان اعتبار داده‌ها را در سه مقیاس خوب a، متوسط b، بد c نمایش می‌دهد. همچنین دید تصویر به صورت بلوک دیاگرام (BD) چرخش کانی‌های مورب (OMO)، عناصر صفحه-ای قبلی (PPE)، نقشه (P)، و نیمرخ (S) مشخص می‌شود. (Doblas 1998)

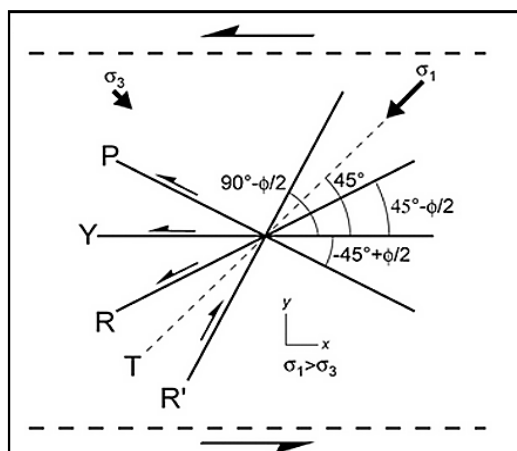
دابلز در سال ۱۹۹۸، نشانه‌های مورفولوژیک سطح گسل را به دو گروه معیار صافی مثبت و منفی تقسیم‌بندی نمود. طبق این تقسیم‌بندی در معیار صافی مثبت، با حرکت دست روی سطح گسل و در راستای این نشانه‌ها، سویی که دست با اصطکاک کمتری (لغزش راحت دست) حرکت می‌کند، موافق با جهت حرکت بلوک گم شده است ولی در معیار صافی منفی با حرکت دست بر روی سطح گسل و در راستای این نشانه‌ها، آن سویی که دست با اصطکاک کمتری حرکت می‌کند (راحت‌تر می‌لغزد) مخالف با جهت حرکت بلوک گم شده است. در این نوشتار سعی می‌شود طبقه‌بندی خلاصه شده و کاربردی برای شاخص‌های مورفولوژیک سطوح گسلی محدوده مطالعاتی ارائه شود در همین راستا مورفولوژی سطوح گسلش با سنگ میزبان آذرین و رسوبی مشاهده و اندازه‌گیری شد و با معیارهای معرفی شده در مقاله (Petit, 1987) و (Doblas, 1998) مورد مقایسه و تطبیق داده شود. با استنباط از این دو طبقه‌بندی، و با توجه به مشاهده مستقیم بیش از ۱۰۰ صفحه گسلی در واحدهای آذرین و رسوبی محدوده شرق سبلان، می‌توان شاخص‌های کینماتیکی سطوح لغزش گسلی را به دو

گروه شاخص‌های عمقی و شاخص‌های سطحی طبقه‌بندی کرد. شاخص‌های عمقی، گروهی از شاخص‌های ریخت‌شناسی هستند که در ارتباط با شکستگی‌های ثانویه بر روی سطوح گسلش ایجاد می‌شوند و در حجم سنگ نفوذ می‌کنند. تاثیر عوامل فرسایش بر روی این نشانه‌ها کمتر می‌باشد. بنابراین در سنگ‌های رسوبی و آذرین با درصد اطمینان بالاتری از آنها می‌توان جهت تعیین سازوکار حرکتی استفاده نمود. برشی‌های ریدل، پله‌ها، چین‌های نامتقارن، ردیفی از ساختارهای مسطح متمایل، حفره‌های نامتقارن، عناصر تغییر شکل یافته در این گروه جای می‌گیرند. نشانه‌های عمقی به وفور در سطوح گسله‌های دامنه شرقی سبلان یافت شدند. برای تعیین سازوکار حرکتی اکثر گسل‌ها از این نشانه‌ها استفاده شد. در مقابل شاخص‌های سطحی اشکالی از شاخص‌های کینماتیکی هستند که محدود به سطوح گسستگی می‌باشند و در حجم سنگ نفوذ ندارند. این اشکال در سطوح سنگ‌های رسوبی به وفور یافت می‌شوند. در سنگ‌های مارنی، شیلی و کنگلومراهای کواترنری این اشکال در دراز مدت ممکن است توسط عوامل فرسایش از بین بروند و یا حالت اولیه خود را حفظ نکنند به همین علت جهت تعیین سوی حرکت بلوک‌های گسلی نمی‌توان به آنها اطمینان کرد و در صورت نبود سایر نشانگرها نباید به این گونه نشانه‌ها اکتفا کرد. در سنگ‌های آذرین به علت استحکام بالای سنگ و مقاومت در برابر عوامل فرسایش، این نشانه‌ها می‌توانند قابل اطمینان‌تر از واحدهای رسوبی باشند. بنابراین به وجود آمدن و ماندگاری این اشکال تا حدود زیادی به لیتولوژی سنگ‌ها وابسته است. نشانه‌های هلالی شکل، آثار کشیده شدن مواد، برجستگی‌های نامتقارن، عناصر تغییر شکل یافته، جهت کریستالوگرافی / کانی‌شناسی و مناظر نامتقارن در سطح گسل از این قبیل نشانگرها هستند در مطالعه گسل‌های امتدادلغز دامنه شرقی سبلان، بسیاری از نشانه‌های سطحی سطوح لغزش گسلی یافت شدند. به علت فرسایش زیاد در این منطقه شماری از این آثار قابل اطمینان نیستند. در ادامه ضمن معرفی طبقه‌بندی صورت گرفته به معرفی نمونه‌های صحرائی یافت شده در منطقه مطالعاتی پرداخته می‌شود.



## ۳-۱-۱- ساختارهای مرتبط با برشی‌های ریدل

شکستگی‌ها یکی از بهترین شاخص‌ها جهت تعیین لغزش در زون‌های برشی می‌باشند که به صورت شکستگی‌های برشی یا کششی تشکیل می‌شوند. شکستگی‌های موسوم به برش‌های ریدل، اکثراً از پدیده‌های مربوط به گسل‌های راست‌الغز هستند شکستگی‌های ثانویه با زوایای خاصی نسبت به سطح گسل اصلی ساخته می‌شوند. اثر آنها بر خش خط‌های صفحه گسله عمود است. و در مواردی دارای خراش یا فاقد آن هستند. برشی‌های ریدل از جمله این شکستگی‌ها محسوب می‌شوند. برشی‌های ثانوی براساس اینکه نسبت به سطح اصلی گسل، با چه زوایای تشکیل می‌شوند و چه سازوکاری داشته باشند، نام‌های متفاوتی به خود می‌گیرند و به برشی‌های  $R$ ،  $R'$ ،  $P$  تقسیم می‌شوند (شکل ۳-۳) مقدار زاویه هر یک از این شکستگی‌ها با صفحه اصلی گسل، جهت تعیین سوی حرکت بلوک‌های گسلی به کار گرفته می‌شود. در زیر به تفصیل به هر یک از این شکستگی‌ها با ارائه نمونه‌های صحرائی پرداخته می‌شود.

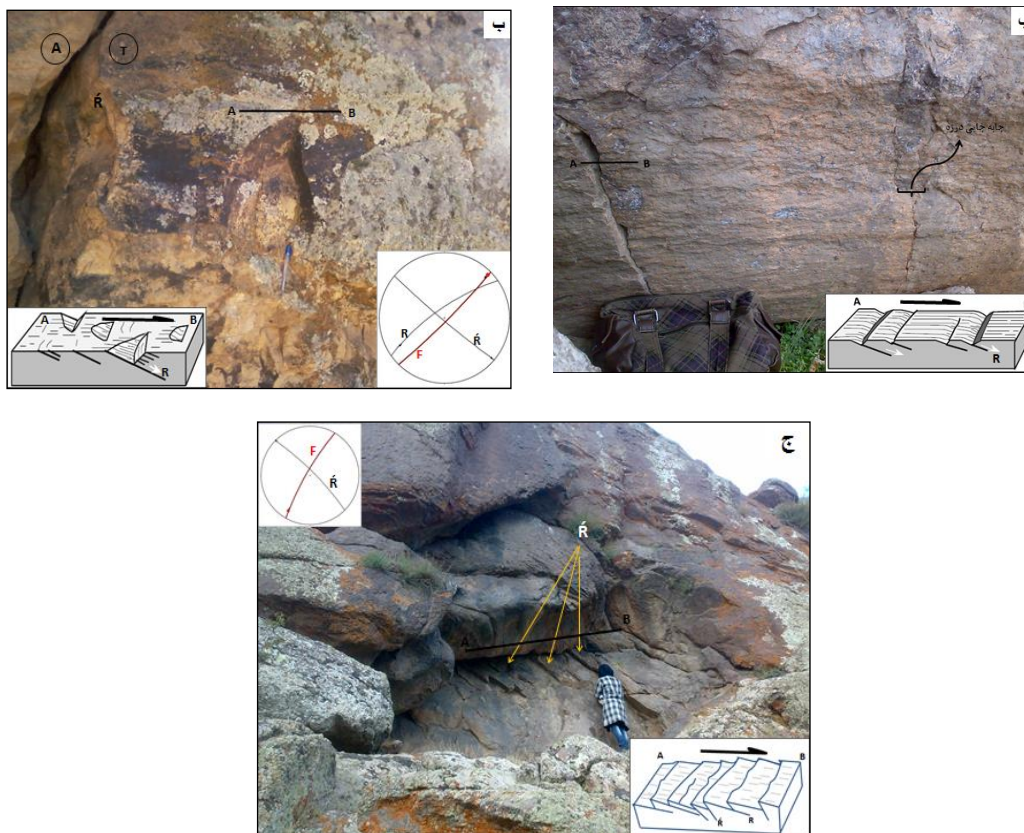


شکل ۳-۳- نقشه‌ای نمادین از ارتباط زوایای انواع برشی‌ها و شکستگی  $T$  نسبت به گسل اصلی

برشی‌های  $R$ 

این دسته از شکستگی‌ها، شکستگی‌های همسو با حرکت گسل هستند که با زاویه کوچک نسبت به گسل اصلی راست‌الغز (تقریباً 10 تا 20 درجه) به شکل ردیف‌های هم‌پوشان نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند و جزء نشانه‌های مثبت (پتیت، ۱۹۸۷) طبقه‌بندی می‌شوند بدین معنی که در شکستگی‌های  $R$  حرکت بلوک گم شده بر روی سطح گسل آسان است و با رسیدن به  $R$ ، سطح گسلی فرو می‌افتد

برشی‌های ثانویه R در سطح گسل ممکن است به صورت مخطط یا منحنی شکل یافت شوند در صورتی که به صورت مخطط مشاهده می‌شود به آنها برشی ثانویه نوع RM گفته می‌شود (شکل ۳-۴ الف). و در غیر این صورت این نوع برشی با سیمای منحنی شکل در سطح گسل ظاهر می‌شود. وقتی دو بلوک گسلی به موازات سطح لغزش در کنار یکدیگر می‌لغزند به دلیل اصطکاک بوجود آمده بین آنها یکسری کندگی‌های هلالی شکل در روی سطح گسل شکل می‌گیرد. در این شکستگی‌ها سمت شیب کمتر (و یا سمت تقعر) حفره‌های تو رفته و نامتقارن جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد (شکل ۳-۴ ب). در مواردی برشی‌های R در فاصله بسیار نزدیک به هم و به طور منظم بر روی سطح گسل تکرار می‌شوند و در اثر آن سطح گسل ظاهری مخطط و پله‌مانند به خود می‌گیرد. نظم مشاهده شده بر روی سطح گسل به دلیل همراه بودن شکستگی‌های R با برشی‌ها نوع R' بوده که باعث شده سطح اصلی گسل ظاهری مژرس و دندانه‌ای را نشان دهد (شکل ۳-۴ ج).



شکل ۳-۴: نمونه‌های صحرایی از برشی‌های R در محدوده مطالعاتی الف: اشکال هلالی شکل در واحد-های آذرآواری‌های محدوده ویلادره بر روی گسل ویلادره-اردی-موسی ب: برشی‌های نوع RM در واحدهای

آندزیتی در راستای گسل آلوارس در محدوده دره آلوارس چای ج: نمونه‌هایی صحرایی از الگوی برشی RO واحدهای آندزیتی بر روی گسل گوگور در محدوده آلوارس

### برشی‌های نوع R

برشی‌های نوع R' شکستگی‌های برشی ناهمسو (Antithetic) با حرکت گسل اصلی هستند که به طور متوسط با زاویه ۷۵ درجه نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. این شکستگی‌ها نسبت به سطح اصلی به صورت سدی در مسیر حرکت گسل نمایان می‌شود و در راستای بلوک گم شده حرکت به آسانی صورت نمی‌گیرد و جزء نشانه‌های منفی طبقه‌بندی می‌شوند (کوئلو، ۲۰۰۶)

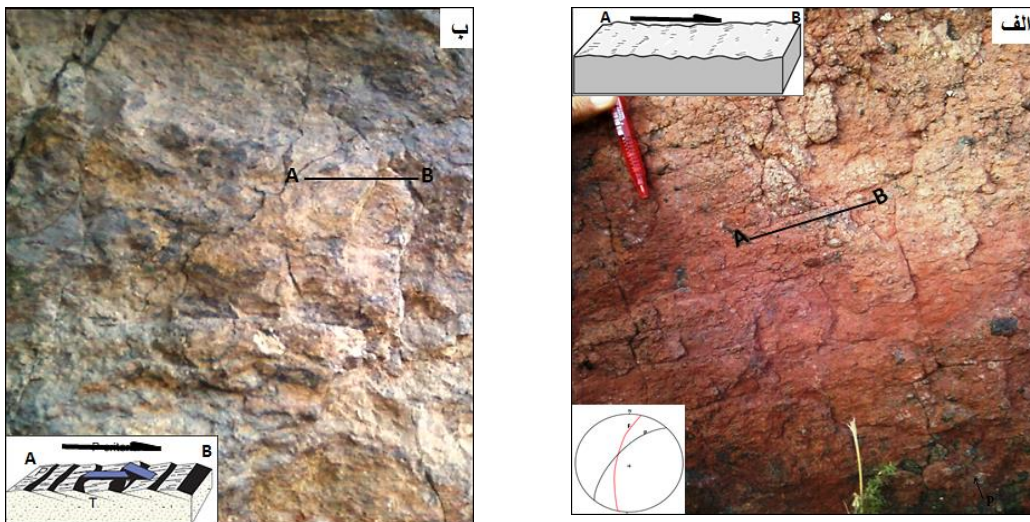
### برشی‌های نوع P

مجموعه شکستگی‌های برشی که زاویه  $45 - \phi/2$  پادساعتگرد با سطح گسل می‌سازند و با آن همسو هستند به عنوان شکستگی‌های P شناخته می‌شوند (شکل ۳-۵). در صورت ایجاد این شکستگی‌ها در سطح گسل، صفحه گسل به صورت ناقص دارای خط‌خش می‌باشند. ریخت‌شناسی این شکستگی‌ها بر روی سطح اصلی گسل مشابه عملکرد گسل‌های تراستی و یا معکوس کم زاویه می‌باشد (Fossne, 2010) شکستگی‌های P به دو صورت سطوح بدون خط‌خش که به میزان کم صیقلی شده و با شیب کم در سطح گسل دیده می‌شود (شکل ۳-۵ الف). صفحه‌هایی کم و بیش بدون خط‌خش که پله‌هایی کم ارتفاع را در جهت حرکت بلوک گم شده تشکیل می‌دهند. ترکیب دو سطح P و R سطح نامتقارنی عمود بر خراش گسلی تشکیل می‌دهد. که سطح R به صورت صیقلی و فاقد خط‌خش و سطح P به صورت خشن و دارای خط‌خش است (شکل ۳-۵ ب).

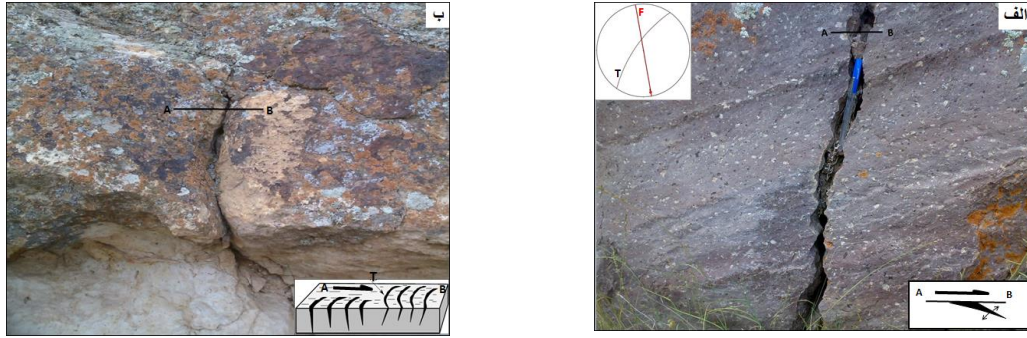
اهمیت برشی‌های ریدل از میان شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل در آن است که این شکستگی‌ها به دلیل دارا بودن نظم هندسی بهتر، در مرحله شناسائی و تشخیص سمت حرکت توسط آنان، کارآمدی بهتری در مقایسه با سایر عوامل دارند. این شاخص‌ها به سبب این که در حجم سنگ نفوذ دارند در خصوص گسل‌های نوزمین‌ساختی به دلیل عدم فرسایش نسبت به سایر شاخص‌ها، از اطمینان بیشتری برخوردار هستند.

### ۳-۱-۲- شکستگی‌های کششی

این شکستگی‌ها به صورت شکاف‌های کششی می‌باشند. به طور معمول توسط کانی‌های ثانویه همانند کوارتز پر می‌شوند (Fossne, 2010) و بر روی سطح گسل به صورت یک خط می‌باشد که حاصل از تقاطع سطح لغزش و سطح شکستگی است و هیچ‌گونه آثار حرکتی بر روی آنها ثبت نمی‌شود. اثر شکستگی کششی در سطح گسل شکاف‌های کششی معمولاً به دو صورت مستقیم یا هلالی در سطح گسل ظاهر می‌شوند. شکستگی‌های T بهترین معیارهای ریخت‌شناسی بر روی سطح گسل هستند که به طور معمول با سطح گسل زاویه‌ای در حدود ۳۰ تا ۹۰ درجه می‌سازد (Petit, 1987) تلاقی این شکستگی‌ها با سطح گسل گوه‌ای ایجاد می‌کنند که نوک آن، خلاف جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد (شکل ۳-۶ الف). گاهی اوقات تقاطع این شکستگی‌ها بر روی سطح گسل به سیمای منحنی شکلی رخنمون می‌یابد در این صورت شکستگی با سطح گسل زاویه ۹۰ درجه را تشکیل می‌دهد. جهت تقعر این شکستگی‌ها به جهت لغزش بلوک گم شده اشاره دارد. به طوری که سوی تحدب این شکستگی‌ها در خلاف جهت حرکت بلوک گم شده است (شکل ۳-۶ ب).



شکل ۳-۵: نمونه‌های صحرایی از برشی‌های P در محدوده مطالعاتی الف: نمونه‌هایی صحرایی از الگوی برشی P برش‌های ولکانیک بر روی سطح گسل در محدوده جمایران ب: برشی‌های نوع P در صفحه گسلی محدوده ویلادره در واحدهای آذرآوری

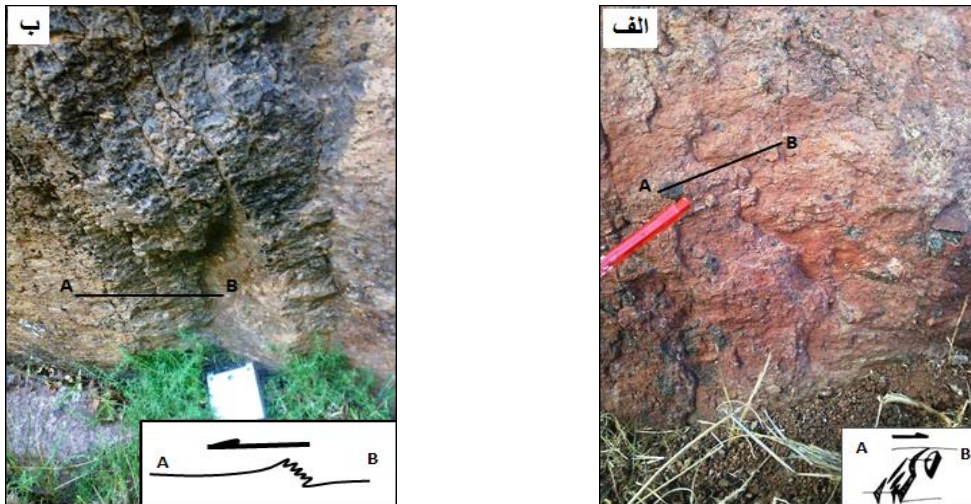


شکل ۳-۶: نمونه‌های صحرایی از شکستگی‌های کششی T در محدوده مطالعاتی الف: نمونه صحرایی از الگوی شکستگی کششی T در گسلش مجدوده آوارس در واحدهای ب: شکستگی T هلال شکل در صفحه گسل سرعین در واحدهای ماسه سنگی

### ۳-۱-۳- پله‌ها

پله‌های گسلی یکی از معمول‌ترین برجستگی‌های روی سطوح لغزشی هستند که به صورت خطی و تیز و تقریباً عمود بر خراش‌های گسلی قرار می‌گیرند. منظره‌ای پله‌مانند در سطح گسل بویژه بر روی فرودیواره گسل‌های شیب‌لغز ایجاد می‌کنند. لمس صاف این برجستگی‌های پله مانند جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد که، در این صورت آن را معیار صافی مثبت (Angelier, 1994) یا پله-های سازگار (Norris and Barron, 1969) می‌نامند (شکل ۳-۷ الف). اما در مواردی پله‌های گسلی در خلاف جهت حرکت بلوک گم شده قرار می‌گیرند و ناظر در صورت لمس این دست از پله‌های گسلی احساس زبری می‌کند که به اصطلاح به آن پله‌های ناسازگار (Norris and Barron, 1969) یا معیار صافی منفی (Angelier, 1994) اطلاق می‌شود (شکل ۳-۷ ب). پله‌های بازدارنده معمولاً در محل انحلال حفره‌ای قرار دارند که اگر بر سطح گسل عمود باشند به صورت استیلولیت کوچک ظاهر می‌شوند (Marshak and Mitra, 1986).





شکل ۳-۷: نمونه‌های صحرایی از پله‌های گسلی در محدوده مطالعاتی الف: پله گسلی سازگار در صفحه گسلی بالای روستای خلج در برش‌های ولکانیک ائوسن، ب: پله گسلی ناسازگار در صفحه گسلی در محدوده ویلادره در واحد-های آذرین کواترنری

### ۳-۱-۴- عناصر تغییر شکل یافته

در این نوع دگرشکلی مجموعه‌ای از عناصر سطح گسل در اثر جابجایی بلوک‌های گسلی، تغییر شکل پیدا می‌کنند. برای مثال، کشیده شدن دهنه حفرات موجود در سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی متخلخل نوعی از این دگرشکلی است معمولاً در بدنه سنگ‌های آتشفشانی حفرات خروج گاز وجود دارد این حفرات به شکل تو خالی در توده سنگ بلوک گم شده کشیده می‌شود این پدیده یکی از معیارهای نادر و با درصد قابلیت اطمینان بالا جهت تعیین سوی حرکت بلوک‌های گسلی است. در محدوده مطالعاتی گسل خوردگی گدازه‌های آتشفشانی بازالتی در مسیر گسل نیر قینرچه سبب جابجایی دهنه حفرات خروج گاز شده است که در شکل (شکل ۳-۸ الف) نمونه صحرایی از تغییر شکل حباب آتشفشانی به تصویر کشیده شده است.

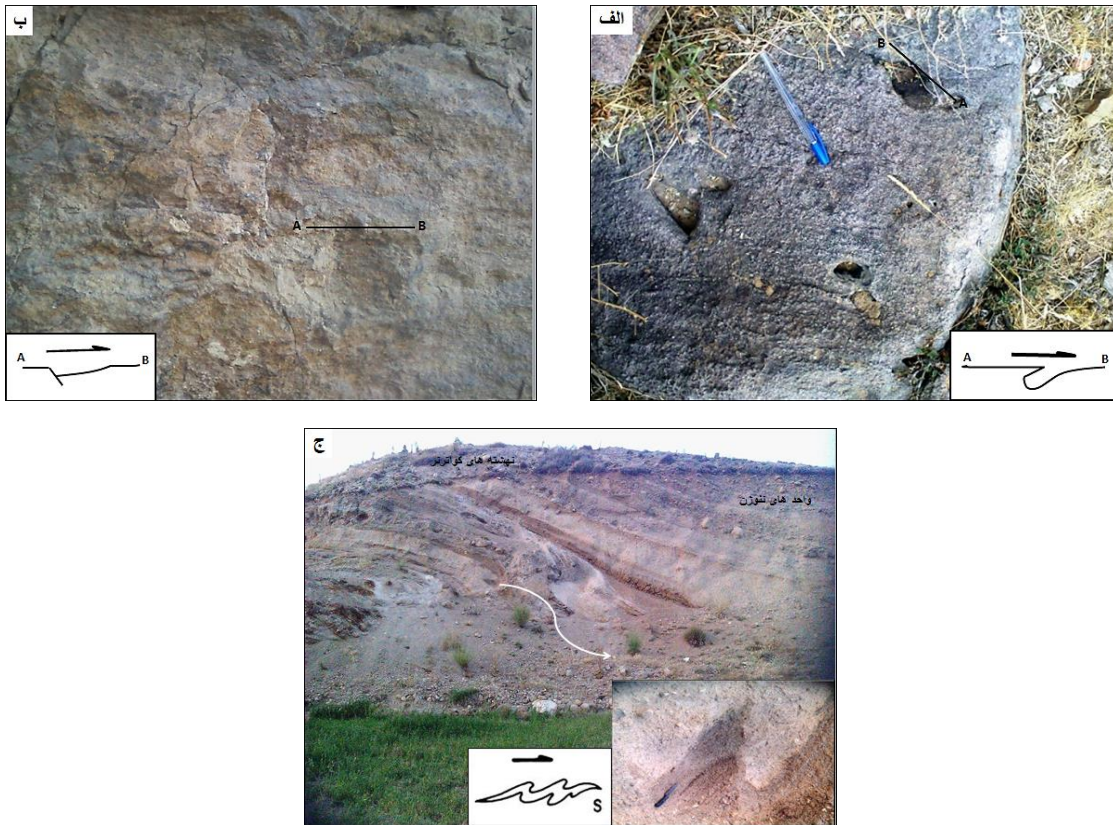
### ۳-۱-۵- حفره‌های نامتقارن

در طبقه‌بندی دبلاس (۱۹۹۸) یکی از نشانه‌های حرکتی معتبر وجود حفره‌های نامتقارن بر روی سطح گسل است این حفرات معمولاً با شکستگی در سطح گسل همراه هستند. لذا به سبب ایجاد این شکستگی در حجم سنگ نفوذ می‌کنند و در گروه نشانه‌های عمقی قرار می‌گیرند. حفره‌های نامتقارن از دو بخش پر شیب و کم شیب تشکیل شده‌اند که معمولاً در دیواره آزاد و درگیر دارای خراش

هستند. در این نشانه‌ها خلاف جهت شیب کم پله جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد. این گونه حفرات به تعداد زیاد در سطوح گسلی، گسل‌های محدوده مطالعاتی یافت شده‌اند نمونه‌هایی از این اشکال در واحدهای آذرآواری در محدوده ویلادره (شکل ۳-۸-ب) به نمایش گذاشته شده است.

### ۳-۱-۶- چین‌های نامتقارن

چین‌های نامتقارن یکی از بهترین معیارهای تشخیص سازوکار حرکتی به شمار می‌رود این ساختار در سنگ‌های رسوبی شکل‌پذیر تشکیل می‌شود جهت دوران سطح محوری این چین‌ها از حالت قائم به مایل سوی حرکت گسل را نشان می‌دهد. این شاخص از جمله شاخص‌های عمقی است و دگرشکلی ایجاد شده به بهترین شکل جهت جابجایی را ثبت می‌کنند (شکل ۳-۸-ج).



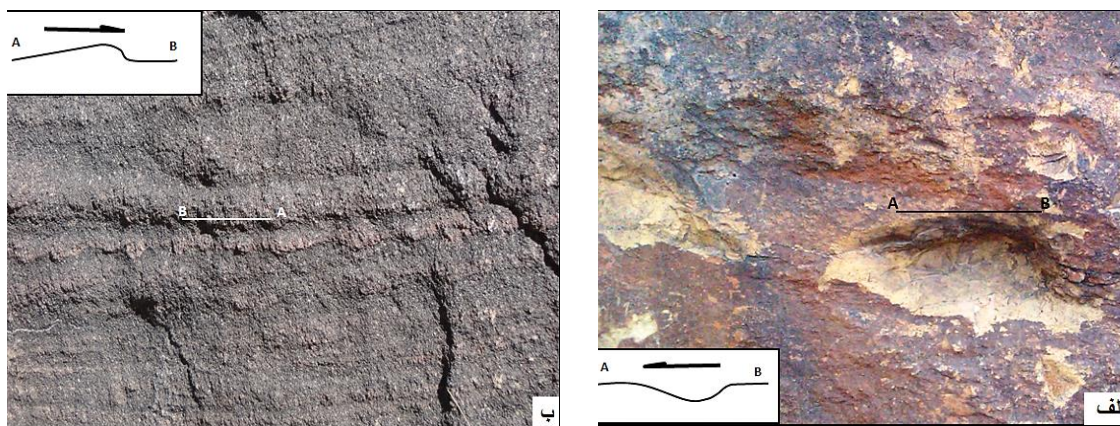
شکل ۳-۸: الف: حفره نامتقارن در واحدها بازالتی اوایل کواترنردر راستای گسل قینرجه ، ب: نمونه‌ای از حفره نامتقارن در صفحه گسلی در محدوده گلستان در واحدهای آذرآواری پلیوسن، ج: نمونه‌ای از چین نامتقارن در واحد-های سست پلیوسن

### ۳-۱-۷- نشانه‌های V شکل

یک گروه بزرگ از ۱۱ گروه شاخص‌های ریخت شناسی سطح لغزش در طبقه بندی دبلاس (۱۹۹۸) نشانه‌های V شکل یا هلالی شکل می باشد. در این گروه ۱۴ شاخص از ۶۱ معیار دبلاس معرفی شده است این شاخص جزء نشانه‌های سطحی هستند و ممکن است به مرور زمان تحت تاثیر عوامل فرسایشی از بین بروند. در مواردی نیز این شاخص‌ها مشابه با اشکال ایجاد شده توسط عوامل فرسایشی هستند لذا در به کار گیری این شاخص‌ها باید با احتیاط عمل کرد. به طور کلی زاویه حاده این نشانه‌ها یا نوک V در جهت یا خلاف جهت بلوک گم شده قرار می‌گیرد. یک نمونه از این ساختار-ها که به شکل کنده نامتقارن در نتیجه برشی شدن دانه‌ها در صفحات گسلی ایجاد می‌شود، زاویه حاده یا نوک ساختار V شکل ایجاد شده سوی حرکت بلوک‌های گسلی را نشان می‌دهد. نمونه از این مورد در واحد-های آذرآواری محدوده مطالعاتی در شکل (۳-۹ الف) آورده شده است.

### ۳-۱-۸- برجستگی‌های نامتقارن

این شاخص‌ها به صورت ارتفاعات برجسته در سطح گسل به شکل ریپل‌مارک ظاهر می‌شوند، و معمولاً عمود بر سطح گسل و در جهت حرکت بلوک گم شده ایجاد می‌شوند. شیب تند ریپل‌های ایجاد شده در راستای حرکت بلوک گم شده قرار می‌گیرد. در طبقه بندی دبلاس (۱۹۹۸) ۴ شاخص برای این گروه معرفی شده است که از بین آنها یک نمونه جزء شاخص‌های معتبر و قابل اطمینان برای تشخیص سوی حرکت بلوک‌های گسلی رده‌بندی می‌شود. در محدوده مطالعاتی نمونه از این شاخص در واحدهای بازالتی کواترنری بر روی گسل قونور سویی در شکل (۳-۹ ب) آورده شده است.





شکل ۳-۹: الف: نشانه‌های V شکل در واحدها آذرآواری در محدوده ویلادره، ب: نمونه‌ای از برجستگی نامتقارن در صفحه گسلی در واحدهای محدوده فوتورسویی در واحدهای آذرآواری پلیوسن

در میان نشانه‌های معرفی شده برای ریخت‌شناسی سطوح گسلش تعداد زیادی دارای درصد اعتبار متوسط و بد هستند و بر روی صفحه‌های گسلی محدوده مطالعاتی قابل تشخیص نیستند و در صورت یافت شدن مشابه اثرات فرسایشی هستند و عملاً جهت تشخیص سازوکار حرکتی گسل‌های منطقه نمی‌توان به آنها اطمینان کرد. در مقابل یک سری از نشانگرها از قبیل شکستگی‌ها (برشی‌های ریدل)، پله‌ها و کنده‌ها و برآمدگی‌های سطوح گسلی به وفور در صفحات گسلی منطقه یافت شدند و از جمله ابزارهای بسیار کارآمد در تشخیص سازوکارهای حرکتی هستند. بنابراین می‌توان گفت که معدودی از ساختارهای مشخص شده در این طبقه‌بندی جهت تشخیص راستای حرکتی در سطوح لغزشی گسل-های امتدادلغز شرق سبلان به کار گرفته شدند. همچنین مطالعات صورت گرفته بر روی نشانگرهای کینماتیکی سطوح گسل موجود در سنگ‌های آذرین و رسوبی ناحیه شرق سبلان نشان می‌دهد که ساختارهای عمقی و سطحی در هر دو گروه سنگی ایجاد می‌شود. در سنگ‌های آذرین تعداد نشانه-های کمتر، و در عین حال قابل اطمینان‌تری یافت می‌شود. همچنین برای تشخیص سازوکار حرکتی بهتر است از چندین نشانه استفاده شود و نشانه‌های سطحی در این مورد از درصد اطمینان کمتری برخوردار هستند. در سطوح لغزش گسلی محدوده مطالعاتی تمامی معیارهای معرفی شده در طبقه-بندی دابلاس یافت نشدند و در صورت یافت شدن برای تشخیص سازوکار حرکتی قابل اطمینان نبودند.

علاوه بر گسل‌ها که از مهمترین ابزارها برای تحلیل تنش دیرین هستند تعداد از ساختارهای مرتبط با درزه‌ها و چین‌خوردگی‌ها مانند: درزه‌های پرماند، درزه‌های مزدوج، درزه‌های کششی و استیلولیت از مهم‌ترین ساختارها برای تعیین میدان تنش هستند که موقعیت محور  $\sigma_1$  را نشان می‌دهند. از این رو در کنار داده‌های سطوح لغزش گسلی می‌توانند برای تعیین میدان تنش منطقه به کار گرفته شوند.

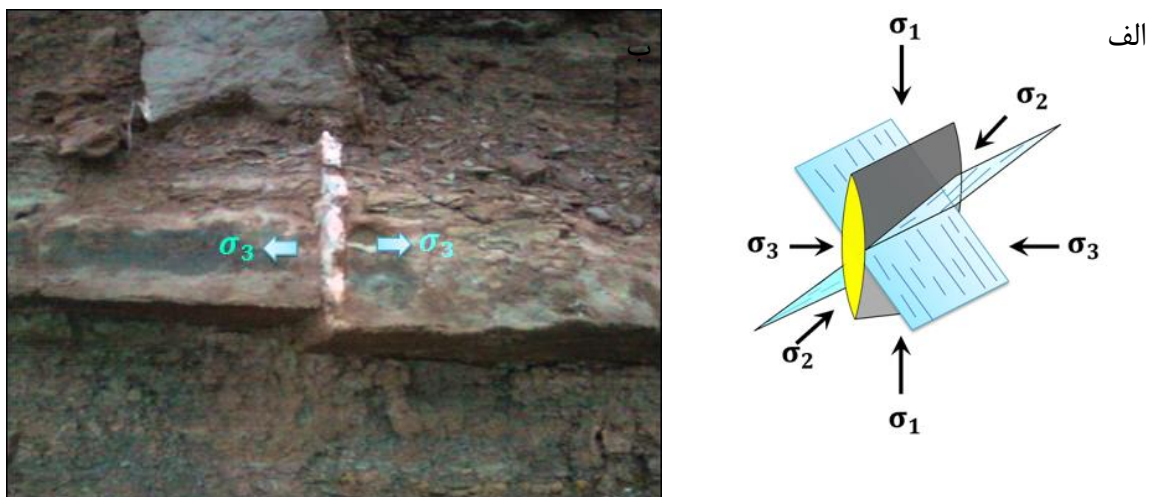
در ادامه به طور خلاصه به بحث پیرامون این ساختارها همراه با نمونه‌های یافت شده از محدوده مطالعاتی می‌پردازیم.

### ۳-۲-۱- درزه

شکستگی سطحی است که در آن، سنگ چسبندگی خود را از دست داده است. شکستگی‌ها به انواع مختلفی از جمله درزه‌های کششی و مزدوج تقسیم می‌شوند.

### ۳-۲-۱-۱- درزه‌های کششی<sup>۱</sup>

بعضی از درزه‌ها در حوالی چین‌ها و عمود بر محور چین تشکیل می‌شوند. این درزه‌ها را می‌توان به عنوان درزه‌های کششی در نظر گرفت. هنگامی که طبقات در امتداد عمود بر محور چین تحت فشار قرار گرفته و چین‌ها را به وجود می‌آورند، در امتداد محور چین تحت کشش واقع می‌شوند، بنابراین در امتداد عمود بر محور چین و موازی با  $\sigma_1$ ، درزه‌های کششی به وجود می‌آید. درزه‌های کششی عمود بر  $\sigma_3$  و به موازات  $\sigma_1$  تشکیل می‌شوند (شکل ۳-۱۰).

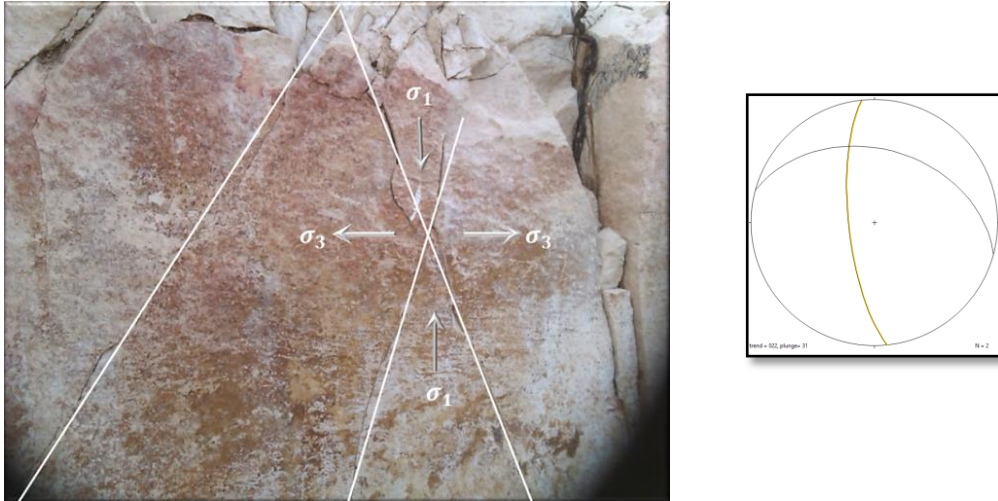


شکل ۳-۱۰- الف- نمایی شماتیک از درزه کششی پر شده ب- درزه کششی پر شده با کلسیت در واحد‌های نئوژن - سه راهی اردبیل- سرعین (دید عکس به سمت باختر)

<sup>۱</sup> Tention Joint

### ۳-۲-۱-۲-۳- درزه های مزدوج<sup>۱</sup>

در این شکستگی ها محل تلاقی دو صفحه شکستگی منطبق با محور  $\sigma_2$  بوده و در راستای آن کشیدگی صفر است و به عبارت دیگر تنش اصلی متوسط روی سطح گسل عمود بر خزش لغز واقع است. تنش  $\sigma_1$  زاویه حاده بردارهای لغزش روی این گونه شکستگی ها است (شکل ۳-۱۱).

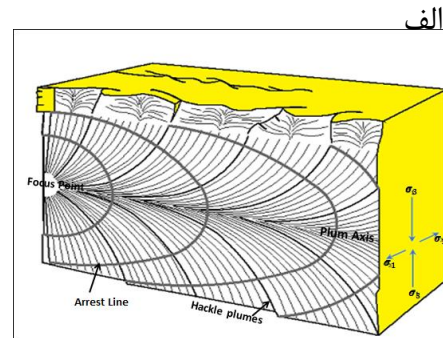
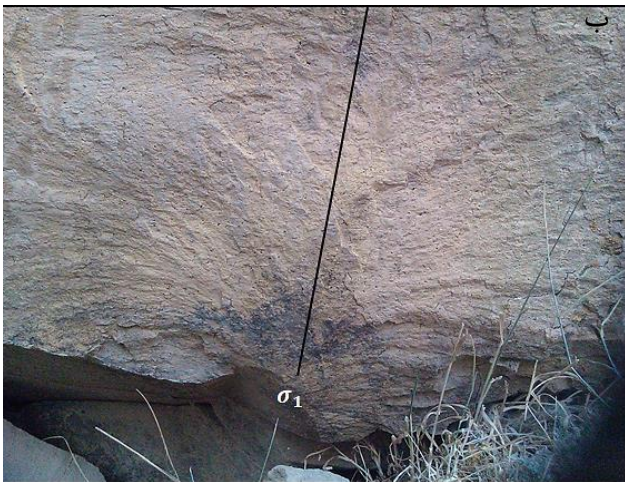


شکل ۳-۱۱- درزه های مزدوج اندازه گیری شده در ایستگاه ویلادره به همراه استریوگرام موقعیت دو شکستگی (دید عکس به سمت شمال خاور)

### ۳-۲-۱-۲-۳- درزه های پرماند

این نوع درزه بویژه در سنگ های کاملاً سخت (شکننده)، همگن و ریز دانه گسترش می یابند. نشانه های پرماند با زاویه ۳۰ تا ۳۵ درجه از محور مرکزی منشعب شده و به تدریج و در نزدیکی حاشیه به حدود ۷۵ درجه می رسد. این وضعیت حالت پرماند به سطح شکستگی ها می دهد. جهت انتشار بازشدگی شکستگی ها مخالف جهت نوک V شکل نشانه های پرماند است. نوک V به طرف نقطه ای در سنگ است که شکستگی از آنجا منشأ گرفته است. الگوهای پرماند از ویژگی های ریز شکستگی منظم است که به وسیله امواج تنش در حال پیشروی با سرعت زیاد منتشر می شود. این درزه ها در اثر عملکرد زوج نیروهای کششی در طرفین سطح گسل و با زاویه حاده ای نسبت به آن تشکیل می شوند. نوک زاویه حاده این شکستگی جهت حرکت گسل و محور پر جهت  $\sigma_1$  را نشان می دهد (شکل ۳-۱۲).

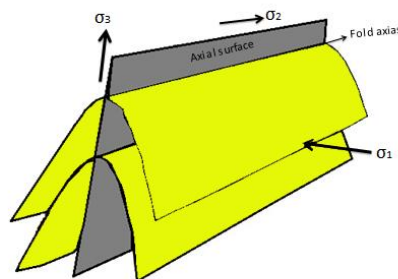
<sup>۱</sup>Conjocate joints



شکل ۳-۱۲-الف- نمایی شماتیک از درزه پر مانند، ب: نمونه ای از درزه پر مانند در محدوده ویلادره (دید عکس به سمت شمال خاور)

### ۳-۳- چین خوردگی‌ها

چین‌ها از بهترین نمونه‌های دگرریختی نرم در سنگ‌ها هستند؛ که نتیجه دگرریختی اولیه و یا دگرریختی تکتونیکی می‌باشند (Marshak S. et al, 1988). در بررسی شکل و هندسه چین‌ها و ساختارهای همراه با آن می‌توان به شواهد خوبی از جهت و شدت نسبی نیروهای زمین‌ساختی بوجود آورنده آنها در زمان شکل‌گیری و تکاملشان بدست آورد. در چین‌های خمشی یا حقیقی، خطی که عمود بر سطح محوری چین قرار می‌گیرد محور فشردگی به وجود آورنده چین است و با محور تنش بیشینه  $\sigma_1$  هم‌خوانی دارد (شکل ۳-۱۳). مطالعه ساختار ظاهری چین‌ها اطلاعاتی در مورد زمان کرنش بدست نمی‌دهد بلکه تنها نشانگر کرنش نهایی است.



شکل ۳-۱۳- نحوه قرار گیری محورهای استرس در چین‌ها

### ۳-۳-۱- چین‌های کشان

در برخی موارد در نزدیکی سطح گسل به سبب حرکت بلوک مقابل لایه بندی در جهت حرکت گسل خم می‌شود. این ساختارها چین‌های کشان نامیده می‌شوند و در حالتی تشکیل می‌گردند که اثر لایه بندی با راستای بردار لغزش گسل، زاویه زیادی داشته باشد (Twiss and Moores, 2002) (شکل-های ۳-۱۴). این ساختارها یکی از بهترین شواهد تعیین سازوکار گسل‌ها هستند و در اثر پویایی هر سه گونه اصلی گسل‌ها ایجاد می‌شوند. در این ساختارها جهت تقعر چین جهت حرکت را نشان می‌دهد. این نوع چین‌ها دارای ویژگی‌های زیر می‌باشد:

۱- تصویر سیکلوگرافیک خط لولا بر روی سطح گسل منطبق می‌باشد.

۲- خش‌لغز عمود بر لولای چین می‌باشد.

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



شکل ۳-۱۴ - چین کشان تشکیل شده در واحدهای نئوژن، الف- ترانشه جاده اردبیل- سراب (دید عکس به سمت شمال) ب- چین کشان تشکیل شده در واحدهای نئوژن، ترانشه جاده اردبیل- سراب (دید عکس به سمت شمال)



# فصل چهارم

## روش‌های تعیین تنش دیرین



بازسازی تنش دیرین در واقع تحلیل دینامیکی و کینماتیکی ساختارهای روی زمین است. این روش، شرایط بازسازی تنش دیرین را فراهم می‌سازد. محاسبه تنش در زمین شناسی ساختاری نقش بزرگی در پژوهش‌های ساختارهای شکننده ایفا می‌کند. روش‌های متفاوتی برای جدایش و محاسبه تنسورهای تنش از داده‌های لغزش گسلی ناهمگن وجود دارد که نتیجه همه این روش‌ها پی بردن به تنش‌های اولیه است (Brunier, 1974; Angelier, 1979; Etchecopar, 1981; Gephart 1984; Lisle, 1987; Fry, 1999). با مطالعه ساختارهای مختلف زمین شناسی برجای مانده از تنش‌های زمین ساختی، تنش‌های مسبب شکل‌گیری این ساختارها شناسایی می‌گردند.

#### ۴-۱- تاریخچه تعیین تنش

تعیین جهات تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و بردار لغزش روی آنها، به طور اساسی پس از تئوری (Anderson, 1942) شکل گرفت. اصول اولیه لغزش روی یک گسل با جهت‌گیری دلخواه در یک میدان تنش را (Wallace, 1951) و (Bott, 1959) فرمول‌نویسی کردند. بر اساس فرضیات (Boot, 1959) لغزش روی هر صفحه گسل در امتداد تنش برشی بیشینه اتفاق می‌افتد. به این ترتیب بازسازی تنش دیرین و تحولات میدان تنش به کمک روش برگشتی در توده‌های سنگی که در شرایط شکننده دگرشکل شده‌اند در دهه ۱۹۷۰ پایه بسیاری از مطالعات زمین ساختی قرار گرفت (Carey & Brunnier, 1974; Angelier, 1975; Angelier, 1978). برای وارون‌سازی تنش استفاده کردند. آنها این فرض را اضافه کردند که حرکت نشان داده شده مربوط به همهٔ شیارها یا خش‌لغزهای ناشی از لغزش صفحات گسلی، با یک تانسور مشترک منفرد ایجاد شده است. تحلیل آنها را تعدادی از مولفان (Angelier, 1979; Etchecopar, 1981; Angelier, 1984; Angelier, 1990; Lisle, 1987) توسعه و بسط دادند.

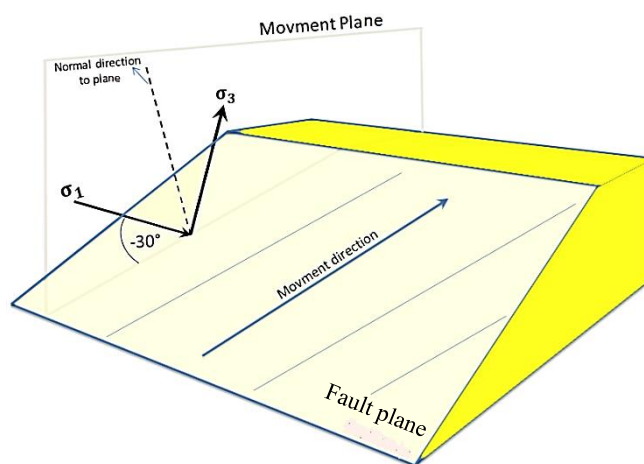
Mercier et al. (1979) با بهره گرفتن از روش برگشتی در ابعاد منطقه‌ای به تحلیل نو زمین ساخت کشور یونان پرداختند. در دهه ۱۹۸۰، این روش تحول بیشتری یافت و به صورت یکی از روش‌های مهم مطالعات زمین‌ساختی، مورد استفاده زمین شناسان فرانسوی قرار گرفت. از این دهه به بعد،



شاهد دو گونه رویکرد هستیم که این روش را اساس مطالعات خود قرار می دهند. اولین گروه به سرپرستی Mercier در دانشگاه پاریس جنوبی، با بهره گیری از برنامه رایانه ای که برای اولین بار برای محاسبه تنسور تنش (Carey & Brunner, 1974) انجام گرفته بود، موضوع نوزمین ساخت را سرلوحه کار خود قرار دادند. در مقابل این گروه، دانشگاه پی.یر و ماری-کوری به سرپرستی Angelier به دنبال مفهوم ژئودینامیکی این روش بر آمدند و تحولات میدان تنش را موضوع پژوهش های خود قرار دادند در میانه دهه ۱۹۹۰ روش برگشتی جای خود را در میان زمین شناسان انگلیسی هم باز کرد و در پایان این دهه، جزئی از کتاب های درسی شد (Ramasy & Lisle, 2000). بنابراین روش برگشتی در بیش تر نقاط جهان از سال ۱۹۹۰ به کار گرفته شد و تئوری تحقیقات بر روی تکنیک های عددی جهت تعیین تنش به دست آمده از داده های لغزش گسلی شروع شد.

#### ۲-۴- تعیین محورهای تنش

محاسبه تنش در زمین شناسی بخش بزرگی از پژوهش های انجام شده در ساختارهای شکننده را شامل می شود اطلاعات پایه برای چنین کاری استفاده از صفحه گسلی و خط خش های مربوطه است. خط خش ها جهت جابجایی دو قطعه سنگی را نسبت به هم مشخص می کنند که در محاسبات میدان تنش به عنوان جهت بیشینه تنش برشی در نظر می گیرند (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- شکل نمادین از قراگیری محورهای تنش نسبت به صفحه گسل

#### ۴-۳- وارون سازی

وارون سازی تنش شامل تعیین تنسور میانگین تنش با استفاده از راستا و سوی لغزش، روی سطح گسلی است. و از حدود ۱۹۸۰ پژوهشگران بسیاری با استفاده از تحلیل لغزش گسلی به بازسازی تنش دیرین پرداخته و روش های گوناگونی را پدید آوردند در همه این روش ها که بر پایه نظریه Bott-wallace بنا نهاده شده اند بهترین تنسور تنش مسبب لغزش روی گسل تعیین می شود.

#### ۴-۴- تنسور تنش

مقصود از تنسور تنش تعیین جهت محورهای اصلی تنش ( $\sigma_1$ : بیشینه،  $\sigma_2$ : میانه،  $\sigma_3$ : کمینه) است که در یک پهنه گسلی با شرایط شکننده، سامانه ای از صفحات گسلی با راستا و شیب متفاوت و خط-خش های مربوط بر هر صفحه گسلی را تشکیل می دهد.

برای محاسبه تنسور تنش می توان به کمک روابط هندسی و مثلثاتی عمل نمود. همان گونه که می دانیم بردار تنش وارد شده بر یک سطح، به مولفه های عمودی ( $\sigma_n$ ) و موازی (تنش برشی  $\tau$ ) با صفحه تقسیم می شود بسط این محاسبه در سه بعد، منجر به شناسایی تمام مولفه های تنش در یک نقطه می شود که تعداد آن به ۹ مولفه می رسد و به علت نبود نیروهای پیچشی، تعداد این مولفه ها به شش مولفه می رسد این شناخت ما را به سوی تنسور تنش راهنمایی می کند. (Reches 1987) برای به کار بردن این محاسبات و یافتن تنسور تنش در طبیعت بر این باور بود که امکان یافتن بیش از چهار مجهول در طبیعت وجود دارد، اما در حقیقت تعیین بیش از چهار مجهول ممکن نیست. این چهار مجهول شامل سه زاویه اوایلر ( $\alpha, \beta, \gamma$ ) و شکل بیضوی تنش است که منجر به تعیین نسبت محورهای اصلی بیضوی تنش می شود هر چند که در این روش های گوناگون محاسباتی ارائه شده است ولی اساس همه آنها یکسان است.

برای دستبازی به تنسور تنش مناسب و قابل قبول نکات زیر باید در نظر گرفته شوند:

الف- پراکندگی مناسب صفحه های گسلی در جهت های مختلف، که یک تنسور مشخص را تعریف می کند.

ب- زاویه ناهمخوانی بین خش خط اندازه گیری شده و محاسبه شده کمتر از ۳۰ درجه باشد.

ج- نمودار پراکندگی تعداد اندازه گیری صفحه های گسلی و زاویه های ناهمخوانی محاسبه شده دارای توزیع گوسی باشند

#### ۴-۵- حل تانسور تنش

یک پهنه گسلی با راستا و شیب متفاوت و خط خش های مشخص بر اثر صفحه گسلی را در نظر می گیریم.

تانسور تنش  $\sigma$  در حالت تعادل دارای شش مولفه است که حالت تنش را به طور کامل بیان می کند.

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

در شرایطی که پارامترهای مکانیکی سنگ در اختیار باشد امکان محاسبه مولفه های تنش ممکن می شود (Angelier, 1998). در زمان فعالیت هر گسل یکی از تنش های اصلی قائم است Anderson (1951). اگر  $\sigma_x \geq \sigma_y$  و  $\sigma_z$  و  $\sigma_x$  به ترتیب موازی تنش های اصلی سامانه محاسبات دکارتی باشد تانسورهای تنش را می توان به صورت ماتریس زیر بیان کرد.

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix}$$

از آنجا که جمع و ضرب تنش های ایزوتروپیک در تانسور تنش تغییری در موقعیت و اختلاف تنش های اصلی و در نتیجه شکل میدان ندارد (Angelier, 1994). انجام چنین عملیاتی در محاسبه تانسور تنش کاهش یافته مجاز است. از این رو می توان تنش قائم (برای مثال  $\sigma_3$ ) را از عناصر داخل ماتریس کسر نموده و در عکس بیشینه اختلاف تنش اصلی ضرب کرد (Ritz, 1994).

$$l = -\sigma_3 \quad k = \frac{1}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_1 + l & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 + l & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 + l \end{bmatrix} \begin{bmatrix} k & 0 & 0 \\ 0 & k & 0 \\ 0 & 0 & k \end{bmatrix}$$

در ماتریس فوق نسبت تفاوت تنش نشان دهنده شکل بیضوی میدان تنش است اگر در حالت استاندارد شکل میدان را به صورت زیر تعریف کنیم.

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

می توان نتیجه گرفت:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \varphi & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

پس می توان به جای شش مولفه تانسور تنش در حالت تعادل تانسور ساده شده تری با چهار مولفه شامل موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان را برای بررسی حالت تنش مطرح کرد. چنین تانسوری را تانسور تنش کاهش یافته می گویند که در عمل برای بررسی تنش دیرین نزدیک ترین تانسور به تانسور واقعی تنش است.

#### ۴-۶- تانسور تنش کاهش یافته در رژیم های گوناگون

تانسور تنش کاهش یافته تنها به نسبت قطره های بیضوی تنش بستگی داشته و راستا و سوی برش تانسور تنش اصلی را حفظ می کند بر پایه Anderson (1951) همیشه یکی از تنش های اصلی قائم است بنابراین سه رژیم تنش کششی ( $\sigma_1 = \sigma_v$ )، راستالغز ( $\sigma_2 = \sigma_v$ ) و فشارشی ( $\sigma_3 = \sigma_v$ ) به وجود می آید .

(۱) رژیم تنشی کششی  $\sigma_x = \sigma_2, \sigma_y = \sigma_3, \sigma_z = \sigma_1$

$$\begin{bmatrix} \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -(1 - \Phi) & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

(۲) رژیم تنشی راستالغز  $\sigma_x = \sigma_1, \sigma_y = \sigma_3, \sigma_z = \sigma_2$

$$\begin{bmatrix} \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 - \Phi & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

(۳) رژیم تنشی فشارشی  $\sigma_x = \sigma_1, \sigma_y = \sigma_3, \sigma_z = \sigma_3$

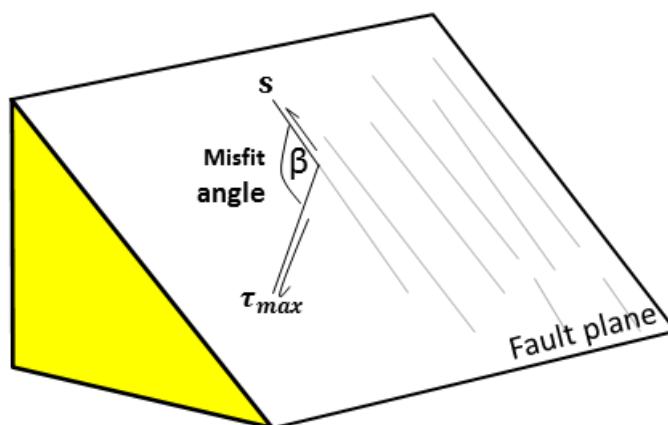
$$\begin{bmatrix} \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \Phi & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

۴-۷- زاویه عدم انطباق (Misfit angle)

در ابتدا به این نکته مهم بایستی اشاره کرد که تعیین تنسور تنش تقلیل یافته بدون در نظر گرفتن معیاری جهت انتخاب بهترین تنسور کاملاً بی معنی است. برای این منظور بطور سیستماتیک معیار زاویه عدم انطباق را به عنوان، معیار انتخاب بهترین تنسور تنش تقلیل یافته بکار می گیریم. بر پایه تئوری مکانیک جامدات، بردار تنش  $\sigma$  که روی سطح شکستگی عمل می کند به دو مولفه تنش نرمال و برشی تجزیه می شود. به طوری که خواهیم داشت.

$$\sigma = \nu + \tau$$

برش روی صفحه به تنش برشی و تنش نرمال وابسته است در شرایط کلی بر پایه نظریه wallace (1951) برش روی صفحه به موازات و هماهنگ با سوی تنش برشی رخ می دهد این فرض امکان محاسبه و تحلیل تنش را فراهم می کند (Angelier 1994). اما در طبیعت همیشه زاویه ی بین تنش برشی بیشینه محاسبه شده و خش لغز وجود دارد که آن را زاویه عدم انطباق می گویند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲ نمودار سه بعدی از صفحه گسل و زاویه عدم انطباق  $S$ : خش لغز برشی مشاهده شده  $\tau_{max}$ : تنش برشی بیشینه

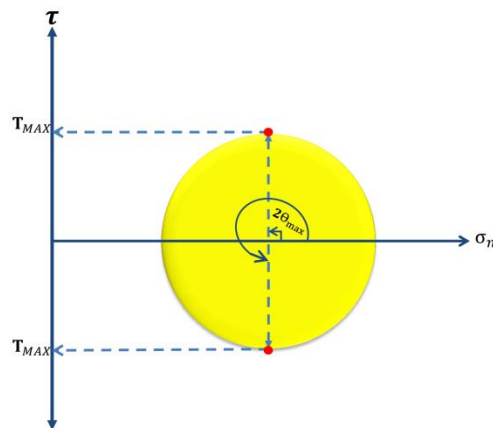
جهت لغزش در یک صفحه مثل F به جهت گیری سه محور اصلی تنش و نسبت R و جهت گیری اولیه صفحه گسل از پیش تعیین شده بستگی دارد (Angelier, 1989 & 1994). در شرایط تنش دوبعدی هنگامی که یکی از تنش های اصلی برابر با صفر باشد و جسم در دو امتداد عمود بر هم تحت تاثیر تنش های اصلی بیشینه ( $\sigma_3$ ) و کمینه ( $\sigma_3$ ) قرار گیرد، تنش برشی ایجاد شده در مقاطع مختلف را می توان از طریق فرمول زیر به دست آورد:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta \quad (1)$$

از معادله (1) مشخص است که حداکثر تنش برشی در حالتی واقع می شود که  $\theta = 45^\circ$  باشد. به عبارت دیگر تنش برشی در سطوحی که با 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 (1) بدست آورد.

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

دایره موهر وسیله آسانی برای محاسبه مولفه های عمودی و برشی موثر بر صفحه ای با جهت گیری معین می باشد. تنش ها 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  $\sigma_n$  تشکیل می دهد (شکل ۳-۴). بنابراین بر روی این صفحات مقدار مطلق تنش برشی حداکثر می باشد. بنابراین اندازه مطلق حداکثر تنش برشی همواره با شعاع دایره موهر تنش برابر می باشد.

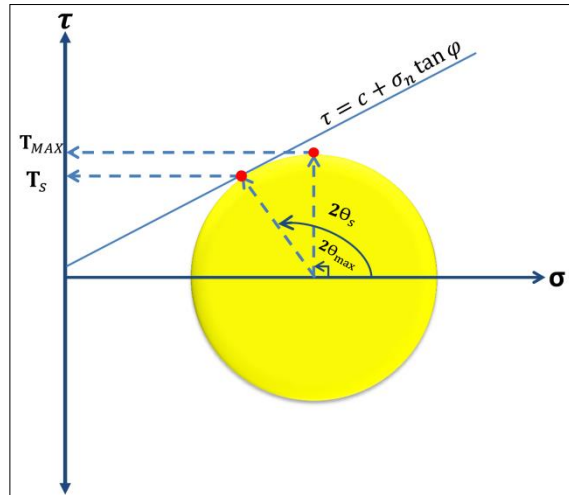


شکل ۳-۴- نمایش حداکثر تنش برشی بر روی دایره موهر

ساده ترین معادله ای که ایجاد شکستگی در سنگ ها را تفسیر می کند معادله کولمب (۱۷۷۳) است. براساس این معادله، شکستگی هنگامی در سنگ ظاهر می شود که تنش برشی (T)، برچسبندگی (c) سنگ چیره شود:

$$\tau = C + \sigma n \tan \phi \quad (3)$$

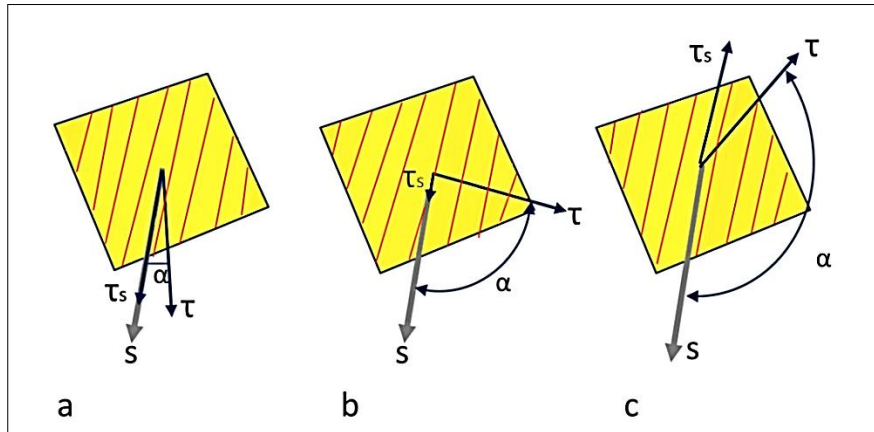
ناویر و کولمب هر دو نشان دادند که شکستگی برشی به سادگی در امتداد سطوح نظری با ماکزیمم تنش برشی تشکیل نمی شود. در وضعیت ماکزیمم تنش برشی نظری، تنش نرمال نیز نسبتاً بزرگ است. مقدار تنش برشی و تنش نرمال با افزایش  $\theta$  کاهش می یابد. تعادل مطلوب بین تنش نرمال و تنش برشی بستگی به زاویه اصطکاک داخلی سنگ دارد و توسط معیار کولمب در حدود  $\theta=60$  درجه برای بسیاری از سنگ ها پیش بینی شده است. در این زاویه تنش برشی هنوز زیاد بوده درحالی 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 گسترده ای برای انواع سنگ های مختلف نشان می دهد. هر شکستگی در دایره موهر به صورت یک نقطه مشخص بر روی محیط دایره تصویر می شود. مماس شدن دایره موهر با خط پوش کولمب نشان دهنده نقطه شکستگی در سنگ است. با توجه به شکل زیر مشاهده می شود که قبل از رسید به مقدار تنش برشی بیشینه سنگ دچار گسیختگی شده است. بنابراین بین مقدار تنش برشی بیشینه محاسباتی و مقدار واقعی تنش برشی در هنگام شکست اختلاف وجود دارد (شکل ۴-۴). به طور کلی بر روی سطحی که زاویه ۴۵ درجه با محور  $\sigma_1$  می سازد تنش برشی مشاهده ای حداکثر است. در حالی که طبق معیار کولمب بر روی سطحی که زاویه ۳۰ درجه می سازد و دارای تنش نرمال کمتر است تنش برشی مشاهده ای  $\tau_s$  ماکزیمم شده و شکست اتفاق می افتد. در تعیین تنش بر طبق نظریه بات و والاس این نقطه نشان دهنده حداکثر تنش برشی است که منطبق بر خط خش می باشد در نتیجه بین جهت حداکثر تنش برشی نظری و مشاهده ای اختلاف وجود دارد. زاویه عدم انطباق در واقع زاویه بین حداکثر تنش برشی نظری  $\tau_{max}$  و جهت لغزش مشاهده ای  $\tau_s$  در امتداد صفحه یک گسل تعریف می شود. (Anglier, 1990.)



شکل ۴-۴ - دایره موهر مشخص کننده حداکثر تنش برشی محاسبه‌ای  $\tau_{max}$  و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای  $\tau_s$

زاویه عدم انطباق یک معیار درست برای انتخاب درست تانسور تنش تقلیل یافته می‌باشد. هر چه زاویه نابرازش کوچک‌تر باشد تانسور بدست آمده به تانسور واقعی نزدیک‌تر است. این 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  $90^\circ$  می‌رسد، زاویه  $2\theta$  برای تنش برشی مشاهده شده  $180^\circ$  خواهد بود که طبق فرمول (۱) تنش برشی ماکزیمم صفر خواهد شد. دایره موهر در محل برخورد با محور  $\sigma_n$  به کمترین مقدار خود ( $\tau = 0$ ) می‌رسد. همچنین تنش مشاهده‌ای و محاسبه‌ای تنها وقتی که زاویه حاده می‌سازند هم‌جهت هستند. هرچه این زاویه بزرگ‌تر می‌شود همخوانی جهات حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای کمتر می‌شود. به طوری که در زاویه بیشتر از  $90^\circ$  درجه این جهات با هم مخالف می‌شوند (Anglier, 2002) (شکل ۴-۵).

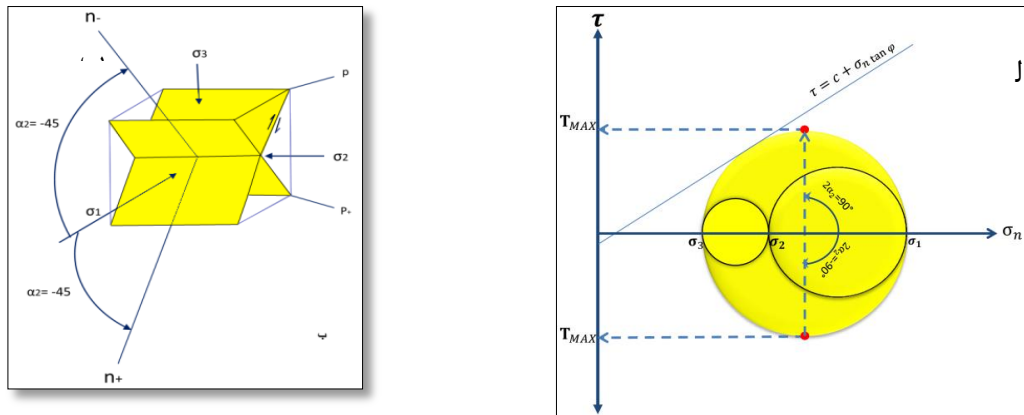




شکل ۴-۵- مقادیر  $\tau_s$  به عنوان تابعی از زاویه نابرزش (Misfit angle). فلش های خاکستری بردار لغزش،  $\tau_s$  حداکثر تنش برشی مشاهده شده،  $\tau$  حداکثر تنش برشی محاسبه شده (برگرفته از Angelier, 2002)

#### ۴-۷-۱- دایره مور در حالت تنش سه بعدی

در این حالت جسم در سه امتداد عمود بر هم تحت تأثیر تنش های  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  قرار می گیرد که آن را می توان مرکب از سه وضعیت تنش دوبعدی دانست که در امتداد سه صفحه  $\sigma_1\sigma_2$ ،  $\sigma_1\sigma_3$  و  $\sigma_2\sigma_3$  اثر می کند. برای هر یک از این صفحات تنش های عمودی و برشی مؤثر با استفاده از معادلات تنش دوبعدی قابل محاسبه می باشد. با استفاده از معادلات تنش دومحوره، حداکثر تنش عمودی بر سطحی اثر می کند که عمود بر تنش  $\sigma_1$  بوده و مقدار آن نیز برابر با  $\sigma_1$  می باشد. حداکثر تنش برشی نیز بر روی دو سطحی است که با زاویه  $45^\circ$  نسبت به تنش های حداکثر یعنی  $\sigma_1$  و حداقل یعنی  $\sigma_3$  قرار گرفته اند. مقادیر حداکثر تنش برشی مؤثر بر یک صفحه در فضای سه بعدی، در دایره مور  $\sigma_1$ - $\sigma_3$  با زاویه  $2\alpha = \pm 90^\circ$  قرار می گیرد. این تنش ها روی دسته مزدوجی از صفحات در فضای فیزیکی تشکیل می شود که موازی  $\sigma_2$  می باشد و دارای عمودهایی هستند که در صفحه  $\sigma_1$ - $\sigma_3$  قرار دارند و با زاویه  $\alpha = \pm 45^\circ$  نسبت به  $\sigma_1$  قرار می گیرند. بنابراین اگرچه هریک از دایره مور مقادیر مطلق بزرگترین تنش برشی مربوط به خود را دارند (حداکثر مقادیر مربوط به دایره های مور  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  و  $\sigma_1$ - $\sigma_3$ )، ولی فقط حداکثر مقادیر مجموعه خاصی از سطوح هستند که به ترتیب موازی  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  می باشد. به طوری که مقادیر حداکثر واقعی فقط مربوط به دایره  $\sigma_1$ - $\sigma_3$  می باشد (شکل ۴-۶).

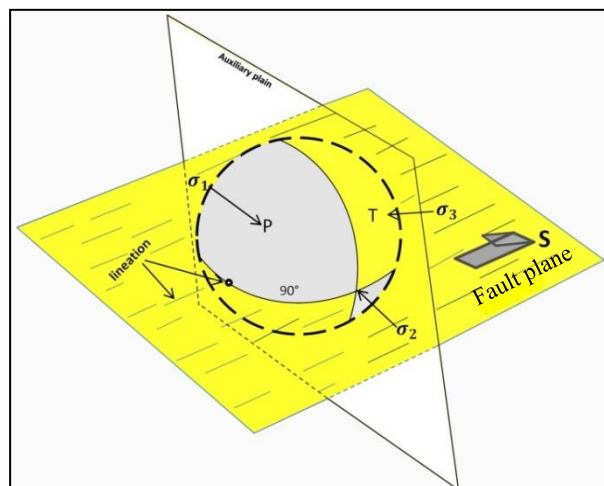


شکل ۴-۶- صفحات حداکثر تنش برشی در سه بعد. الف) دایره مور جهت نمایش مقادیر مطلق حداکثر برشی ب) صفحات مزدوج تنش برشی حداکثر و روابط آن با تنش های اصلی در فضای فیزیکی (Davis, 1984).

در دهه های اخیر روش های گوناگونی برای وارون سازی تنش دیرین پیشنهاد شده است. به طور کلی این روش ها به دو دسته گرافیکی و عددی تقسیم می شود که روش دو وجهی عمود بر هم، روش محورهای P, T و سه وجهی عمود بر هم در دسته اول و روش وارون سازی مستقیم و جستجوی چهار بعدی در دسته دوم جای می گیرد (Srivastava et al. 1994).

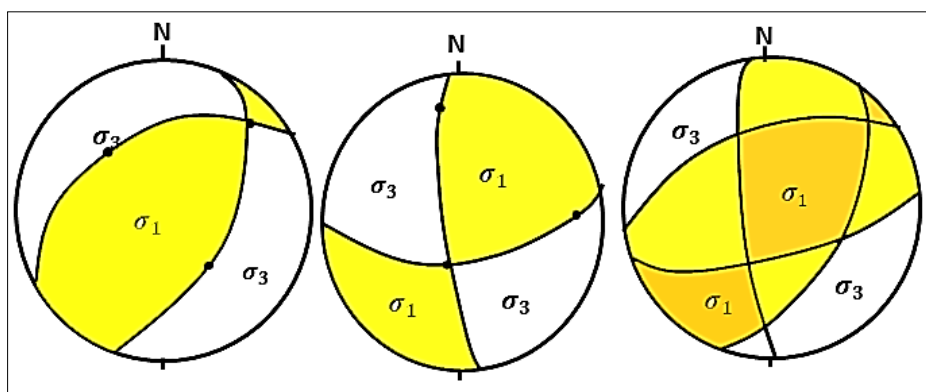
#### ۴-۸- روش دووجهی های عمود بر هم

این روش برای نخستین بار توسط (انزلیه و مکلا، ۱۹۷۷) ارائه شد. در این روش برای هر دسته از داده ها (وضعیت گسل و بردار لغزش) یک صفحه گسل و یک صفحه کمکی می توان ترسیم نمود. صفحه کمکی عمود بر صفحه گسل، به گونه ای ترسیم می شود که از قطب گسل، و عمود بر بردار لغزشی سطح گسل بگذرد. در این صورت محدوده تحت گسلش به چهار ربع فشارشی و کششی تقسیم می شود که دو ربع فشارشی در مقابل یکدیگر و دو ربع کششی نیز در مقابل یکدیگر قرار می گیرند. به ازاء هر سطح گسل و خط لغزش روی آن یک دووجهی عمود بر هم به دست خواهد آمد که محورهای تنش  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  به ترتیب به نواحی فشارشی و کششی آن تعلق دارند (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- نمایش سه بعدی سطح گسل و سطح کمکی (برگرفته از Anglier, 1994)

با انطباق استریوگرام‌های مربوط به دووجهی هر سطح گسل بر روی هم، می‌توان نواحی مشترک فشارش و کشش استریوگرام‌ها را استخراج و نواحی ناسازگار را کنار گذاشت. در این روش موقعیت‌هایی که بیش‌ترین تعداد ربع‌های P و T قرار می‌گیرند به احتمال زیاد با جهت  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  مطابقت دارد. به عبارت دیگر در این روش، لغزش روی گسل‌هایی صورت می‌گیرد که وضعیت‌های متفاوتی دارند ولی تحت شرایط تنش یکنواخت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸- چگونگی محدود کردن دو وجهی‌های کشش و فشارش و مشخص کردن محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  برگرفته از Anglier, 1994

در سال 2003, Delvaux & Sperner اصلاحاتی بر روی روش دوجبهی عمود بر هم Anglier & Mechler, 1977 که تنها قادر به تعیین محورهای اصلی تنش بود انجام دادند و در روش اصلاح شده فاکتور نسبت R (نسبت تنش) نیز محاسبه گردد.

#### ۹-۴- نسبت تنش R

هر چند با استفاده داده‌های لغزشی نمی‌توان مقادیر مطلق تنش‌های اصلی را بدست آورد اما مقادیر نسبی تنش را به عنوان شکلی از بیضوی تنش با استفاده از داده‌های سطوح لغزش گسلی قابل محاسبه می‌باشد. همچنین شکل بیضوی تنش نقش مهمی در سازوکار گسل‌ها دارد که بهترین بیانگر وضعیت تنش سه بعدی در یک نقطه از جسم است. رابطه بین سه محور تنش  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  توسط بیضوی تنش به عنوان نسبت تنش معرفی می‌شود. شکل بیضوی تنش از نسبت بین دو اختلاف تنش بدست می‌آید و برای محاسبه آن نیاز به مقادیر مطلق تنش‌های اصلی نیست بر اساس (Angelier, 1984) از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

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

بیضوی تنش سه بعدی، با توجه به تغییرات مقدار سه محور اصلی می‌تواند شکل‌های مختلفی را نشان دهد. نسبت R بین دو مقدار صفر تا ۱ نوسان می‌کند و بیضوی تنش هم بر اساس تغییرات آن شکل‌های مختلفی به خود می‌گیرد.

در این صورت  $R=0.5$ : در این صورت  $\sigma_2 = \sigma_1 + \sigma_3 / 2$  یعنی تنش اصلی متوسط، میانگین حسابی دو تنش اصلی دیگر بوده که از نظر بزرگی معادل تنش غیر انحرافی است که صرفاً باعث تغییر حجم سنگ می‌شود تحت یک چنین شرایطی تنش غیر انحرافی است که صرفاً باعث تغییر حجم سنگ می‌شود. طبق تئوری آندرسون با قائم بودن  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  تیپ دگرریختی به ترتیب تراکمی، کششی و راستالغز خواهد بود (شکل ۹-۴).

$R=0$ : در این صورت  $\sigma_2 = \sigma_3$  و شکل هندسی بیضوی تنش، محوری و کشیده خواهد بود، شکل

ظاهری دایره مور شبیه سیستم‌های دو محوری است. توزیع محورهای  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  روی دایره بزرگ

استریونت و در دو انتهای آن خواهد بود (شکل ۴-۹)

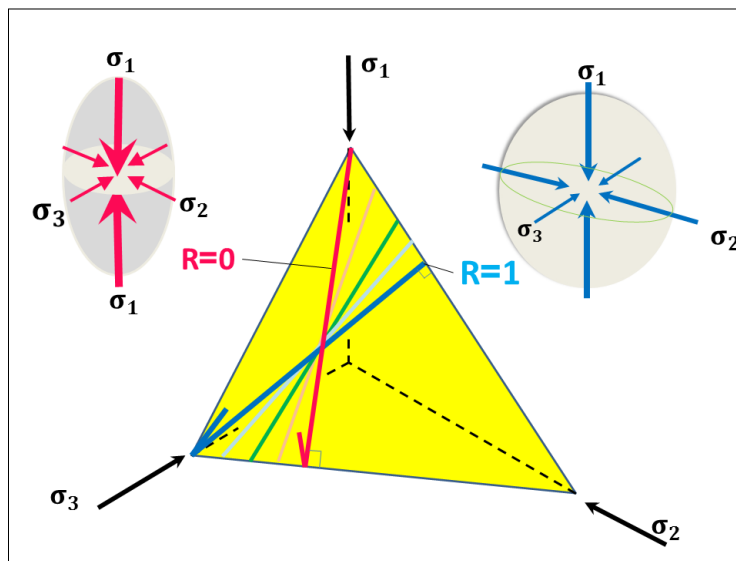
الف) در صورتی که مکان هندسی محورهای  $\sigma_2$  و  $\sigma_1$  روی دایره افقی استریونت باشد. تیپ دگرریختی

تراکمی شعاعی می‌باشد.

ب) در صورتی که مکان هندسی محورهای فوق قائم باشد تیپ دگرریختی انتقالی کششی خواهد بود.

$R=1$ : در این صورت  $\sigma_1 = \sigma_2$  می‌باشد و شکل بیضوی تنش کلوچه‌ای بوده و دایره مور به طور

ظاهری شبیه سیستم‌های دو محوری می‌شود.



شکل ۴-۹- نمایش شکل بیضوی تنش با تغییرات نسبت  $R=0$ ,  $R=1$  (شکل هندسی بیضوی تنش دوکی شکل)  $R=1$  (شکل هندسی بیضوی تنش کلوچه‌ای شکل). به نقل از (Richard Lisle, 2006)

#### ۴-۱۰- رژیم تنش $\hat{R}$

رژیم تنشی می‌تواند به صورت شاخص عددی  $\hat{R}$  بر اساس Delvaux, et.al 1997 تعریف شود. رژیم

تنش‌های اصلی تابعی از جهت‌گیری محورهای اصلی تنش و شکل بیضوی تنش است. رژیم تنش

کششی هنگامی که  $\sigma_1$  قائم، رژیم تنش امتداد لغز زمانی که محور  $\sigma_2$  قائم باشد و رژیم تنشی

فشارشی وقتی  $\sigma_3$  قائم باشد تغییر رژیم با مقادیر متفاوت R مشخص می-شود. به منظور راحتی در ارائه طیف وسیعی از رژیم های تنشی Delvaux et al 1997 شاخص  $\dot{R}$  را معرفی کرده است، که بیانگر عددی رژیم تنش به شرح زیر است ( شکل ۴-۱۰).

$\dot{R} = R$  وقتی  $\sigma_1$  قائم (رژیم کششی).

$\dot{R} = 2 - R$  وقتی  $\sigma_2$  قائم (رژیم امتدادلغز).

$\dot{R} = 2 + R$  وقتی  $\sigma_3$  قائم (رژیم فشارشی).

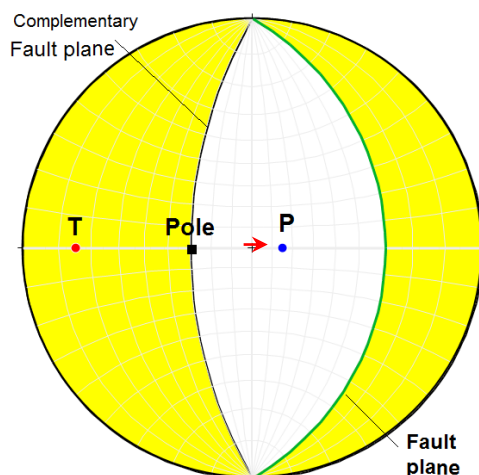
Stress tensor type	EXTENSIVE				STRIKE-SLIP			COMPRESSIVE					
Stress symbols													
Stress ratio R	0.00	0.25	0.5	0.75	1.00	0.75	0.5	0.25	0.00	0.25	0.5	0.75	1.00
Stress regime	Radial EXTENSIVE		Pure EXTENSIVE		TRANS-TENSIVE	Pure STRIKE-SLIP		TRANS-PRESSIVE	Pure COMPRESSIVE		Radial COMPRESSIVE		
Stress index $\dot{R}$	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 سیکلوگرافیک رژیم های مختلف با تغییرات نسبت R و شاخص  $\dot{R}$ : در سه رژیم تنشی نرمال، معکوس و امتدادلغز. در استریوگرام ها فلش ها نماد تنش افقی است. (قلش قرمز تنش بیشینه، قلش سفید تنش میانه و قلش قرمز تنش کمینه) به نقل از (Delvaux et al, 1997)

#### ۴-۱۱- روش تعیین محورهای P و T به روش مارت و آلماندینگر

این روش بر پایه روش مارت و آلماندینگر (۱۹۹۰) استوار است. در این روش برای هر سطح گسل یک سطح حرکتی (Movement plane) رسم می-شود که در بر دارنده قطب گسل و خش لغزهای روی آن است. در این صورت با حرکت ۴۵ درجه بر روی صفحه حرکت، در جهت و خلاف جهت بردار حرکتی

خراش گسلی متناسب با مکانیسم گسل، کشش (T) و محور فشارش (P) مشخص می گردد (شکل ۴-۱۱).



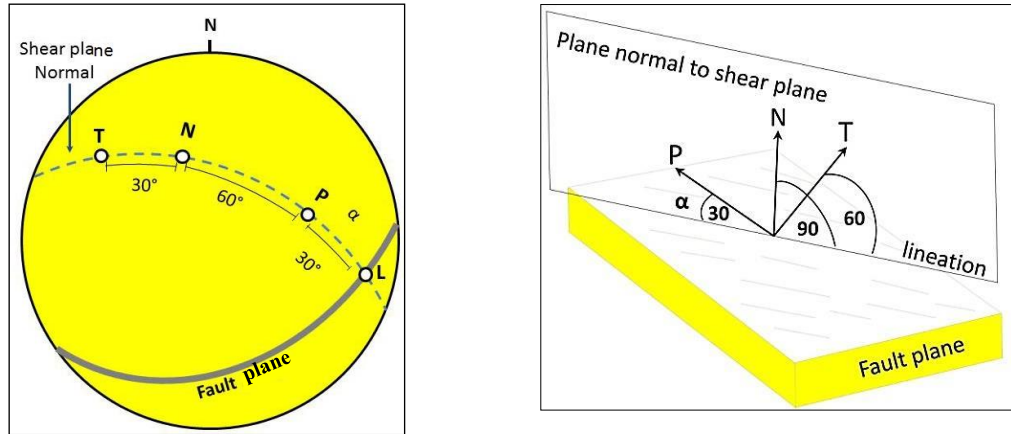
شکل ۴-۱۱- تعیین محورهای P و T به روش مارت و آلماندینگر (۱۹۹۰) برای تحلیل جنبشی شناختی یک گسل نرمال

#### ۴-۱۲- روش تعیین محورهای P و T به روش آندرسون

این روش برپایه روش مارت و آلماندینگر ۱۹۹۰ استوار است در این روش پس از رسم صفحه گسل و صفحه حرکتی مقدار زاویه  $\alpha$  بین محور p و صفحه گسل از رابطه زیر محاسبه می گردد. که در آن  $\varphi$  زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ است. و متوسط  $30^\circ$  رجه را برای آن در نظر می گیرند.

$$\alpha = 45 - \varphi/2$$

بنابراین محور P به طور متوسط زاویه  $30^\circ$  درجه ای با سطح گسل می سازد و همچنین محور T زاویه  $60^\circ$  درجه می سازد. در این روش فرض شده است که داده ها همگن و گسل تازه تشکیل شده و محور-های P و T بر روی صفحه حرکت قرار گرفته اند که این شرایط به ندرت در طبیعت اتفاق می افتد اما مزیت روش مزبور در این است که امکان تعیین محورها را برای هر یک از گسل ها، در مجموعه داده های ناهمگن ممکن می سازد. بنابراین این روش بیشتر به ساده سازی فرایند جداسازی داده ها کمک می کند (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲ - تعیین محور های P و T به روش آندرسون برای تحلیل جنبشی یک گسل. T محور کشش، P محور فشارش

#### ۴-۱۳- روش جستجوی شبکه‌ای

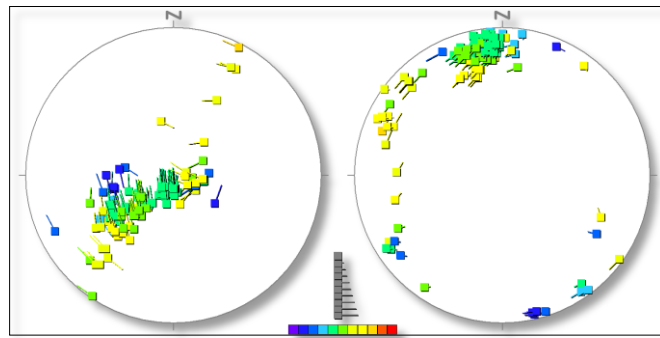
در روش جستجوی شبکه‌ای با استفاده از نرم افزار ریاضی gride Search Metod به محور روند  $\sigma_1$  آزیموت از صفر تا ۳۶۰ درجه و به میل آن مقادیری از صفر تا ۹۰ درجه داده می‌شود و به طور همزمان به ریک  $\sigma_2$  روی صفحه‌ای که قطب آن  $\sigma_1$  باشد از صفر تا ۱۸۰ درجه عدد داده می‌شود (Ramsay, 2000). برای تعیین شکل میدان تنش به  $\phi$  مقدار صفر تا ۱ داده می‌شود. در این صورت نرم افزار با انجام آنالیز داده‌های ورودی تعداد بسیار زیادی تانسور تنش کاهش یافته با زاویه عدم انطباق مربوط به هر تانسور را محاسبه معرفی می‌کند. تانسوری که دارای کمترین زاویه عدم انطباق باشد به عنوان بهترین تانسور معرفی می‌شود. یکی از اشکالات این روش این است در محاسبات تانسور تنش سازوکار گسل‌ها شرکت نمی‌کنند، بنابراین داده‌های خروجی دو تانسور مکمل ارائه می‌دهد. با توجه عوارض زمین‌شناسی هر محدوده می‌توان نوع تانسور را مشخص نمود.

#### ۴-۱۴- روش وارون‌سازی چند مرتبه‌ای

این روش یک روش عددی برای تفکیک داده‌های لغزش گسلی ناهمگن است که بر پایه وارون‌سازی بنا شده است. با این روش داده‌های گسلی ناهمگن که تنش چند فاز را ثبت کرده‌اند تفکیک شده و تانسور تنش کاهش یافته آنها به دست می‌آید. و افزون بر این وابستگی هر گسل با فازهای تنشی

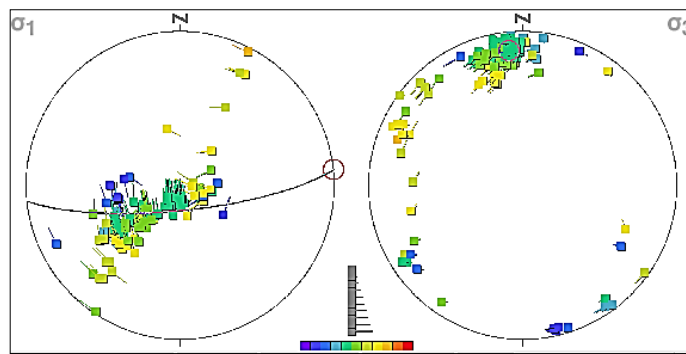


تفکیک شده نیز آشکار می شود و تنش کاهش یافته آنها بدست می آید و با توجه به فاز شناسایی شده دسته بندی می شوند (Yamajiet al. 2004). این کار با استفاده از نرم افزار MIM (Multiple Inverse Method , Yamaji et al ., 2004) انجام می گیرد. داده های ورودی این نرم افزار شامل موقعیت صفحه گسل، موقعیت خش لغز و سازوکار گسل است. در یک فضای چهاربعدی مرکب از سه موقعیت محورهای اصلی تنش ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) و شکل میدان  $\Phi$  مورد تحلیل قرار می گیرد. اساس این روش، استفاده از طرح معکوس سازی در خصوص یک مجموعه با تعداد  $K$  گسل است (Angelier, 1979) پارامتر  $K$  که بین ۳ تا ۸ تعریف می شود و به تعداد گسل های منطقه و توان پردازشی رایانه بستگی دارد و با افزایش معیار  $K$  تجمع نشانه های رنگی (تمادهای رنگی دنباله دار) در استریوگرام ها، افزایش یافته و خوشه ها نمایان تر می گردند، ولی در این صورت زمان پردازش داده ها طولانی تر خواهد شد. بعد از تعیین مقدار  $K$  داده ها شروع به پردازش می کنند و پس از پردازش داده ها نتیجه به صورت دو استریو گرام نمایش داده می شود که یکی از آنها موقعیت تنش اصلی بیشینه  $\sigma_1$  و دیگری تنش اصلی کمینه  $\sigma_3$  را به نمایش می گذارد. هر یک از نقاط رنگی نمایش داده شده در استریو گرام ها دارای یک دنباله است که در بخشی از دایره بزرگ  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  به صورت تجمعی یا پراکنده قرار دارند. طول این دنباله ها در استریوگرام  $\sigma_1$  میل  $\sigma_3$  را نشان می دهد و برعکس. و هر چه طول دنباله آنها بیش تر باشد میل محورها می باشد. بین این دو استریوگرام مقیاسی برای محاسبه تقریبی میل محورهای اصلی تنش جای گرفته شده است. زیر این دو استریوگرام طیف رنگی شامل ۱۱ رنگ نمایش داده شده که هر رنگ از چپ به راست فاکتور شکل میدان صفر تا یک را نمایش می دهند. یعنی هر رنگ نشان دهنده تغییر یک دهم شکل میدان است رنگ بنفش نشانگر  $\Phi = 0$  (بیضوی دوکی شکل) و رنگ قرمز نشانگر  $\Phi = 1$  (بیضوی کلوچه ای شکل) است (شکل ۴-۱۳).

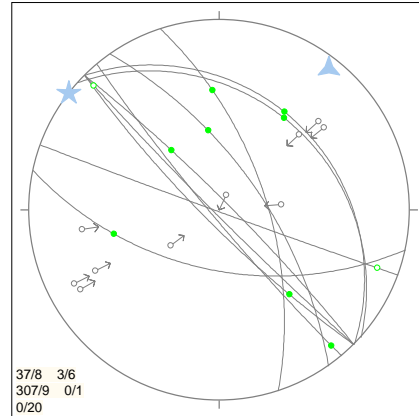
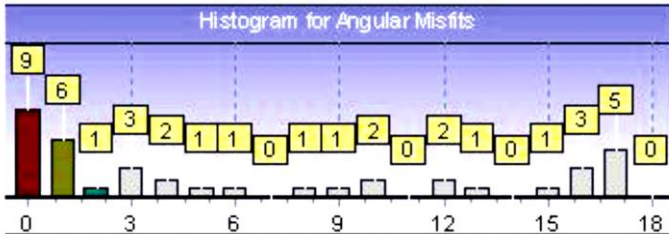


شکل ۴-۱۳- نمایش داده‌های نرم افزار MIM برای داده‌های لغزش گسلی ( برگرفته از Yamaji, 2004 )

داده‌های نمایش داده شده در برخی نقاط خوشه‌هایی که رنگ و موقعیت محورهای یکسان (دنباله‌های موازی) و اندازه فاکتور شکل میدان کم و بیش همسان دارند یک فاز تلقی می‌گردند. با انتخاب این خوشه‌ها به عنوان یک فاز نرم افزار در پنجره دیگری موقعیت محورهای اصلی و اندازه فاکتور شکل میدان (تنسور تنش کاهش یافته) مربوط به آن فاز را نمایش می‌دهد. (شکل ۴-۱۴ و ۴-۱۵)



شکل ۴-۱۴- انتخاب یکی از خوشه‌های هم‌رنگ به عنوان یکی از فازهای تنشی



شکل ۴-۱۵- استریوگرام نمایش موقعیت محورهای تنش اصلی فاز تفکیک شده و هیستوگرام مربوط به زاویه های عدم انطباق

استریوگرام نمایش داده شده در شکل ۴-۱۵- موقعیت محورهای تنش اصلی فاز تفکیک شده را نشان می دهد و هیستوگرام مربوط به زاویه های عدم انطباق می باشد که در آن زاوایای عدم انطباق صفر تا ۳۰ درجه با رنگ های زرشکی، زیتونی و سبز نشان داده می شوند. داده هایی که با این رنگ ها دیده می شوند انطباق خوبی با فاز تفکیک شده داشته و به آن وابسته هستند به همین روش دیگر خوشه ها نیز به عنوان سایر فازها تفکیک شده و سپس با ساختارهای برداشت شده در منطقه، مقایسه می شوند. سپس با روش های سن یابی نسبی ساختارها می توان ترتیب این فازها را بدست آورد.

#### ۴-۱۵- تفکیک فازهای تنش

برای جداسازی رویدادهای مختلف زمین ساختی و تعیین سن تنسور تنش از روابط زیر بهره گرفته می شود:

۱. سن واحدی که گسل ها آن را بریده اند. در این صورت سن گسله ای که واحد مشخصی را قطع کرده جوان تر از سن آن واحد در نظر گرفته می شود.
۲. مشخص کردن گسله هایی که همزمان با نهشته شدن از خود جنبش نشان داده اند.
۳. بریده شدن یک صفحه گسلی (برای مثال، واژگون) توسط گسله ای دیگر (برای مثال امتداد لغز).
۴. توالی سنی خط خش ها و بریده شدن خط خش های روی یک صفحه گسلی توسط جنبش بعدی و ایجاد خط خش جدید.

در فرایند جداسازی داده‌ها، علاوه بر مشاهدات میدانی داده‌های ناسازگار می‌تواند از طریق بررسی دقیق داده‌ها جدا شوند. برخی صفحات گسلی ممکن است جهت‌گیری‌های مشابه اما خط‌خشی‌های مختلف داشته باشند، جدایش این داده‌ها به زیر مجموعه‌های مختلف می‌تواند به عنوان نقطه شروعی برای جداسازی داده‌ها و ایجاد زیر مجموعه‌های سازگار مورد استفاده قرار بگیرد. هرچند که عوامل متعددی مانند؛ خطا در برداشت داده، 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. در محاسبات عددی درصد معینی از داده‌های ناسازگار (۱۰ تا ۱۵ درصد) طبیعی می‌باشد که باید از محاسبات حذف نمود.

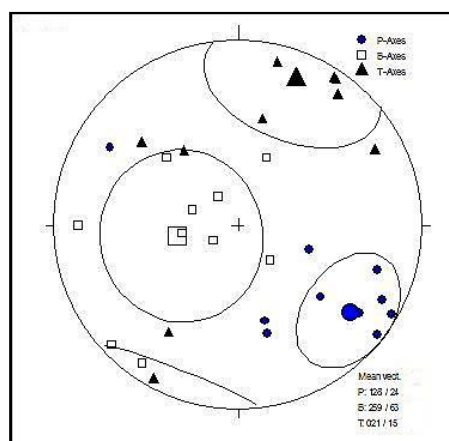
در این بخش مختصری به روش‌های انجام تفکیک پرداخته می‌شود.

#### ۴-۱۵-۱- تفکیک با استفاده از محورهای PBT

با استفاده از داده‌های لغزش گسلی می‌توان محورهای فشارش و کشش را مشخص نمود (Spener et al, 1993). اگر با تقریب محور P را برابر با محور  $\sigma_1$  و محور T برابر با محور  $\sigma_3$  در نظر بگیریم با تحلیل دینامیکی می‌توانیم به کمک داده‌های لغزش گسلی تانسور تنش کاهش یافته را محاسبه کنیم. (Spener et al 1993) در این روش محورهای PBT حرکتی گروهی از گسل‌ها که جهت‌گیری تقریباً یکسانی را نشان می‌دهند در یک خوشه قرار می‌گیرد و به این ترتیب خوشه‌های مختلف جدا-سازی می‌شوند (شکل ۴-۱۶). در هر یک از خوشه‌های جداسازی شده میانگینی برای محورهای PBT محاسبه می‌شود. میانگین محاسبه شده در هر خوشه به عنوان محورهای اصلی تنش مشخص می‌شود. این روش دارای دو مزیت است.

استفاده از این روش، تفکیک سریع و ساده داده‌های لغزش گسلی ناهمگن را ممکن می‌سازد و همچنین این روش پردازش هر یک از داده‌های لغزش گسلی را، به طور جداگانه انجام می‌دهد. داده لغزش گسلی تفکیک شده با استفاده از روش PBT، برای تعیین تانسور تنش کاهش یافته وارد نرم‌افزارهای مختلف می‌شود که در این پژوهش برای این منظور از نرم افزار Win tensor استفاده شده است.

بنابراین تفکیک صورت گرفته از طریق روش PBT، جداسازی اولیه می‌باشد و در پردازش نهایی ممکن است تأیید یا رد شوند. این روش همچنین از هدر روی و ریزش بیشتر داده‌ها جلوگیری می‌کند برای مثال اگر داده‌ها قبل از تفکیک وارد نرم افزار Win tensor شود مجموعه‌های کوچک در میان مجموعه‌های بزرگ نادیده گرفته می‌شود و تعداد داده‌های ریزشی و شرکت نکرده در محاسبه تانسور تنش کاهش یافته افزایش می‌یابد.



شکل ۴-۱۶- نمایش استریوگرام تجمع محورهای محور PBT و کنتور رسم شده برای تجمع هر یک از محورها برای سطوح گسلی محدوده سردابه

#### ۴-۱۵-۲- روش جداسازی تکرار شونده

روش جداسازی تکرار شونده تحت یک شرایط محاسباتی تکرار شونده صورت می‌گیرد که با استفاده از وارونگی تانسور تنش به جدایش داده‌های ناسازگار و ایجاد زیرمجموعه‌هایی سازگار از داده‌های ناسازگار می‌پردازد. جداسازی داده‌های سازگار از داده‌های ناسازگار براساس پارامتر زاویه عدم انطباق صورت می‌گیرد. و تانسور تنش با کمترین زاویه عدم انطباق برای مجموع داده‌های سازگار جدا شده محاسبه می‌شود. سپس این فرایند 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 مجموعه-

هایی 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.

#### ۴-۱۶- منحنی‌های هم‌راستای محورهای اصلی تنش

تغییرات سه بعدی شرایط تنش در یک حجم، به سادگی به وسیله بررسی چگونگی تغییرات جهت و اندازه تنش‌ها آشکار می‌شود. خطاهای عمود بر هم که نشانگر جهت تنش‌های اصلی هستند، خطاهای هم‌راستای محورهای اصلی تنش نامیده می‌شوند (Ramsay, 1967). این خطاهای پیوسته، موازی راستای محورهای تنش اصلی در هر نقطه رسم شده و حتی می‌توان آنها را برای تنش‌های برشی نیز رسم کرد.

مسیرهای تنش در شرایط دو بعدی به وسیله دو دسته خط عمود بر هم نمایش داده شده که یک دسته نمایانگر راستای تنش بزرگتر و دیگری نشانگر راستای تنش کوچکتر است (Ramsay, 1967) در شرایط سه بعدی نیز با در نظر گرفتن تئوری (Anderson 1951)، می‌توان نقشه‌هایی از منحنی‌های هم‌راستای تنش رسم کرد به طوری که یکی از تنش‌ها قائم و دو تنش دیگر افقی باشد. با توجه به آرایش هر دسته از منحنی‌ها در نقشه و قانون‌های حاکم بر هندسه آنها، می‌توان به نکته‌های زیر پی‌برد (Ramsay and lisle, 2000).

۱- تنشی که اندازه بزرگتر دارد در جهت هم‌گرایی منحنی خود، دارای گرادیان مثبت و تنشی که اندازه کوچکتر دارد، در جهت هم‌گرایی منحنی خود، دارای گرادیان منفی است.

۲- اندازه تنش در محلی که منحنی‌های مربوط به آن تنش موازی شده و در آنجا منحنی مربوط به تنش دیگر خط راست است کمینه یا بیشینه است.

۳- اختلاف تنش ( $\text{Differential Stress} = \sigma_1 - \sigma_2$ ) در نقطه‌های همسانگرد یا بی‌اثر صفر است.

۴- هرگاه یک منحنی با زاویه تابش مشخص از یک محیط به محیط دیگر با شرایط فیزیکی مکانیکی متفاوت وارد شود، در مرز بین دو محیط، دچار شکست (Stress Refraction) می‌شود. اگر زاویه تابش از زاویه شکست کوچکتر باشد، محیط دوم دارای تنش میانگین (Mean Stress) و اختلاف

تنش کمتر است و اگر زاویه شکست بزرگ تر باشد، محیط دوم تنش میانگین و اختلاف تنش بیش تر دارد.

#### ۴-۱۷- زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:

اصطکاک مقاومت در برابر لغزش یک سطح شکستگی است. برای شروع لغزش بر روی یک سطح، باید مولفه تنش برشی از یک مقدار بحرانی که مقاومت اصطکاک نامیده می شود بیش تر گردد. استحکام برشی سنگ، تابعی از زاویه اصطکاک داخلی و تنش عمودی سطح لغزش است. این زاویه یکی از پارامترهای موثر در تعیین موقعیت و فعالیت گسل ها، و ساختارهای ثانویه سطوح گسله است. که به تنش نرمال و برشی بستگی دارد. لغزش روی هر سطح گسل از قانون کولمب پیروی می کند. ارتباط بین تنش برشی و زاویه اصطکاک داخلی در سنگ بکر از رابطه زیر به دست می آید.

$$|\tau| = C + \sigma_n \tan \phi$$

و برای شکستگی های قدیمی از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$|\tau| = \sigma_n \tan \phi$$

در این معادله  $\tau$  تنش برشی،  $C$  چسبندگی،  $\sigma_n$  تنش نرمال و  $\phi$  زاویه اصطکاک داخلی سنگ می باشد. روش های مورد استفاده برای تعیین زاویه اصطکاک داخلی سنگ شامل روش  $R\%$  هیستوگرام زاویه عدم انطباق و مقایسه ی موقعیت گسل با تحلیل صفحه گسل می باشد.

#### ۴-۱۷-۱- روش $R\%$

در این روش توزیع داده ها بین صفر و صد درصد توصیف می شوند. و هر ساختار خطی به عنوان یک بردار واحد تلقی می شود. داده هایی که توزیع تصادفی دارند درصد نزدیک به صفر و داده های که توزیع خوشه ای دارند درصد نزدیک به صد را نشان می دهند. در دستگاه مختصات دکارتی  $x, y, z$  خطوط هادی  $x_i, y_i, z_i$  به ترتیب با  $l, m, n$  نمایش داده می شوند. و مقدار  $R$  از رابطه زیر به دست می آید:

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

$$R\% = \frac{2|R| - n}{n}$$

برای محاسبه  $\phi$  برحسب هر سطح برش دارای خش لغزش در یک دستگاه مختصات دکارتی روی محور طولها زاویه اصطکاک داخلی از صفر تا ۸۰ و روی محور عرضها  $R\%$  درج می‌گردد. سپس 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. اگر دگرریختی منطقه از نوع انتقال تراکمی باشد نقطه بیشینه نمودار محورهای P و در دگرریختی انتقال کششی T نشان دهنده زاویه اصطکاک داخلی می‌باشد (Michel, 1993). اگر تیپ دگرریختی هم معلوم نباشد در حالت کلی زاویه اصطکاک داخلی مربوط به مشتق اول و یا دوم نمودارهای مربوطه خواهد بود.

#### ۴-۱۷-۲- روش هیستوگرام زاویه عدم تقارن:

در این روش لازم است ابتدا زاویه عدم انطباق یعنی زاویه بین بردار لغزش اندازه‌گیری شده روی زمین و حداکثر تنش برشی محاسبه شده از طریق حل تنسور تنش دیرین تعیین گردد. برای تعیین زاویه اصطکاک داخلی سنگ روی یک دستگاه دکارتی بر روی محور طولها سینوس زاویه عدم تقارن و محور عرضها فرکانس رده‌های سطوح برش به صورت درصد قرار می‌گیرد. و با اعمال زوایای اصطکاک با فاصله ده درجه به داده‌ها هیستوگرامها ترسیم می‌شود. در نهایت هیستوگرامی که از توزیع گوسی تبعیت کند به عنوان مناسب‌ترین زاویه اصطکاک داخلی برای مجموعه داده‌ها در نظر گرفته می‌شود (Sperner et al, 1993).

#### ۴-۱۷-۳- روش مقایسه‌ی موقعیت گسل با تحلیل گسل



در صورتی که موقعیت گسلش اصلی محدوده معلوم باشد و امکان تشخیص زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ میسر نباشد می توان با اعمال زاویه اصطکاک داخلی دلخواه ۱۰ تا ۸۰ درجه موقعیت صفحه گسل را تغییر داد تا با موقعیت برداشته شده آن روی زمین مطابقت نماید.

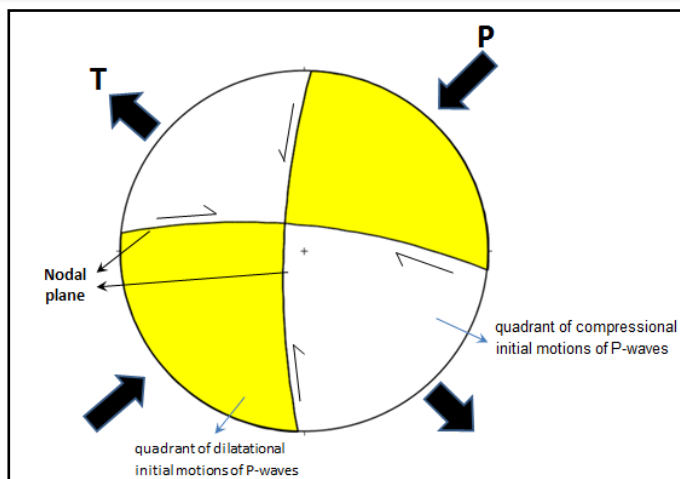
#### ۴-۱۸- تعیین تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها

بررسی تنش که تجمع آن عامل اصلی رخداد زمین لرزه است در تحقیقات پیش نشانگری و پیش بینی زمین لرزه دارای اهمیت خاصی است. در این خصوص استفاده از سازوکارهای کانونی زمین لرزه ها که منابع ارزشمندی از اطلاعات را در مورد جهت و بزرگی نسبی تنش در پوسته به دست می دهد و در سال های اخیر مورد توجه بسیاری از زمین شناسان قرار گرفته است به طوری که بیش از نیمی از اطلاعات مورد استفاده در برآورد تانسور تنش برای تهیه نقشه جهانی تنش، از سازوکارهای کانونی زمین لرزه ها به دست آمده اند. در این روش محورهای تنش با داشتن اطلاعات مربوط به سازوکار کانونی فعالیت های لرزه ای اعم از رویدادهای ویرا نگر و یا خرد لرزه های پیش لرزه و یا پس لرزه محاسبه می شود. زمین لرزه ها با گسیختگی توده های سنگی زمین همراه هستند. در بیش تر مواقع این گسیختگی به سطح زمین راه می یابد و ما با اثر گسلش ناشی از آن در سطح مواجه می شویم. بررسی و اندازه گیری جابجایی های ایجاد شده در اثر عملکرد این گسل تعیین سازوکار حرکت را برای ما مقدور می سازد. اما گاهی گسیختگی به سطح زمین نمی رسد و در این حالت است که تنها با استفاده از لرزه نگاشت های ایستگاه های لرزه نگاری قادر خواهیم بود به سازو کار گسلش پی ببریم. این روش در اصطلاح لرزه شناسان به تعیین سازوکار کانونی زمین لرزه معروف است.

روش های متعددی برای تعیین سازوکار زمین لرزه ها وجود دارد که از آن جمله می توان به حرکت اولین موج P دریافتی اشاره کرد که در این تحقیق از آن استفاده شده است.

در هنگام رخداد زمین لرزه ها اولین موجی که به ایستگاه های لرزه نگاری می رسد، موج P است که به صورت فشارش یا کشش دریافت می شود. محور ماکزیمم فشارش به عنوان محور P در ربعی قرار می گیرد که نقاط کششی و محور ماکزیمم کششی به عنوان محور T در ربعی که نقاط فشارش را ثبت

نموده‌اند قرار می‌گیرند دو صفحه عمود که به عنوان صفحات گره (Nodal plane) شناخته می‌شوند، متقاطع می‌باشند. نقطه تقاطع آنها (B) نامیده می‌شود و معرف نقاطی هستند که هیچ موجی دریافت نکرده‌اند محورهای P و T بر روی صفحه حرکتی (Movement plane) قرار می‌گیرند که قطب آن منطبق بر محل تلاقی دو صفحه گره است. تقاطع این صفحه با سطح گره موقعیت خط‌خش را نشان می‌دهد. برای مشخص نمودن محور P از خط خش ۴۵ درجه به سمت ناحیه کشش و برای تعیین محور T از خط خش ۴۵ درجه به سمت ناحیه فشارش حرکت می‌کنیم در نهایت سازوکار زمین‌لرزه-ها توسط محورهای P، B، و T تفسیر می‌شوند. با استفاده از حل سازوکار کانونی هر زمین‌لرزه می‌توان خصوصیات هندسی و خط‌خش حاصل از حرکت آن را مشخص نمود. و سپس با استفاده از این اطلاعات تنش مسبب را محاسبه نمود. البته زاویه ۴۵ درجه بین سطح 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 این امر صدق نمی‌کند. از آنجا که در بیش‌تر موارد زمین‌لرزه‌ها در پاسخ به فعالیت مجدد گسل‌ها اتفاق می‌افتد و این ابهام وجود دارد که گسل تازه تشکیل شده باعث زمین‌لرزه شده است یا گسل-های قدیمی مسبب زمین‌لرزه بوده‌اند. محورهای P، B، T به عنوان نماینده محورهای اصلی تنش در نظر می‌گیرند (Townend, 2006). برای روشن‌تر شدن بحث ارائه شده در بالا، محدوده‌های فشارش و کشش برای سازوکار کانونی زمین لرزه ۱۳۷۵ روستای گلستان (به عنوان مثالی از زمین‌لرزه‌های رخ داده در محدوده مطالعاتی)، تعیین شده است (شکل ۴-۱۷). برای بازسازی میدان تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این پژوهش از روش‌های مختلفی مانند روش میانگین‌گیری و وارون‌سازی استفاده می‌شود.



شکل ۴-۱۷- نواحی فشارش و کشش تعیین شده برای کانون زمین لرزه ۱۳۷۵ روستای گلستان- اردبیل

#### ۴-۱۹- روش میانگین گیری از سازوکار زمین لرزه ها

محور P یک سازوکار، لرزوما به جهت گیری لغزش بستگی ندارد اما تلفیق داده های زمین لرزه ای یک منطقه نشان می دهد که میانگین جهت گیری B, P, T با جهت گیری محورهای تنش اصلی منطقه مطابقت دارد (Zoback & Zoback 1980, Sbar and Sykes 1973) در روش میانگین گیری با رسم نقاط P یا T میانگین روند هر یک از محورها بدون در نظر گرفتن شیب آنها میانگینی از روند محور-های اصلی تنش را به دست می دهد (Lund and Townend, 2007) محدوده های مشخص شده با استفاده از این روش فقط محل تقریبی محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  را مشخص می کند. از آنجا که تنسور تنش چهار مولفه ای است این روش سایر پارامترهای تنسور تنش را به دست نمی دهد.

#### ۴-۲۰- تعیین رژیم تنش براساس وارون سازی زمین لرزه ها:

استفاده از مکانیسم کانونی زمین لرزه ها جهت تعیین میدان تنش توسط نویسندگان مختلف (به عنوان مثال Angelier 1984, Gephart و Fortsyth 1984، Gailhardis 1989) مورد مطالعه قرار گرفته است. استفاده از داده های سازوکار زمین لرزه ها جهت تعیین میدان تنش بر اساس فرضیات زیر صورت می گیرد:

۱- فرض بر این است که فوکال مکانیسم انتخاب شده در یک منطقه با یک میدان تنش یکنواخت

است و این میدان در زمان و مکان ثابت است.

۲- جهت لغزش در زمین لرزه‌ها بر اساس فرضیات (Bott&Wallace, 1959) در جهت حداکثر تنش برشی رخ می‌دهد.

تانسور تنش پوسته ای را نمی‌توان با استفاده از سازوکار کانونی یک زمین لرزه با اطمینان به دست آورد مکنزی (۱۹۶۹) چرا که ممکن است سازوکار کانونی زمین لرزه مورد نظر دارای خطای بزرگی باشد یا اساساً از نظر راستای نیروهای وارده با راستای منطقه‌ای تنش‌ها تفاوت داشته باشد. بنابراین یک فرآیند وارون‌سازی مورد نیاز است که به ما اجازه می‌دهد تانسور تنش را از تعداد زیادی زمین لرزه به دست آوریم. سازوکارهای کانونی مورد استفاده بایستی متعلق به زمین لرزه‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه باشند. گستره داده‌های مورد استفاده 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 گسل‌های پیش گفته به طور مشترک در میدان تنش به دست آمده سهم خواهند داشت.

انتخاب صفحه گسلی صحیح از میان دو صفحه گرهی در حل سازوکار صفحه گسلی یکی از مسائل اصلی وارون‌سازی تانسور تنش سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها است. رویکرد معمول در ارتباط با مسئله صفحه گرهی، انتخاب آن صفحه است که به بهترین وجه با شواهد زمین شناسی سطحی که نشان دهنده جهت‌گیری‌های گسل هستند انطباق داشته باشد. اهمیت شرایط تعیین صفحه گسلی در این نیست که بدانیم زمین لرزه روی کدام گسل اتفاق افتاده و از این راه، توصیفی زمین شناسان از ناحیه مورد بررسی فراهم کنیم، بلکه تانسور تنش به دست آمده به صفحه گسلی انتخاب شده بستگی دارد و انتخاب صفحات گسلی اشتباه، قطعاً تانسور تنش نادرست را نتیجه خواهد داد. برون‌یابی جهت‌گیری‌های سطحی گسلش از شواهد سطحی زمین‌شناسی همیشه امکان پذیر نیست؛ چرا که در یک منطقه ممکن است ساختارهای گسلش سطحی پیچیدگی‌هایی داشته باشد که استفاده از آنها برای تعیین صفحات گسلی کار مشکلی است. در صورت عدم وجود معیار زمین شناسی بین دو صفحه گره از نظر پتانسیل لغزش نمی‌توان تبعیض قائل شد.

در وارون سازی داده های سازکار کانونی زمین لرزه ها، یک روش انتخاب خودکار صفحه گسل است در این صورت همه صفحات را وارد نرم افزار می شود با پردازش نرم افزار صفحه هایی که با سایر داده ها هم خوانی نداشته باشند حذف می شود سپس در مرحله بعد صفحه کمکی هم اضافه می شود و در وارونگی نهایی صفحاتی که بهترین تنسور تنش (تنسور با کمترین زاویه ناهمخوانی) را بدست می دهد باقی می ماند (Gaphart, Forcyth 1984)

روش دوم استفاده از روش (Angelier and mechler) است در این روش، نقاط فشارش و کشش، برای تمامی صفحات گسل مشخص می شود، این کار امکان آزمودن تمامی داده ها را فراهم می کند سپس مقدار  $R$  متناسب با بردار لغزش هر صفحه گسل محاسبه می شود و این محاسبات امکان انتخاب صفحه مناسب را ایجاد می کند و در نهایت با استفاده از صفحات انتخاب شده، به کمک نرم افزار، Win tensor تنش مناسب به دست می آید. در این نوشتار از هر دو روش برای تعیین میدان استفاده شده است.



# فصل پنجم

## تحلیل داده‌های لرزه‌ای

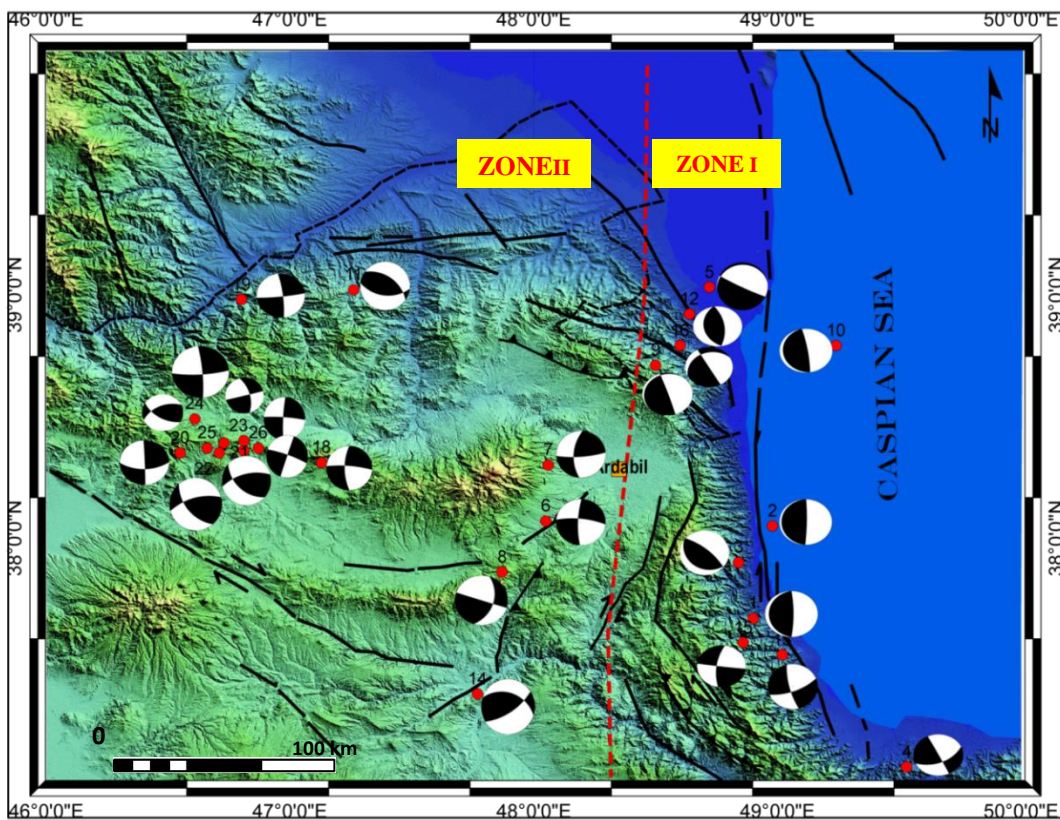
زمین لرزه ها یکی از اثرات مشخص انتشار تنش در سنگ کره هستند. در سال های اخیر استفاده از زمین لرزه ها به منظور تفسیر صحیح جهت و بزرگای میدان تنش کنونی بسیار مورد توجه بوده است. با مطالعه زمین لرزه های یک منطقه می توان به گسلش مسبب هر زمین لرزه و میدان تنش ایجادکننده آن دست یافت. در این خصوص استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها، اطلاعات ارزشمندی به دست می دهد.

### ۵-۱- داده های زمین لرزه ها

در این پژوهش جهت بررسی میدان تنش جاری، داده های سازوکار کانونی زمین لرزه های شمال غرب ایران در محدوده ای با طول ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی و عرض ۴۶ تا ۵۰ درجه شرقی در بخش شرقی آذربایجان و غرب دریای خزر در بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ برای زمین لرزه های با بزرگی بیش از ۴ ریشتر مورد مطالعه قرار گرفته است (جدول ۵-۱). برای تعیین تنش در این نوشتار از داده های شوک اصلی زمین لرزه ها استفاده شده است چرا که لغزش در پس لرزه ها، در امتداد صفحه گسل شوک اصلی رخ نمی دهد و استفاده هم زمان از هر دو این داده ها سبب ناهمگنی بیش تر در محاسبات می شود و ترکیب سازوکار کانونی مناسبی بدست نمی دهد. گردآوری داده ها از سایت های موسسه لرزه نگاری دانشگاه کلمبیا (GCMT) دانشگاه هاروارد، سازمان زمین شناسی ایالت متحده، موسسه لرزه نگاری زونیخ سویس (ZUR RMT)، (MOS, Jackson (1992) و موسسه لرزه نگاری سوئیس انجام شده است. داده های گردآوری شده، بازبینی و تصحیح شده و سپس در تحلیل تنش مورد استفاده قرار گرفته اند. تصحیحات یاد شده شامل بررسی و اصلاح موازی نبودن عمودهای دو صفحه گرهی، عمود نبودن محورهای کشش، بی اثر و فشارش نسبت به هم در هر سازوکار و ناهمخوانی لغزش ها با صفحات گرهی مربوطه بوده اند. گفتنی است که این کنترل ها و تصحیحات پیش از انجام تحلیل برگشتی روی تمامی داده های لرزه ای صورت گرفته است. ارزیابی مناسب تر جهت گیری تنش تکتونیکی بدست آمده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها زمانی ارزشمند خواهد بود که سازوکارهای یک رژیم تنشی همگن باهم


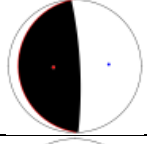
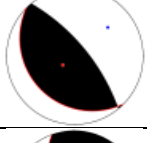
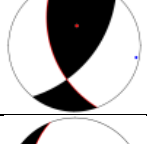
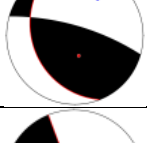
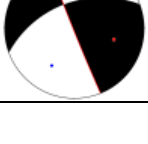



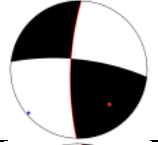
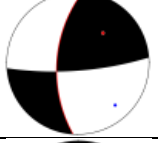
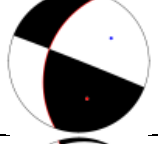
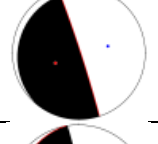
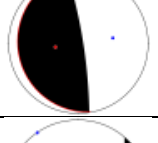
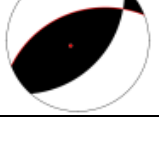
ترکیب شده باشند معکوس سازی تنش از چندین سازوکار کانونی زمین لرزه ها کیفیت تعیین تنش را بهبود می بخشد. از آنجا که داده های مکانیسم کانونی زمین لرزه ها از نظر رژیم تنشی و جهت گیری تنش در محدوده آذربایجان با هم سازگار نبود ما منطقه را به دو زیر مجموعه سواحل غربی دریای خزر (Zone I) و شرق آذربایجان (Zone II) تقسیم کردیم. جهت تقسیم حوضه انتخاب شده به دو زون مطالعاتی از پیش فرض هایی چون شرایط تکتونیکی، پهنه بندی لرزه ای و تغییرات عمقی زمین- لرزه ها در این دو حوضه استفاده شد. زمین لرزه های رخ داده در سواحل خزر به صورت پراکنده می باشد. ولی در شرق بلوک آذربایجان در دو نقطه متمرکز شده است. در سواحل غربی دریای خزر (Zone I) عمده گسل های اصلی امتداد لغز و در راستای فرورانش خزر به زیر بلوک آذربایجان با عمق ۵۰-۶۰ کیلومتر ایجاد شده اند. در (Zone II) عمده گسل های امتداد لغز با عمق کم ۱۵ کیلومتر دیده می شود. مرز بین این بخش گسل نئور است که از گسل های پی سنگی دامنه باختری کوه های تالش می باشد.


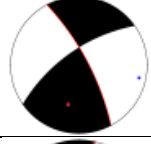
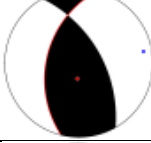







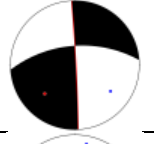
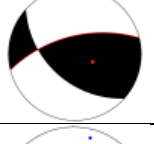
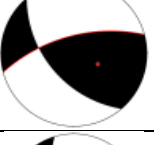
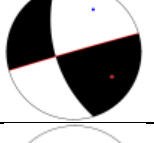
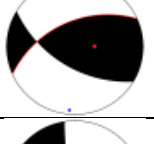
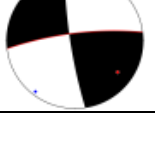
شکل ۵-۱- نقشه زون بندی صورت گرفته و سازوکار کانونی زمین لرزه های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

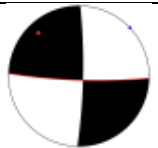


جدول ۵-۱- داده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های محدوده مطالعاتی، مستخرج از سایت‌های مختلف لرزه‌ای

NO	Date	Coordinate		$M_s$	depth	Planes						Stress				Source	
		Lon	Lat			Plane 1			Plane 2			$\sigma_1$		$\sigma_3$			
						Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	trend	plg	Trend	Plg		
1	1978	49.9	37.67	6.3	34	177	9	87	000	81	90	90	36	54	54	HRVD	
2	1980/4/5	48.98	38	6.5	46	179	5	88	1	85	90	91	40	50	0	HRVD	
3	1980/7/22	50.20	37.19	5.5	62	135	20	95	310	70	88	38	25	65	65	HRVD	
4	1980/12/3	50.38	37	5.3	46	160	52	136	281	57	47	101	3	55	55	HRVD	
5	1981/8/4	48.84	37.9	5.6	25	159	26	40	32	73	111	274	57	25	25	HRVD	
6	1995/10/15	49.53	37	5.1	15	66	49	178	158	88	41	28	26	29	29	HRVD	

7	1996/1/3	48.7	39	5.3	15	261	6	125	46	86	87	30	50	40	40	HRVD	
8	1997/2/28	48.05	38.07	5.9	23	87	73	165	182	76	17	138	21	2	2	NEIC	
9	1997.2.28	48.06	38.3	6.1	15	184	57	-15	283	77	146	139	13	33	33	HRVD	
10	1997/3/2	47.87	37.86	5.3	15	200	41	2	108	89	131	344	33	31	31	HRVD	
11	1998/7/9	48.5	38.7	5.9	22	102	6	30	342	78	95	77	42	48	48	NEIC	
12	1998/7/9	49.24	38.79	5.9	20	170	8	91	349	82	80	81	37	53	53	HRVD	
13	2001.6.12	47.26	39.02	4.5	15	249	47	70	97	47	110	201	0	76	76	ZUR_R MT	

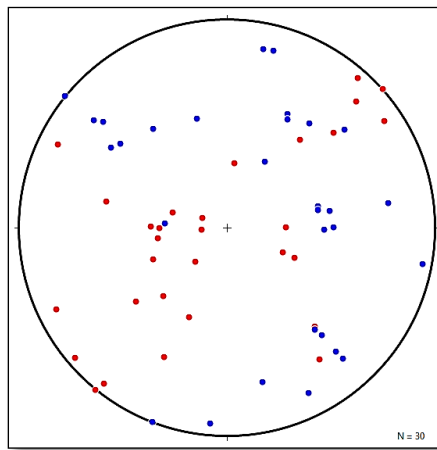
14	2001.10.29	48.64	38.92	4.5	45	352	59	89	174	31	92	81	14	76	76	ZUR_R MT	
15	2002/01/05	49	37.52	4.4	30	332	74	155	69	66	17	29	28	6	6	ZUR_R MT	
16	2005/09/26	47.77	37.36	5.2	19.8	194	43	55	57	65	118	167	15	60	60	HRVD	
17	2006/11/5	48.86	37.57	4.8	14.1	188	67	2	279	88	157	50	17	15	15	GCMT	
18	2007/07/11	48.6	38.79	5.2	25	242	19	179	151	90	-71	79	42	42	42	GCMT	
19	2012/08/11	46.82	38.36	6.3	11	354	90	0	84	90	180	309	0	0	0	MOS	
20	2012/8/11	47.13	38.38	6.4	11	86	79	157	180	67	12	139	24	8	8	NEIC	

21	2012/8/11	46.8	38.31	6.5	15	84	84	170	175	81	6	309	11	3	3	GCMT	
22	2012/8/11	46.55	38.98	6.4	10	357	88	-33	89	57	178	308	24	21	21	NEIC	
23	2012/8/11	47.14	38.62	6.2	11	256	60	127	19	47	43	11	8	57	57	NEIC	
24	2012/8/11	46.78	38.35	6.4	19.2	255	63	134	10	50	36	15	8	51	51	GCMT	
25	2012/8/11	46.73	38.35	5.2	27.4	254	89	149	345	59	1	305	22	21	21	GCMT	
26	2012/8/15	46.71	38.39	5	13.2	10	56	51	246	50	133	185	3	58	58	GCMT	
27	2012/8/16	46.81	38.35	4.8	25.2	355	82	12	263	78	172	310	14	3	3	GCMT	

28	2012/11/7	46.61	38.4	5.6	15	92	83	173	183	83	7	138	10	0	0	GCMT	
29	2012/11/16	46.66	38.49	4.8	15.8	199	89	9	109	81	179	154	7	6	6	GCMT	
30	2013/1/26	46.87	38.37	4.8	21.6	6	74	25	269	66		323	29	5	5	GCMT	

## ۵-۲- روش میانگین‌گیری از محورهای P&T

سایت‌های مختلف لرزه‌نگاری از جمله سایت USGS برای هر یک از زمین‌لرزه‌های رخ داده علاوه بر معرفی سازوکار کانونی موقعیت محورهای P و T را هم به دست می‌دهد. محور P با اغماض موقعیت تقریبی محور  $\sigma_1$  و محور T موقعیت تقریبی محور  $\sigma_3$  را به دست می‌دهد. بنابراین با میانگین‌گیری از موقعیت محورهای P&T موقعیت میانگین محور اصلی تنش به دست می‌آید. در این روش تنها جهت‌گیری محورهای اصلی تنش محاسبه می‌شود و پارامتر دیگری همچون شکل بیضوی تنش به دست نمی‌آید. جهت نمایش موقعیت میانگین محورهای P&T کنتورهایی رسم شده است جهت‌گیری کنتورها و تطبیق آنها با شرایط زمین‌شناسی پهنه مطالعاتی نشان می‌دهد که محورهای P با راستای خاوری-باختری موقعیت تقریبی محور  $\sigma_1$  را حاشیه باختری دریای خزر (زون ۱) و محورهای P با راستای شمال باختری-جنوب خاوری موقعیت تقریبی محور  $\sigma_1$  را در پهنه بلوک آذربایجان (زون ۲) به نمایش می‌گذارد. (جدول ۵-۲).

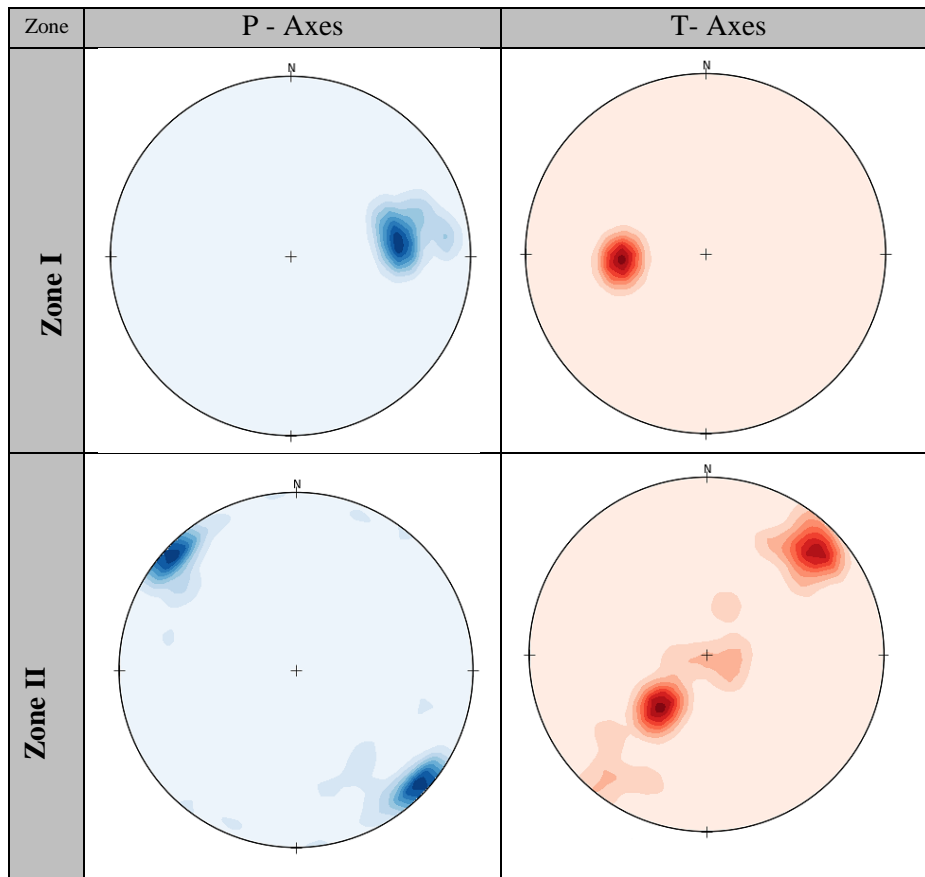


شکل ۵-۲- محورهای P و T به دست آمده برای داده‌های لرزه‌ای

جدول ۵-۲- موقعیت محورهای P و T برای داده‌های لرزه‌ای در زون‌های تفکیک شده

Zone	P- Axes	T- Axes
Zone 1	080.39	266.53
Zone2	313.07	220.57

جدول ۳-۵ کنتور دیاگرام‌های رسم شده برای موقعیت محورهای P و T



### ۳-۵- وارون سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

تفسیر صحیح میدان تنش کنونی با استفاده از نتایج وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های مختلف انجام می‌شود. 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 شناخت هندسه و سازوکار عمده گسل‌های بزرگ در منطقه می‌تواند به انتخاب گسل مسبب زمین‌لرزه کمک کند بر این اساس و با استفاده از روش دووجهی‌های عمود بر هم که مستقل از انتخاب صفحه گره است محدوده جهت‌گیری‌های ممکن  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  تعیین شد (Angelier & Machler, 1984) سپس از تلفیق این دو روش، صفحات مشخص شد. بعد از این جدایش، صفحات گسل همراه با خط‌خش مربوط به آن به عنوان صفحات مستقل



در نظر گرفته می‌شود (Gephart & Forsyth, 1984) سپس به روش مارت و آلماندینگر به کمک جهت-گیری محورهای P&T دو زون جدا شده و به صورت مستقل در برنامه Delvaux 2006 تابع مرکب  $F_5$  تانسور با حداقل زاویه عدم انطباق و حداکثر تنش برشی به عنوان تانسور مناسب انتخاب شد. روش وارون‌سازی به سبب اینکه تمامی فاکتورهای میدان تنش از جمله محور اصلی تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  (تنش‌های بهینه فشارشی، متوسط و کششی) و فاکتور شکل میدان محاسبه می‌شود.

#### ۵-۴- محاسبات عددی تانسور تنش برای داده‌های لرزه‌ای

محاسبات عددی تانسور تنش به کمک نرم افزار Tensor چهار مولفه تانسور تنش بر اساس کمترین زاویه عدم انطباق صورت می‌گیرد. خروجی محاسبات انجام شده برای هر زون در جدول ۵-۳ درج شده است.

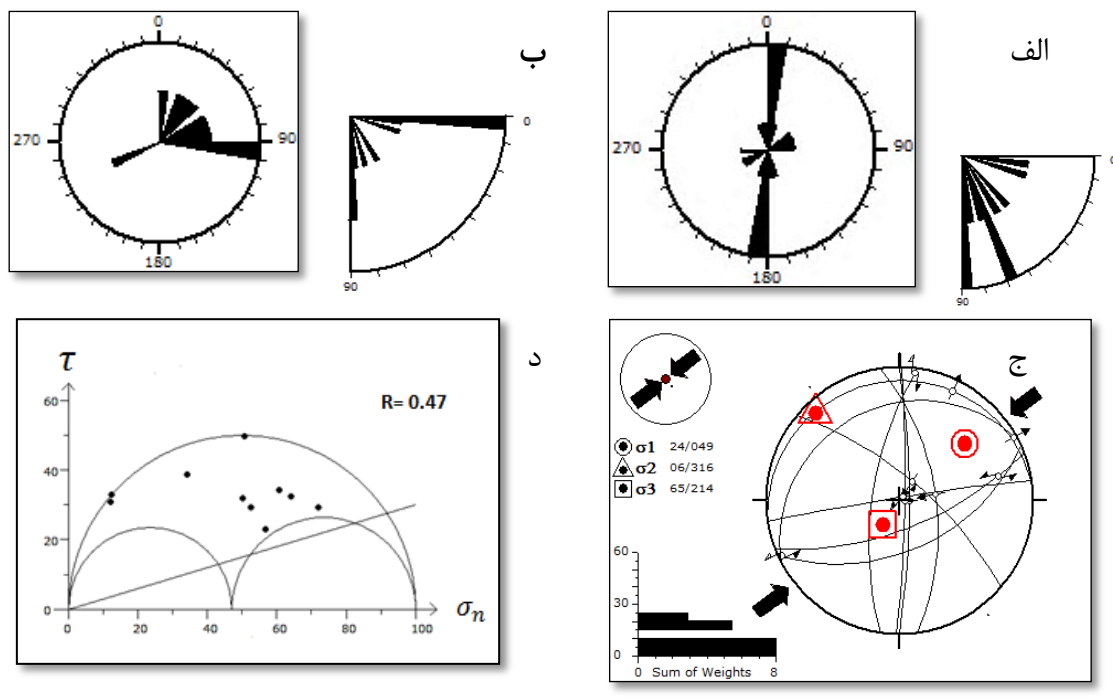
جدول ۵-۴- تعداد داده‌های تفکیک شده در هر فاز- موقعیت محورهای اصلی، فاکتور شکل میدان، و تعداد گسل‌های هر

فاز

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	049	24	316	06	65	214	0.47	13
2	149	06	250	64	056	26	0.69	17

#### ۵-۴-۱- محاسبات عددی تانسور تنش برای زون ۱

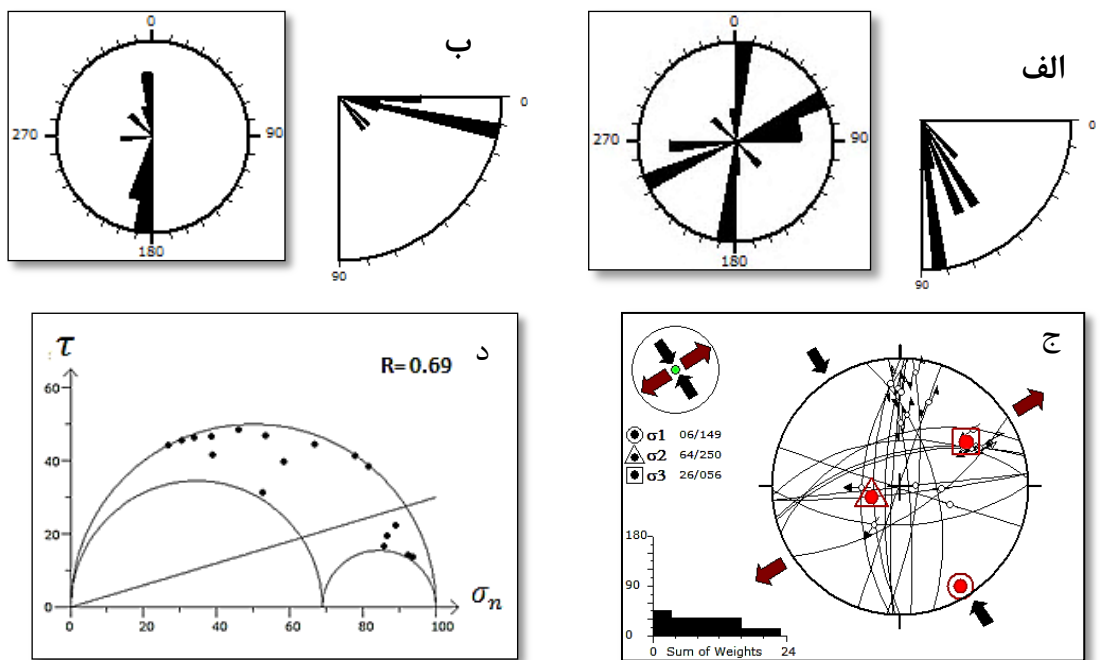
این زون شامل ۱۳ داده زمین لرزه‌ای است که با توجه به نقشه ۵-۱ زمین لرزه‌های بخش شرقی ناحیه مطالعاتی را شامل می‌شود. نمودار گل‌سرخ‌ی مربوط به روند گسل‌ها نشان می‌دهد که گسلش مسبب زمین لرزه‌ها در این زون بیش‌تر در راستای شمالی- جنوبی قرار گرفته است (شکل ۵-۳ الف). نمودار گل‌سرخ‌ی مربوط به خط‌خس‌ها، آزیموت ۰ تا ۱۰۰ درجه و میل غالب افقی و نزدیک به ۹۰ درجه را نشان می‌دهد بر این اساس می‌توان گفت که غالب گسلش مسبب زمین لرزه‌ها در این محدوده به دو صورت امتدادلغز و شیب لغز محض عمل کرده‌اند. محاسبات تانسور تنش موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  را به ترتیب  $0.49/24$ ،  $316/06$ ،  $65/214$  و اندازه فاکتور شکل میدان را با توجه با دایره مور بدون مقیاس ترسیم شده  $0.47$  نشان می‌دهد (شکل ۵-۳ ج و د).



شکل ۳-۵ الف- نمودار گل سرخی راستا و شیب گسل‌ها، ب- نمودار گل سرخی روند و میل خراش‌های گسلی ج- موقعیت محورهای اصلی تنش برای داده‌های لرزه‌ای زون I د- دایره مور بدون مقیاس

#### ۵-۴-۲- محاسبات عددی تنسور تنش برای زون II

این زون شامل ۱۷ داده زمین لرزه‌ای است که با توجه به نقشه ۵-۱ زمین لرزه‌های بخش غربی ناحیه مطالعاتی را شامل می‌شود. نمودار گل سرخی مربوط به روند گسل‌ها نشان می‌دهد که گسلش مسبب زمین لرزه‌ها در این زون بیش‌تر در دو راستای شمالی- جنوبی و شمال خاور- جنوب باختر قرار گرفته است (شکل ۳-۵ الف). و خراش‌های با روند شمال- جنوبی، موازی با روند گسل‌ها و میل ۱۵-۰ تشکیل شده‌اند که نشان از امتدالغز بودن سازوکار گسلش می‌باشد (شکل ۴-۵ ب). محاسبات تنسور تنش موقعیت محورهای اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  را به ترتیب ۱۴۹/۰۶، ۲۵۰/۶۴، ۰۵۶/۲۶ و اندازه فاکتور شکل میدان در این زون ۰/۶۹ می‌باشد (شکل ۴-۵ ج و د).



شکل ۴-۵- الف- نمودار گل سرخی راستا و شیب گسل‌ها، ب- نمودار گل سرخی روند و میل خراش‌های گسلی ج- موقعیت محورهای اصلی تنش برای داده‌های لرزه‌ای زون II د- دایره مور بدون مقیاس



# فصل هشتم

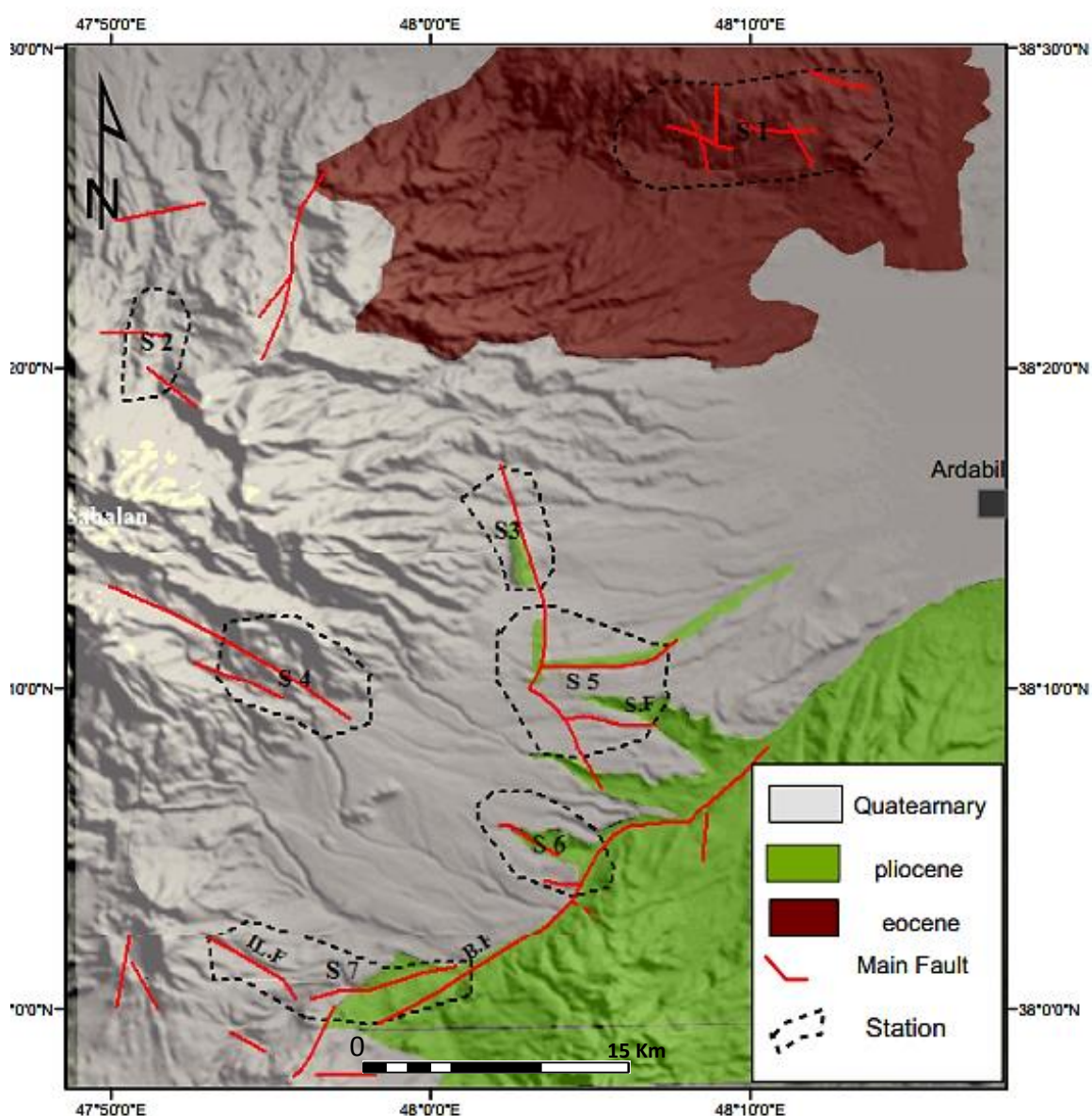
تخلیل داده‌های لغزش کسل

در سال های اخیر، روش های بسیاری برای بازسازی تنش دیرین توسعه یافته است. یکی از روش های بازسازی تنش دیرین، تحلیل داده های لغزش گسلی می باشد. تحلیل کیفی و کمی تنش، تفسیر دینامیکی (تعیین جهت تنش) و کینماتیکی (حرکتی) از آنالیز ساختارهای شکننده ارائه می نماید و نتایج آنها کلید قابل اعتمادی برای فهم توزیع و تکامل میدان تنش فراهم می کند. هدف، وارون سازی داده های لغزش گسل، تعیین تانسور تنش می باشد. در این پژوهش جهت تعیین تنش در محدوده خاوری سبلان، در آغاز با معیارهای ویژه محدوده بندی، منطقه مطالعاتی را به بخش های کوچکتری تقسیم می کنیم. این کار برای تحلیل دقیق تر داده های هر منطقه صورت می گیرد بعد از محدوده بندی، با انجام مطالعات صحرایی بر روی گسل های جوان و فعال دامنه خاوری سبلان تعداد ۲۲۱ صفحه گسلی با درصد اعتبار بالا از مجموع داده های تهیه شده از هفت محدوده مطالعاتی برای بررسی میدان تنش دیرین و جاری انتخاب شده و مورد بررسی قرار می گیرد. با توجه به اهمیت واحدهای سنوزوئیک در تعیین میدان تنش، کلیه داده های برداشت شده در منطقه مطالعاتی بر روی واحدهای آتشفشانی با سن اوسن تا کواترنری بوده است.

#### ۶-۱- محدوده بندی منطقه

برای انجام تحلیل دقیق تر داده های گردآوری شده، تفکیک درست فازهای مختلف تنشی و به دست آوردن مناسب ترین تانسور تنش، منطقه مورد مطالعه می بایست به محدوده های کوچکتری تقسیم شود. در منطقه مطالعاتی به سبب آنکه امکان برداشت اطلاعات به شکل کاملاً همگن وجود نداشت در نتیجه این ایستگاه ها به هم پیوسته نیستند، و فواصل بین آنها مناطقی است که برداشت داده از آنها به دلیل نبود گسل خراش دار، پوشش نهشته های آبرفتی، پوشش زمین های کشاورزی و یا وجود توپوگرافی خشن و کوهستانی صورت نگرفته است. محدوده بندی هر منطقه براساس پارامترهای مختلفی انجام می شود ثابت بودن پارامترهای ویژه ای مانند روند کلی ساختارها، مکانیسم گسل ها، موقعیت جغرافیایی، نزدیک بودن نقاط بر

داشت به هم و غیره ... می تواند علت جدایش یک محدوده از محدوده دیگر باشد. در این پژوهش اساس محدوده بندی بر مبنای سن واحدهای سنگی بوده است. نزدیکی نقاط برداشت به هم از دیگر معیارهای مورد توجه بوده است. بر اساس محدوده بندی انجام شده، در منطقه مطالعاتی هفت محدوده مختلف با دسته گسل های مربوطه مشخص شده است. شکل ۶-۱ موقعیت محدوده های مطالعه شده را نشان می دهد.



شکل ۶-۱ - موقعیت محدوده های انتخاب شده بر روی تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه. (محدوده های مطالعه شده با خط چین های سیاه مشخص شده)

## ۲-۶- تعیین زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ:

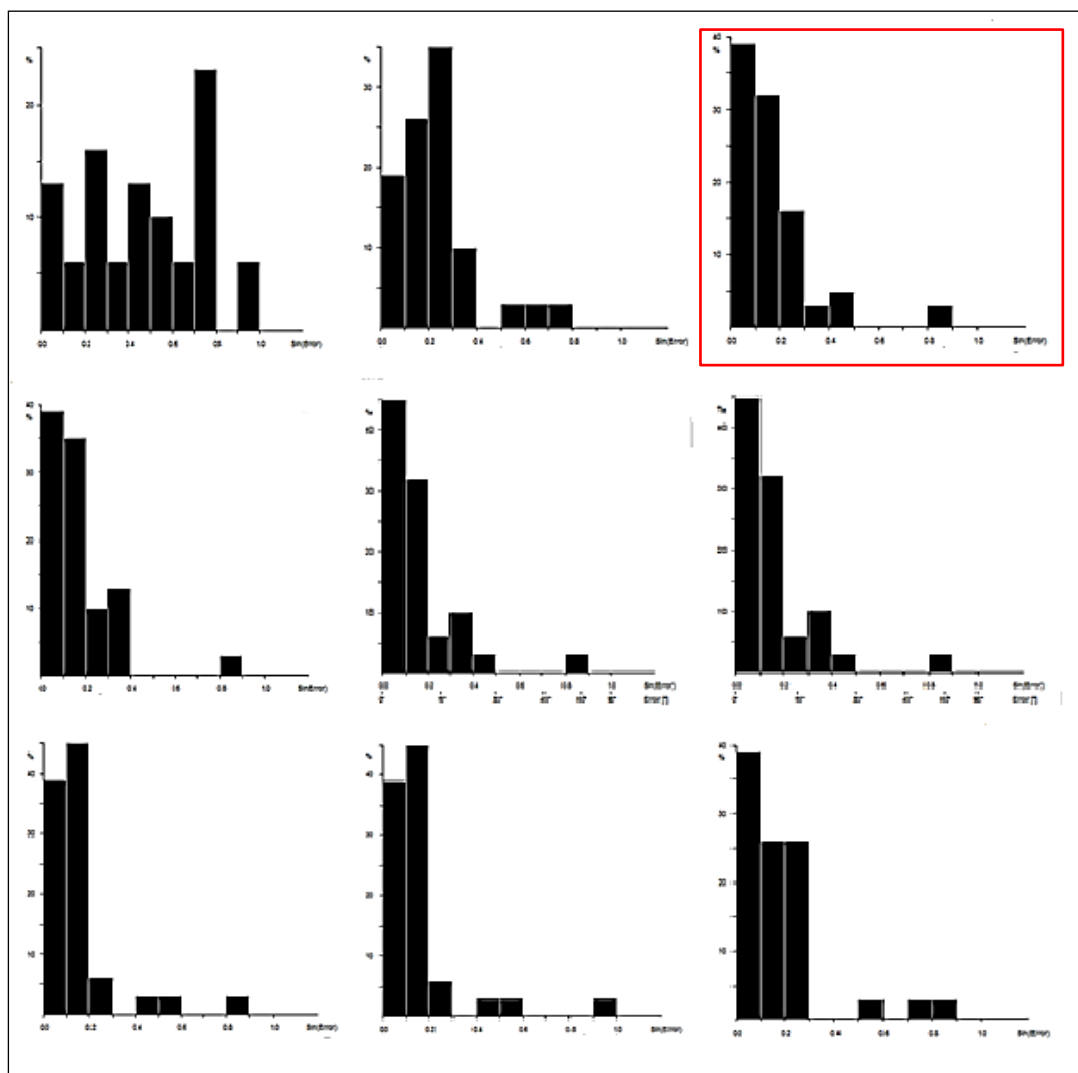
زاویه اصطکاک داخلی سنگ موقعیت محورهای اصلی، شکل میدان تنش و موقعیت خش خطها را بر روی صفحه گسل کنترل می کنند. بنابراین تغییر این زاویه موقعیت سطوح برش دارای خش لغزش را تغییر می دهد. در محاسبات تنسور تنش جهت تعیین تنسور تنش کاهش یافته صحیح، باید زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی منطقه به طور دقیق محاسبه و در حل تنسور تنش به کار گرفته شود. در محدوده مطالعاتی اندازه گیری خراش های گسلی بر روی واحدهای مختلف آذرین (بازالت و آندزیت)، آذرآواری، برش های ولکانیکی و واحدهای رسوبی سست بوده است لذا به سبب اختلاف مقاومت برشی این واحدهای سنگی می توان گفت که زاویه اصطکاک داخلی این واحدها یکسان نبوده است. برای تعیین زاویه اصطکاک داخلی هر یک از واحدهای سنگی از روش  $R\%$  هیستوگرام زاویه عدم انطباق استفاده شد. داده های این روش یاد شده برای یکی از واحدهای سنگی آورده شده و برای سایر واحدهای سنگی نیز تعمیم داده شده است و نتایج محاسبات آن در جدول ۶-۱ آورده شده است.

## ۲-۶-۱- تعیین زاویه اصطکاک داخلی در واحدهای آندزیتی:

- تعیین زاویه اصطکاک داخلی به روش هیستوگرام عدم انطباق:

در این روش ۱۵ گسل خراش دار انتخاب شده از واحدهای آندزیتی محدوده آلوارس با اعمال زاویه اصطکاک داخلی بین ۱۰ تا ۸۰ با فاصله ۵ درجه ترسیم شد. سپس هیستوگرامی که از توزیع گوسی با بیشترین شیب، تبعیت می کرد به عنوان هیستوگرام زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی آندزیت مشخص شد. بنابراین زاویه ۳۰ درجه به عنوان زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی آندزیت به دست آمد که انطباق قابل قبولی را با واحدهای سنگی منطقه دارد (شکل ۲-۶).

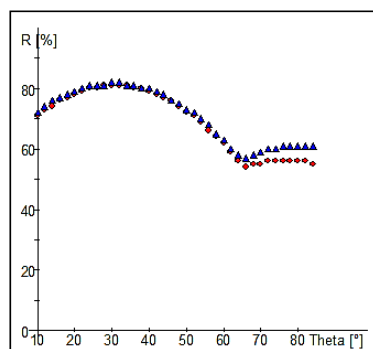




شکل ۶-۲- هیستوگرام تغییرات زاویه اصطکاک داخلی برای واحدهای آندزیتی- بهترین زاویه به دست آمده ۳۰ درجه است که با کادر مربعی قرمز رنگ مشخص شده است.

- تعیین زاویه اصطکاک داخلی به روش % R

جهت تعیین زوایای اصطکاک داخلی براساس روش % R در واحدهای آندزیتی ۱۵ گسل خراش دار از واحدهای آندزیتی محدوده آوارس انتخاب شد و زاویه اصطکاک داخلی بین ۱۰ تا ۸۰ درجه و با فاصله ۱۰ درجه بر روی محور طولها و مقدار درصد R مربوط به هر یک از سطوح لغزش برای بر روی محور عرضها پیاده شد. و با تحلیل آماری موقعیت محورهای به دست آمده با استفاده از این روش زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی آندزیت حدود ۳۲ درجه بدست آمد (شکل ۶-۳).



شکل ۳-۶- نمایش نمودار R% ترسیم شده برای واحدهای سنگی آندزیت جدول ۱-۶- نمودار زاویه اصطکاک داخلی واحدهای سنگی مطالعه شده

R%	هیستوگرام زاویه عدم انطباق	واحد سنگ
۳۴	۴۰	بازالت
۳۲	۳۵	آندزیت
۲۶	۳۰	برش
۳۰	۳۰	آذرآواری
۲۲	۲۵	نهبشته‌های نئوژن

### ۳-۶- تحلیل داده‌ها

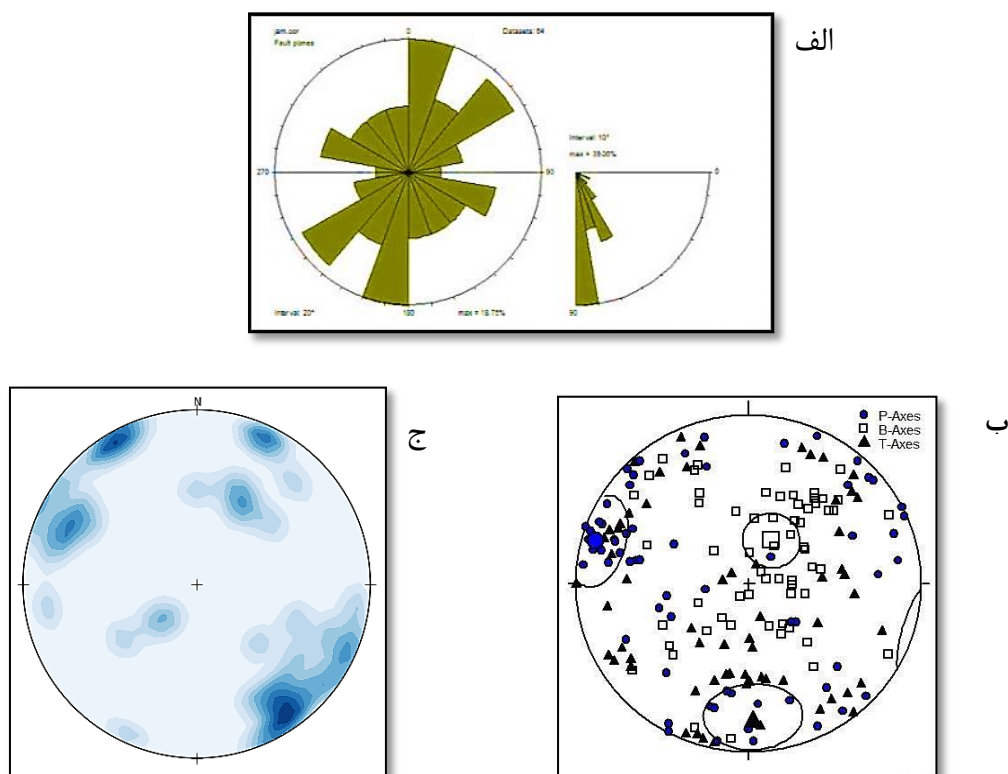
داده‌های برداشت شده از محدوده‌های مختلف، سن‌های متفاوتی دارند و ممکن است چندین فاز دگرریختی را متحمل شده باشند. به عبارت دیگر گسل‌های از پیش موجود ممکن است چند فاز تنش را ثبت کرده باشند. برای جداسازی هر یک از فازهای تنشی، داده‌های سطوح لغزشی گسل گردآوری شده باید تفکیک شوند. مقصود از این تفکیک، جداسازی رویدادهای مربوط به یک فاز زمین‌ساختی است هر فاز زمین‌ساختی مرحله‌ای از تاریخ دگرریختی و دینامیکی یک منطقه است که طی آن موقعیت و اندازه تنش‌های اصلی کم و بیش همسان می‌باشند. برای این منظور بهترین شرایط تفکیک، جداسازی فازها از توالی‌های با سن مشخص است در این پژوهش در هر محدوده سعی شده است داده‌های مربوط به یک زمان زمین‌شناسی برداشت شود. بر این اساس در هر یک از محدوده‌ها، با استفاده از روش مارت و آلمان‌دینگر محورهای P و T، برای تعیین محورهای استرس برای هر یک از

داده‌ها مشخص می‌شود. در این صورت مناطق اطمینان برای محورهای استرس  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  به دست می‌آید. سپس با استفاده از جهت گیری محورهای P و T به روش گفته شده در فصل چهار داده‌ها تفکیک می‌شوند. مرحله دوم جهت انجام محاسبات عددی تانسور تنش و رسیدن به یک تابع با حداقل زاویه بین تنش برشی و لغزشی و در نتیجه تانسور تنش کاهش یافته است، در این مرحله داده‌های تفکیک شده جهت به دست آوردن یک نتیجه کلی، وارد نرم افزار Delvax 2006 می‌شود و موقعیت دقیق محورهای اصلی استرس برای هر فاز به دست می‌آید. و برای محاسبه شکل میدان تنش، دایره مور بدون مقیاس برای هر منطقه به تفکیک رسم می‌شود. همچنین برای کلیه داده‌ها به تفکیک سازوکار رزیدیاگرام رسم می‌شود. تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده در منطقه سه فاز تکتونیکی را در واحدهای سنگی ائوسن و دو فاز را در واحدهای سنگی پلیوسن نشان می‌دهند که به شرح زیر آورده شده است.

#### ۶-۳-۱- محدوده ۱ (جمایران - خلیج)

گسل‌های این محدوده، بیشتر در ارتفاعات بین روستای جمایران و خلیج برداشته شده است. در این محدوده تعداد زیادی صفحه گسلی مشخص در بین برش‌های ولکانیکی و آندزی بازالت‌های ائوسن رخنمون دارد. تعداد ۶۴ صفحه گسلی از این منطقه برداشت شد که با توجه نمودار گل‌سرخ تهیه شده، گسل‌ها دارای روند غالب شمال خاور- جنوب باختر و شیب بیش از ۸۰ درجه می‌باشند (شکل ۶-۴-الف). جهت آنالیز داده‌های گردآوری شده در محدوده جمایران، برای هر یک از گسل‌های برداشت شده از محدوده محورهای PBT مشخص شد (شکل ۶-۴-ب). از تجمع محورهای P یا T می‌توان برای تفکیک فاز استفاده نمود. کنتور دیاگرام ترسیم شده برای محورهای P نشان دهنده سه راستای شمال باختر - جنوب خاور، شمال خاور - جنوب باختری و تقریباً خاور - باختری می‌باشد (۶-۴-ج). این تجمع می‌تواند نمایان‌گر رخداد سه فاز تنشی در این منطقه از دوره بعد از ائوسن تا کواترنری باشد. بنابراین با استناد به شواهد اندازه‌گیری شده و تجزیه و تحلیل نتایج تفکیک صورت

گرفته در این ایستگاه مطالعاتی سه فاز مختلف تنش جدا شده است. که ویژگی های هر فاز در جدول ۲-۶ و شکل ۵-۶ نمایش داده شده است.



شکل ۴-۶- الف: نمودار گل سرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محورهای P و T محاسبه شده ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۱

جدول ۲-۶- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان، در محدوده ۱

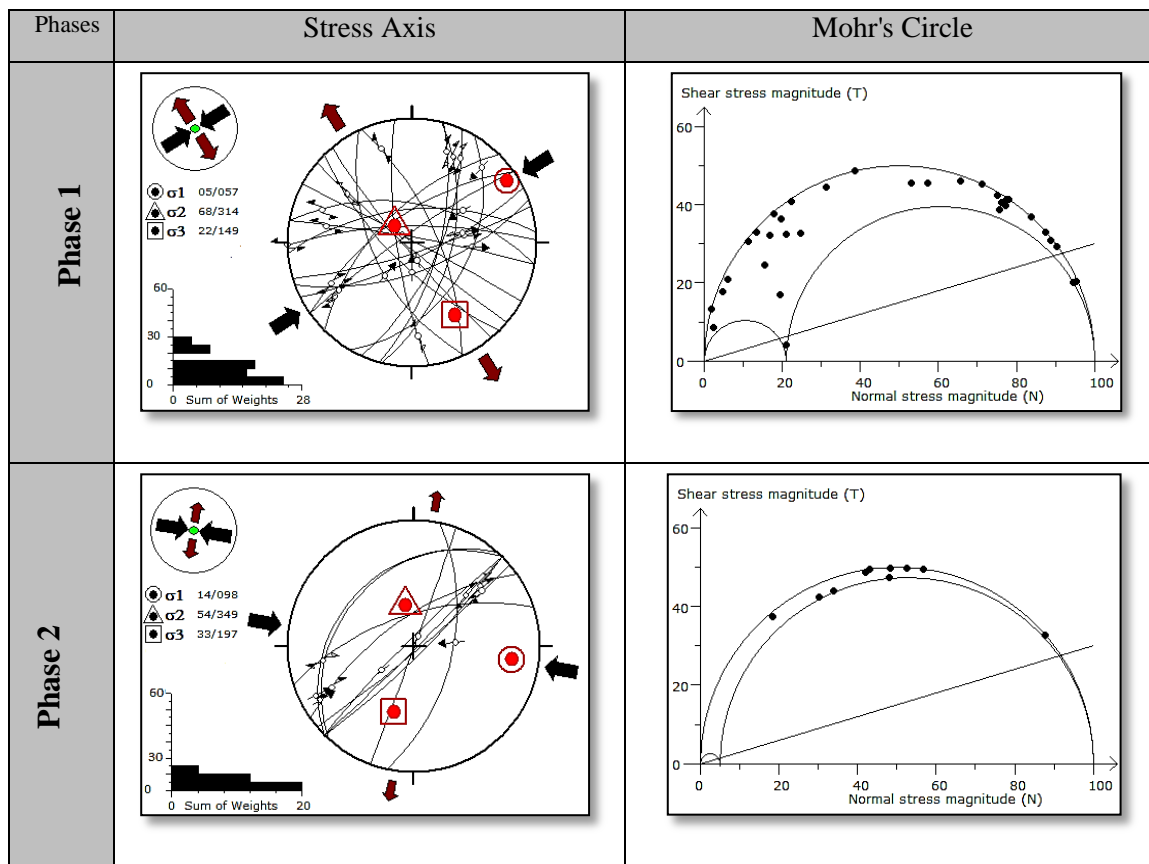
Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	057	05	314	68	149	22	0.21	21
2	096	27	023	78	358	14	0.1	10
3	127	03	197	33	218	12	0.38	25

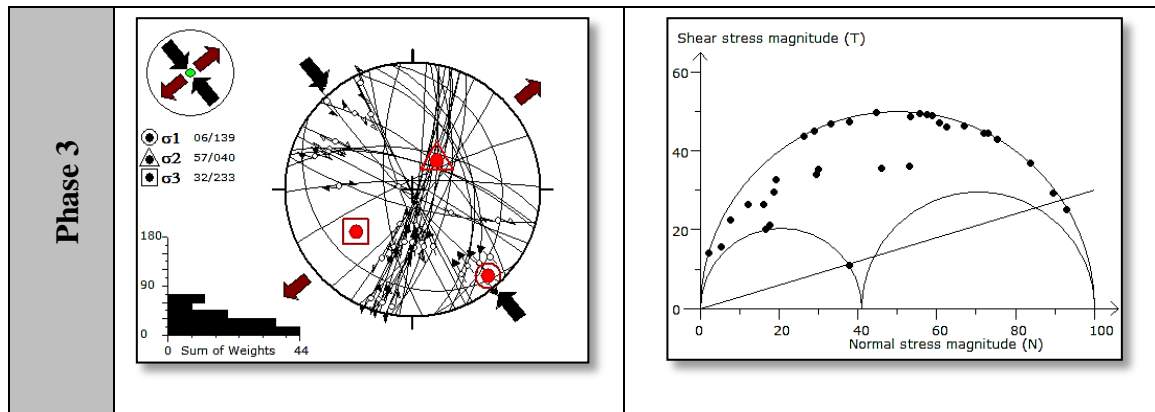
در فاز یک ۲۱ داده از مجموع داده های ایستگاه جمایران جدا شد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب  $0.57 / 0.5$ ،  $314/68$ ،  $149/22$  و نسبت

تنش ۰/۲۱ محاسبه شد. شکل بیضوی تنش در این فاز دوکی شکل می باشد. و با در نظر گرفتن موقعیت محور  $\sigma_2$  نوع میدان تنش به صورت امتدادلغز به دست آمده است (شکل ۶-۵).

در فاز دوم ۱۰ داده از سایر داده ها جدا شد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰/۹۶/۱۴، ۳۴۹/۵۴، ۱۹۷/۳۳، و فاکتور شکل میدان ۰/۱ محاسبه شد. شکل بیضوی تنش دوکی می باشد. و نوع میدان تنش به صورت امتدادلغز بوده است (شکل ۶-۵).

در این گروه ۲۵ داده در غالب فاز سوم از سایر داده ها جدا شد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۱۳۹/۰۶، ۰۴۰/۵۷، ۲۳۳/۳۲ و مقدار عددی فاکتور شکل میدان ۰/۳۸ به دست آمد که نمایانگر شکل بیضوی تنش دوکی در این فاز می باشد. که با توجه به موقعیت محور  $\sigma_2$  رژیم امتدادلغز برای آن تعیین شد. (شکل ۶-۵)



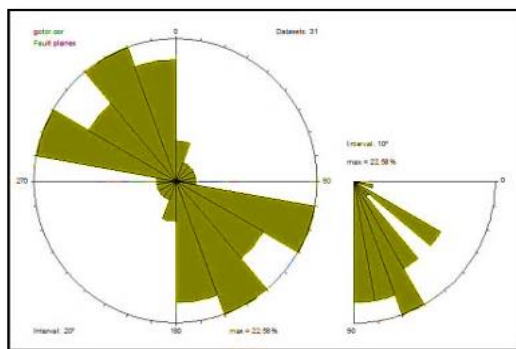


شکل ۶-۵- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۱

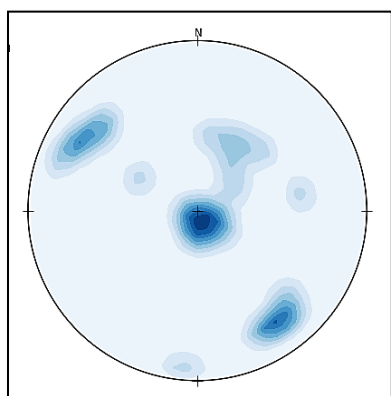
### ۶-۳-۲- محدوده ۲ (قوتورسوئی)

این محدوده از دیدگاه جغرافیایی در شمال غرب منطقه مطالعاتی و نزدیک ترین محل به دامنه شمالی قله سبلان می باشد. اندازه گیری های انجام شده در اطراف آبگرم قوتورسوئی و شاییل و در بین واحد- های آتشفشانی کواترنری بوده است در مجموع ۳۱ صفحه گسلی از این محدوده برداشت شد. گسل- های برداشت شده در راستای غالب شمال باختر- جنوب خاور قرار گرفته اند (شکل ۶-۶ الف). بررسی سازوکار گسل ها نشان می دهد که بیش از ۷۵ درصد گسل های این محدوده را گسل های شیب لغز و یک سوم آن را گسل های راستالغز چپ بر تشکیل داده اند. نتایج تحلیل محورهای PBT نشان می دهد که تجمع محورهای P به طور میانگین در موقعیت  $110/82$  و محورهای T  $224/08$  می باشد (شکل ۶-۶ ب). تفکیک محورهای بدست آمده از تحلیل مجموعه گسل های برداشت شده در این محدوده یک فاز تنشی را نشان می دهد نتایج وارون سازی داده ها نشان می دهد. در این گروه ۲۵ داده در غالب یک فاز از سایر داده ها جدا شد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب  $135/36$ ،  $266/42$ ،  $023/27$  و فاکتور شکل میدان با مقدار  $0/27$  نمایانگر شکل بیضوی تنش نزدیک به دوکی می باشد. همچنین با توجه به موقعیت محور  $\sigma_2$  رژیم امتداد لغز برای این محدوده تعیین شد. که ویژگی های فاز معرفی شده در جدول ۶-۳ نمایش داده شده است (شکل ۶-۷).

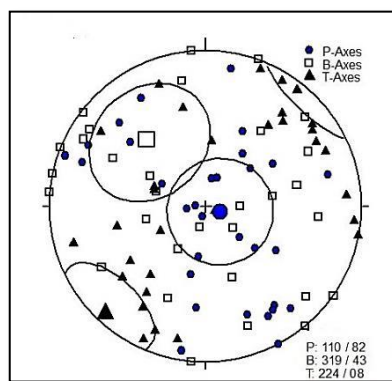
الف



ج



ب

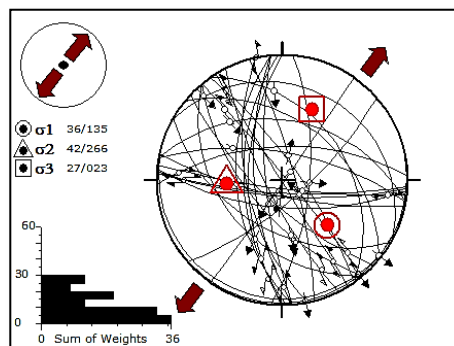


شکل ۶-۶- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج) کننتور دیگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۲

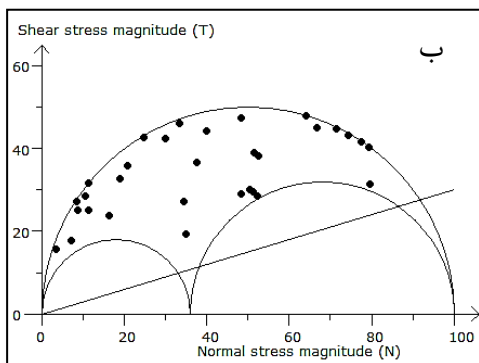
جدول ۶-۳ تعداد داده‌ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان در محدوده ۲

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	135	36	266	42	023	27	0.37	25

الف



ب

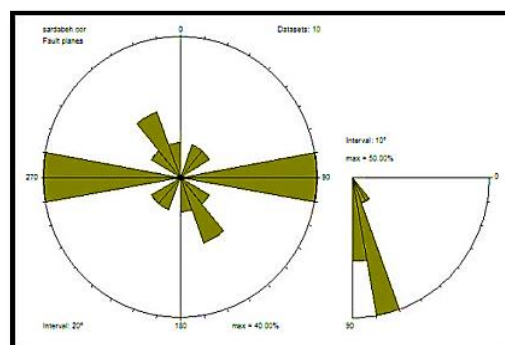


شکل ۶-۷- الف) موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق، ب) دایره موهر بدون مقیاس محدوده ۲

۶-۳-۳- محدوده ۳ (سردابه)

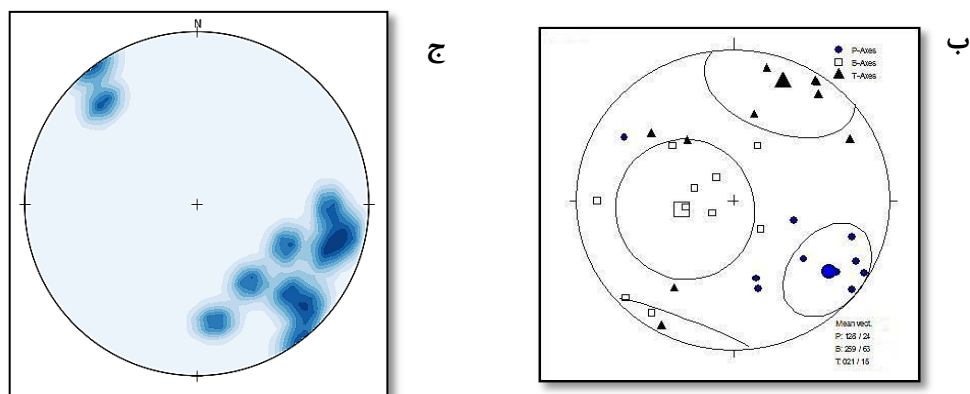
ایستگاه سردابه در غرب منطقه مطالعاتی و در دامنه خاوری قله سبلان، حوالی روستای وکیل آباد تا روستای آتشیگاه را در بر می‌گیرد. در این محدوده به علت پوشش مراتع و زمین‌های کشاورزی رخنمون‌های کمی از صفحات گسلی یافت شده است. اندازه گیری‌ها در این ایستگاه بر روی واحدهای آندزی بازالت کواترنری بوده و فقط تعداد ۱۰ صفحه گسلی از این منطقه جهت تعیین تنش به کار گرفته شده است. نمودار گل سرخی ترسیم شده نشان می‌دهد بیش‌تر گسل‌ها راستای خاوری-باختری دارند (شکل ۶-۸-الف). نتایج تحلیل محورهای PBT نشان می‌دهد که تجمع محورهای P به طور میانگین در موقعیت ۱۲۶/۲۴ و محورهای T ۰۲۱/۱۵ می‌باشد که با توجه به تجمع و جهت-گیری محورهای P و T یک فاز تنش برای این محدوده تشخیص داده شد (شکل ۶-۸-الف).

محاسبات عددی تنسور تنش با استفاده از این داده‌ها، با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۱۲۵/۲۶، ۲۵۹/۵۵، ۰۲۴/۲۲ و فاکتور شکل میدان با مقدار ۰/۳۱ محاسبه شد (شکل ۶-۹). که مقدار ۰/۳۱ نمایانگر شکل بیضوی تنش دوکی شکل می‌باشد. با توجه به موقعیت محور  $\sigma_2$  رژیم امتدادلغز برای محدوده سردابه تعیین شد. ویژگی‌های فاز تشخیص داده شده در جدول ۶-۴ نمایش داده شده است.



الف

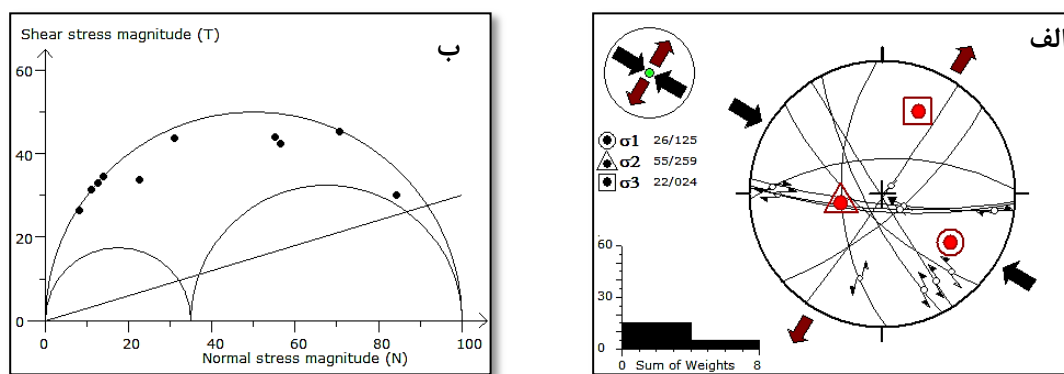




شکل ۶-۸- الف: نمودار گل سرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محوره های P و T محاسبه شده، ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محوره های P در محدوده ۳

جدول ۶-۴- تعداد داده ها، موقعیت محوره های اصلی تنش، فاکتور شکل میدان، در محدوده ۳

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	125	26	259	55	024	22	0.31	10

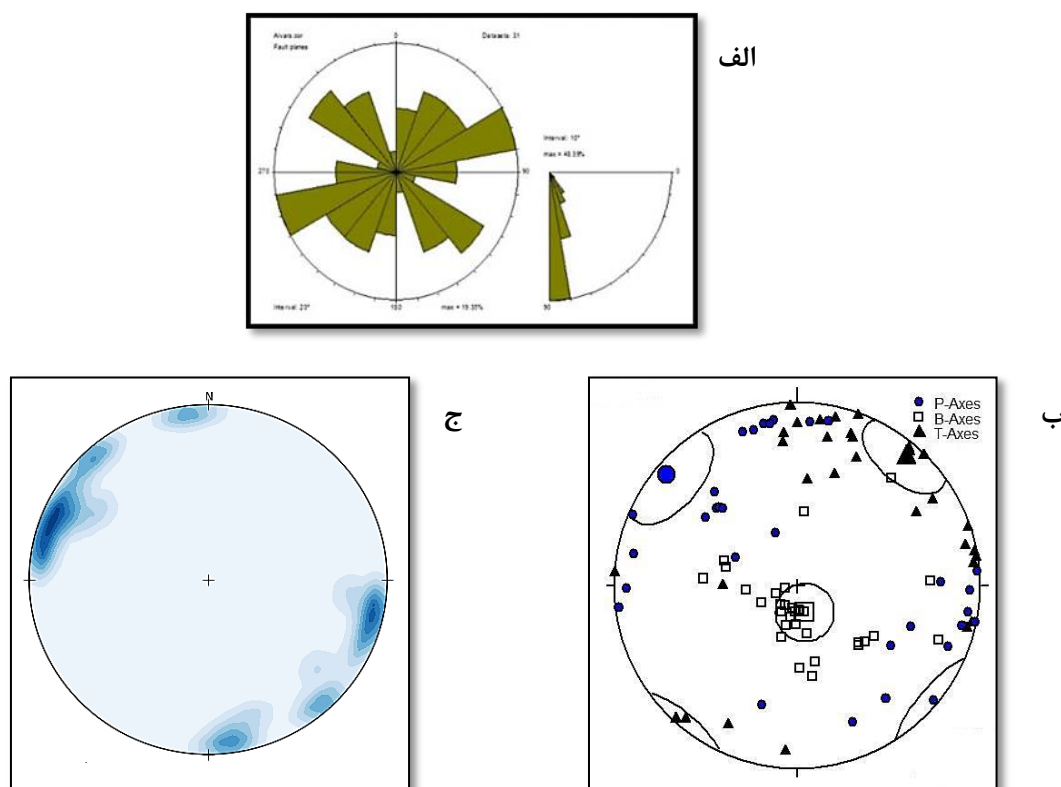


شکل ۶-۹- الف: موقعیت محوره های تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق، ب: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۳

### ۶-۳-۴- محدوده ۴ (آلوارس)

ایستگاه آلوارس، از دیدگاه جغرافیایی نزدیک ترین منطقه به قله سبلان و در دامنه خاوری آن واقع شده است و محدوده روستاهای آلوارس کندی و گورگور را در بر می گیرد. اندازه گیری سطوح لغزش

گسلی در این محدوده در بین واحدهای آندزیتی کواترنری صورت گرفته است. تعداد ۳۳ صفحه گسلی از این منطقه برداشت شد. که گسل‌های راست‌الغز راست‌بر و شیب‌لغز نرمال جوان، ۷۰ درصد داده‌های گسلی این محدوده را به خود اختصاص می‌دهند. نمودار گل‌سرخ‌ی تهیه شده برای این محدوده راستای بیشینه گسل‌ها را شمال خاور- جنوب باختر و شیب نزدیک به قائم مشخص می‌کند (شکل ۶-۱۰ الف). کنتور دیاگرام ترسیم شده برای محورهای P نشان دهنده شمال باختری - جنوب خاوری می‌باشد (۶-۱۰ ب). این تجمع می‌تواند نمایانگر رخداد یک فاز تنش در این منطقه از دوره کواترنری می‌باشد. بنابراین با استناد به شواهد اندازه‌گیری شده و تجزیه و تحلیل نتایج تفکیک صورت گرفته در این ایستگاه مطالعاتی یک فاز مختلف تنش جدا شده است. که ویژگی‌های آن در جدول ۶-۵ و شکل ۶-۱۱ نمایش داده شده است.

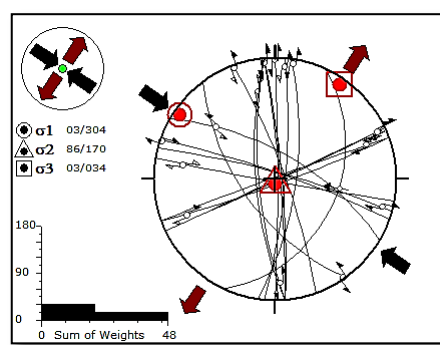
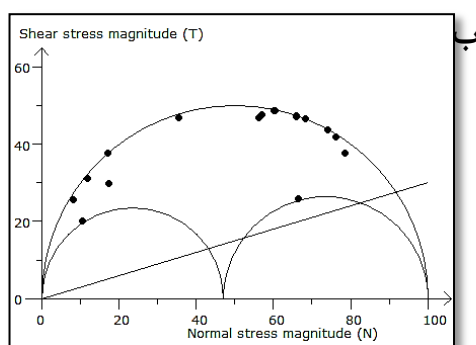


شکل ۶-۱۰- الف) نمودار گل‌سرخ‌ی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده، ج) کنتور دیاگرام رسم شده برای محورهای P در محدوده ۴

در این محدوده ۱۹ داده از سایر داده‌ها جدا به عنوان یک فاز جدا شد. تنش‌ها با استفاده از این داده‌ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب  $304/03$ ،  $170/86$ ،  $03/034$  و فاکتور شکل میدان با مقدار  $0/47$  نمایانگر شکل بیضوی تنش حدواسط در این فاز می‌باشد. که با توجه به موقعیت محور  $\sigma_2$  رژیم امتداد لغز برای آن تعیین شد (شکل ۶-۱۱).

جدول ۶-۵- تعداد داده‌ها، موقعیت محورهای اصلی تنش و فاکتور شکل میدان در محدوده ۴

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	304	03	170	86	034	03	0.47	19

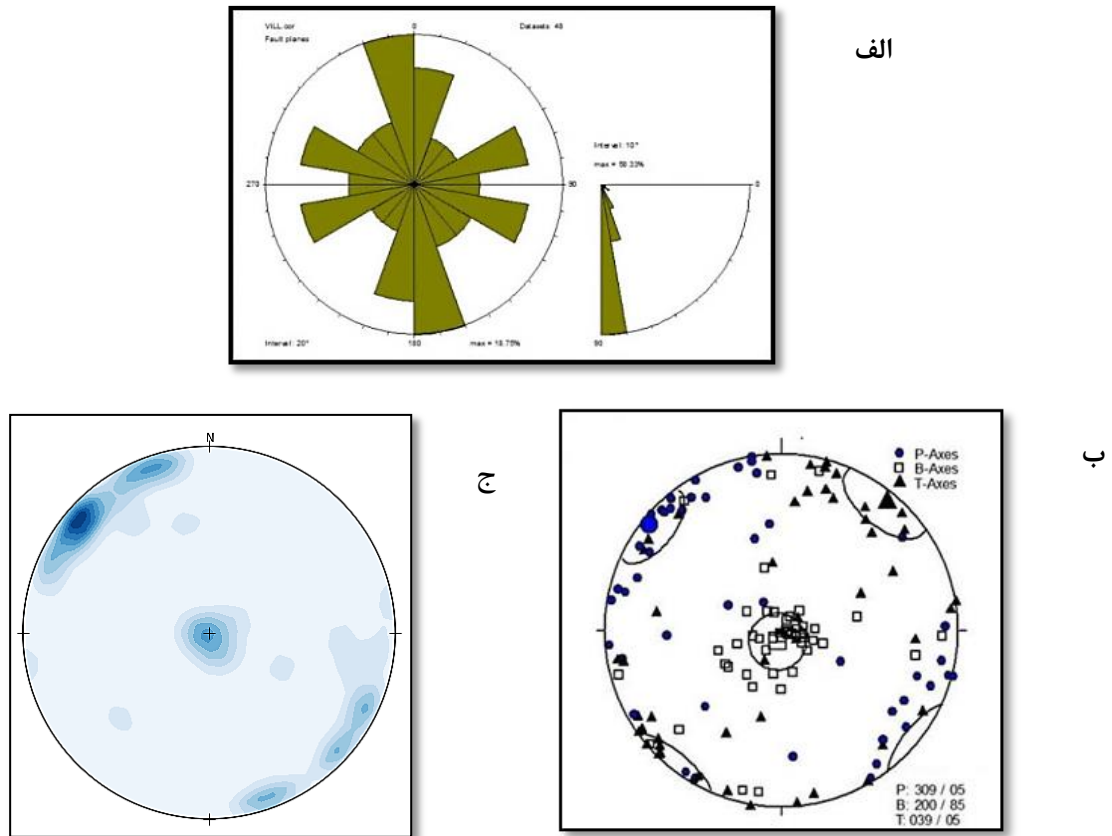


شکل ۶-۱۱- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق، ب: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۴

### ۶-۳-۵- محدوده ۵ (ویلادره)

این محدوده از دیدگاه جغرافیایی در مرکز محدوده مطالعاتی و در دامنه خاوری قله سبلان در حوالی گسل ویلادره- اردی موسی و گسل سرعین واقع شده است و محدوده‌های شهر سرعین، ویلادره، اردی موسی و ارجستان را شامل می‌شود. به علت پوشیده شدن بخش وسیعی از این منطقه توسط زمین‌های کشاورزی تعداد ۴۸ صفحه گسلی از این منطقه برداشت شد. خراش اندازه‌گیری شده بر روی صفحه‌های گسلی واحدهای پلیوسن در دره ویلادره- اردی موسی زاویه ریک تقریباً افقی و  $15^\circ$  درجه پادساعت‌گرد را نشان می‌دهند. نمودار گل‌سرخ‌تریسیم شده برای گسل‌های برداشت شده، راستای بیشینه گسل‌ها را شمالی- جنوبی مشخص می‌کند (شکل ۶-۱۲ الف). از مجموع گسل‌های اندازه-

گیری شده در این محدوده، ۸۵ درصد گسل ها را گسل های راستالغز تشکیل می دهند. نتایج آنالیز محوره های PBT نشان دهنده دو فاز تنش در محدوده ویلادره می باشد. کنتور رسم شده نشان دهنده پراکندگی محوره های P با دو میل افقی و قائم که به ترتیب نشان دهنده دو رژیم امتدادلغز و نرمال می باشد (شکل ۶-۱۲ ب و ج). ویژگی هر فاز در جدول ۶-۶ و شکل ۶-۱۲ آورده شده است.



شکل ۶-۱۲-الف: نمودار گسرخنی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب: موقعیت محوره های P و T محاسبه شده، ج: کنتور دیاگرام رسم شده برای محوره های P در محدوده ۵

جدول ۶-۶- تعداد داده های تفکیک شده در هر فاز- موقعیت محوره های اصلی، فاکتور شکل میدان، و تعداد گسل های هر فاز محدوده ۵

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	000	90	090	00	000	00	0.55	10
2	323	03	083	84	233	05	0.41	26

در مرحله اول تفکیک فاز در محدوده ویلادره ۸ سطح گسل در غالب یک فاز از سایر داده ها جدا شد. که موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  را به ترتیب ۰۰۰/۹۰، ۰۹۰/۰۰، ۰۰۰/۰۰ نشان می دهد. نسبت تنش با رسم نمودار موهر سه محوره ۰.۵۵ و نوع بیضوی تنش حدواسط بدست آمده است. و نوع میدان تنش به صورت کششی تعیین شد (شکل ۶-۱۳).

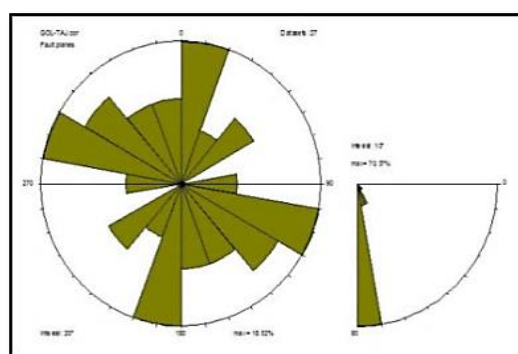
در این فاز ۲۶ سطح گسل که در غالب یک فاز از سایر داده ها جدا می شود. تعیین میدان تنش با استفاده از این داده ها موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  را به ترتیب ۳۲۳/۰۳، ۰۸۳/۸۴، ۲۳۳/۰۵ نشان می دهد. نسبت تنش بر اساس نمودار موهر سه محوره ۰.۴۱ و نوع بیضوی تنش دوکی شکل تا حدواسط بدست آمده است. و با توجه به موقعیت تنش  $\sigma_2$  رژیم تنشی غالب امتدادلغز تعیین شد (شکل ۶-۱۳).

Phases	Stress Axis	Mohr's Circle
Phase 1		
Phase 2		

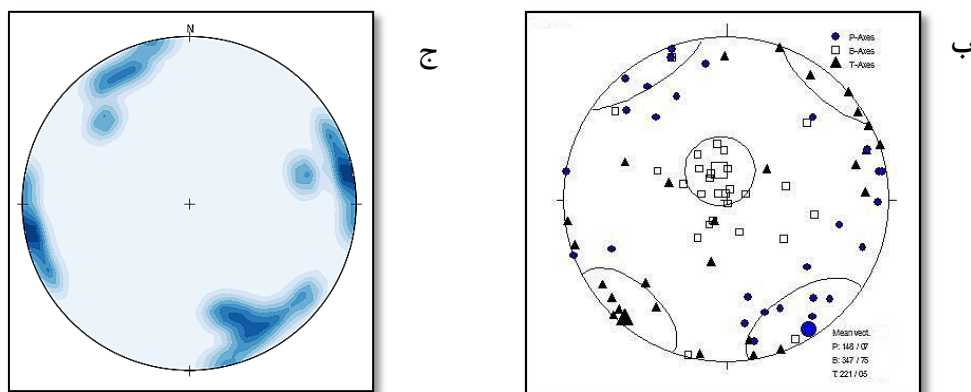
شکل ۶-۱۳- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس برای محدوده ۵

۶-۳-۶- محدوده ۶ (گلستان - تجرق)

مطالعات صحرایی محدوده ۶ در حوالی روستای تجرق - گلستان صورت گرفته است. از دیدگاه جغرافیایی این محدوده در دامنه جنوب شرقی سبلان در بین واحدهای آذرآواری و نهشته‌های دریاچه‌ای پلیوسن قرار دارد. سن و جنس واحدهای اندازه‌گیری شده در این محدوده مشابه محدوده ۵ است ولی به دلیل عدم برداشت داده سطوح لغزش گسلی در حدفاصل این دو محدوده، دو منطقه از هم جدا شده است. تعداد ۲۷ صفحه گسلی از این منطقه برداشت شد. نمودار گل‌سرخ‌تریسیم شده دو راستای بیشینه، شمال - جنوبی و شمال باختر - جنوب خاوری را نشان می‌دهد (شکل ۶-۱۴ الف). بررسی گسل‌های برداشت شده در این محدوده دو سازوکار غالب راستالغز و معکوس را نشان می‌دهد. کنتور دیاگرام ترسیم شده برای محورهای P نشان دهنده دو راستای شمال خاوری - جنوب باختری و شمال باختری - جنوب خاوری می‌باشد (۶-۱۴ ب). این تجمع می‌تواند نمایان‌گر رخداد دو فاز تنش در این منطقه از دوره بعد از پلیوسن تا کواترنری باشد. بنابراین با استناد به شواهد اندازه‌گیری شده و تجزیه و تحلیل نتایج تفکیک صورت گرفته در این ایستگاه مطالعاتی دو فاز مختلف تنش جدا شده است (شکل ۶-۱۴ ج). ویژگی‌های این دو فاز در شکل ۶-۱۵ و جدول ۶-۷ آورده شده است.



الف



شکل ۶-۱۴ الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده،

در این محدوده دوفاز تنشی تفکیک شد که ویژگی‌های هر فاز در جدول ۶-۷ نمایش داده شده است.

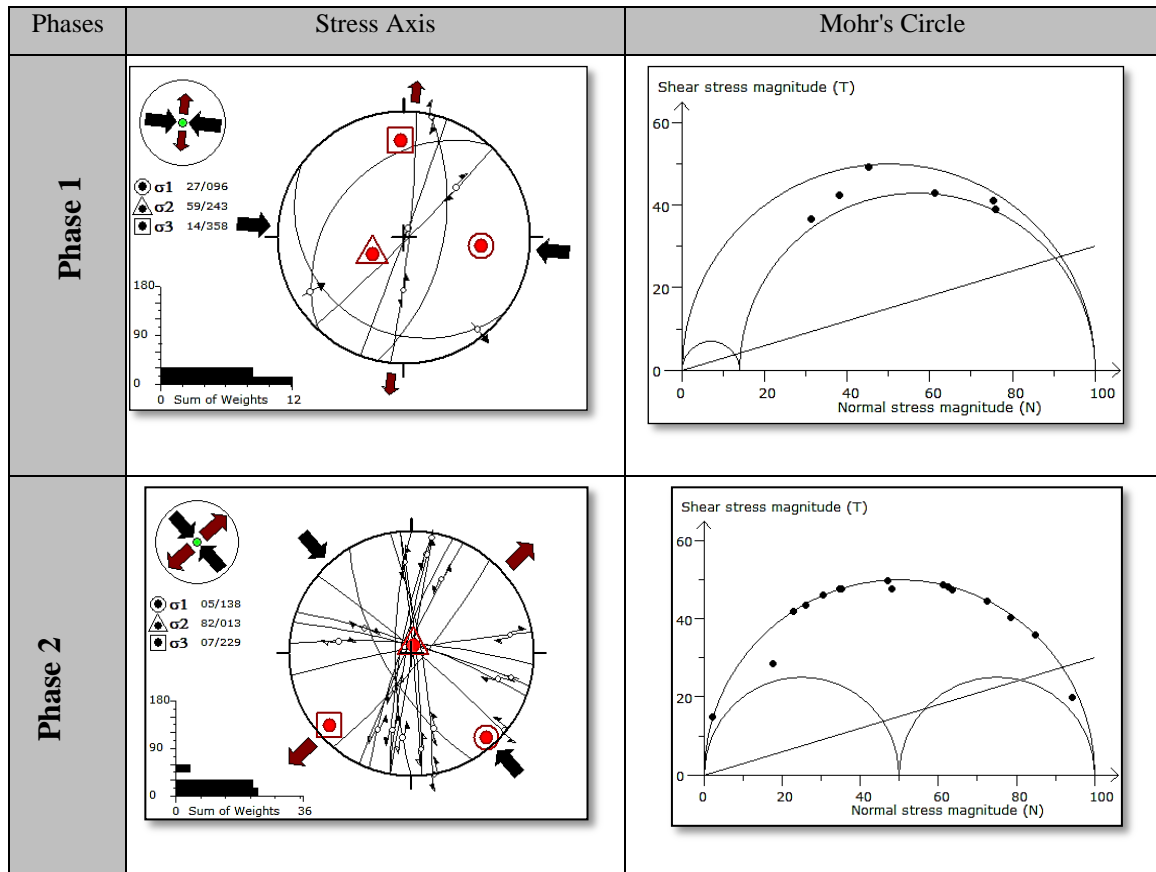
جدول ۶-۷- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش، فاکتور شکل میدان، در هر فاز محدوده ۶

Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	096	27	243	59	358	14	0.14	6
2	138	05	013	82	229	07	0.44	19

فاز یک ۶ سطح گسل که در غالب یک فاز از سایر داده‌ها جدا می‌شود. تعیین میدان تنش با استفاده از این داده‌ها موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  را به ترتیب ۰۹۶/۲۷، ۲۴۳/۵۹، ۳۵۸/۱۴ نشان می‌دهد. نسبت تنش بر اساس نمودار موهر سه محوره ۰.۱۵ و نوع بیضوی تنش حدواسط بدست آمده است. (شکل ۶-۱۵).

فاز دو ۱۹ سطح گسل که در غالب یک فاز از سایر داده‌ها جدا می‌شود. تعیین میدان تنش با استفاده از این داده‌ها موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  را به ترتیب ۰۱۳/۸۲، ۰۱۳۸/۰۵، ۲۲۹/۰۷ نشان می‌دهد. نسبت تنش بر اساس نمودار موهر سه محوره ۰.۴۴ و نوع بیضوی تنش حدواسط

بدست آمده است. و با توجه به موقعیت تنش  $\sigma_2$  رژیم تنشی غالب امتدادلغز تعیین شد (شکل ۶-۱۵).



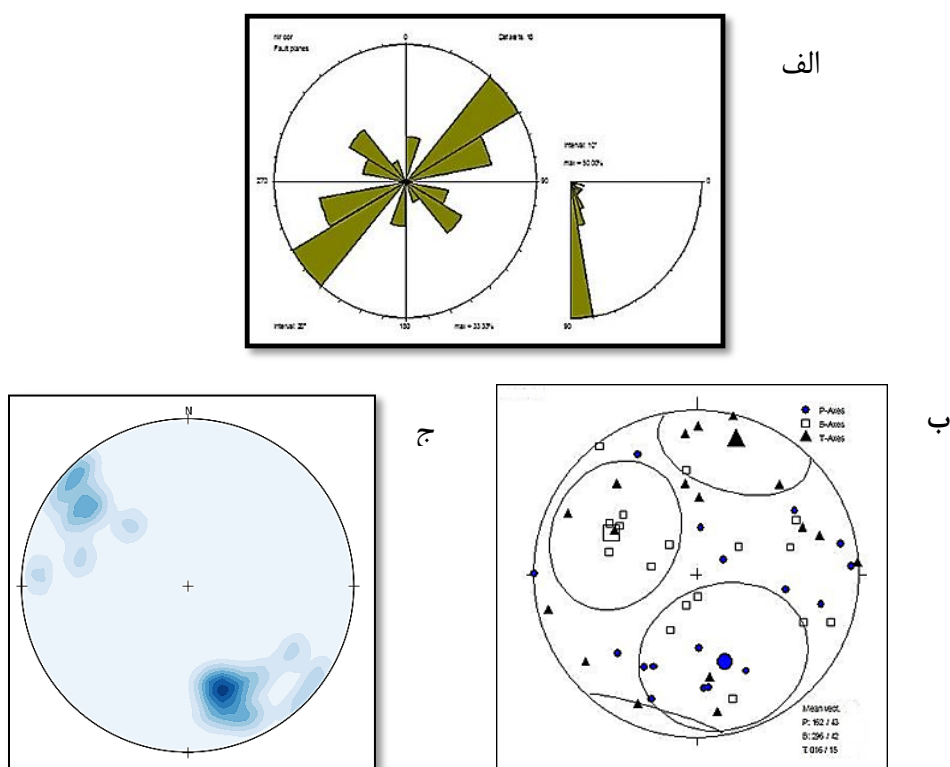
شکل ۶-۱۵- ستون سمت چپ جدول: موقعیت محوره های تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ستون سمت راست جدول: دایره موهر بدون مقیاس در محدوده ۶

### ۶-۳-۷- محدوده ۷ ( قینرچه - برجلو )

ایستگاه مطالعاتی زیر در دامنه جنوبی قله سبلان و در مسیر گسل لرزه خیز بالیخلوچای- نیر قرار گرفته است و شامل روستای برجلو، دره قینرچه و روستای ایلانجوق می شود. تعداد ۱۸ صفحه گسلی از این محدوده برداشت شده است. صفحات گسلی اندازه گیری شده در واحدهای بازالتی و تراکی بازالتی کواترنری بوده است. نمودار گل سرخی رسم شده گسل ها نشان دهنده راستای غالب شمال خاور- جنوب باختر می باشد (شکل ۶-۱۶ الف). تفکیک محوره های بدست آمده از تحلیل مجموعه گسل های برداشت شده در این محدوده یک فاز تنشی را نشان می دهد (شکل ۶-۱۶ ب و ج). نتایج



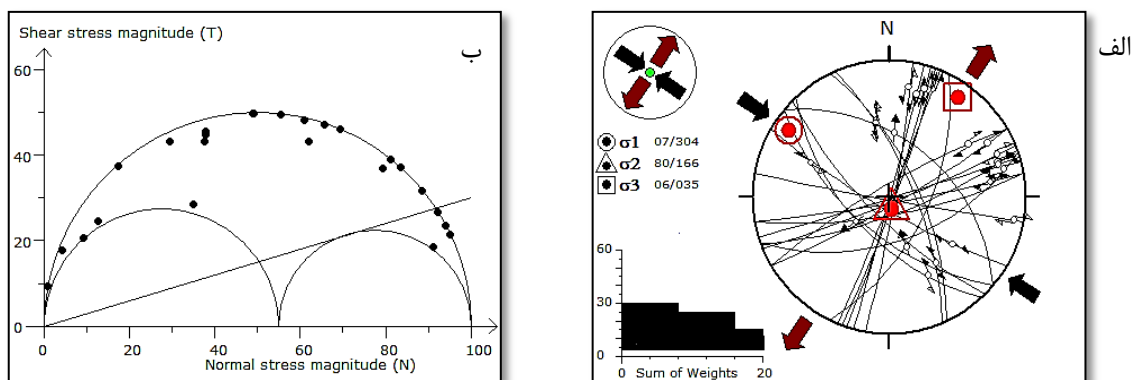
وارون سازی داده ها نشان می دهد. در این گروه ۱۸ داده در غالب یک فاز از سایر داده ها جدا شد. تنسور تنش با استفاده از این داده ها با تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب  $304/07$ ،  $166/80$ ،  $035/06$  و فاکتور شکل میدان با مقدار  $0.57$  می باشد. همچنین با توجه به موقعیت محور  $\sigma_2$  رژیم امتداد لغز برای این محدوده تعیین شد. ویژگی های فاز معرفی شده در جدول ۶-۸ نمایش داده شده است (شکل ۶-۱۷).



شکل ۶-۱۶- الف) نمودار گلسرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی ب) موقعیت محورهای P و T محاسبه شده،

جدول ۶-۸- تعداد داده ها، موقعیت محورهای اصلی تنش و فاکتور شکل میدان در محدوده ۷

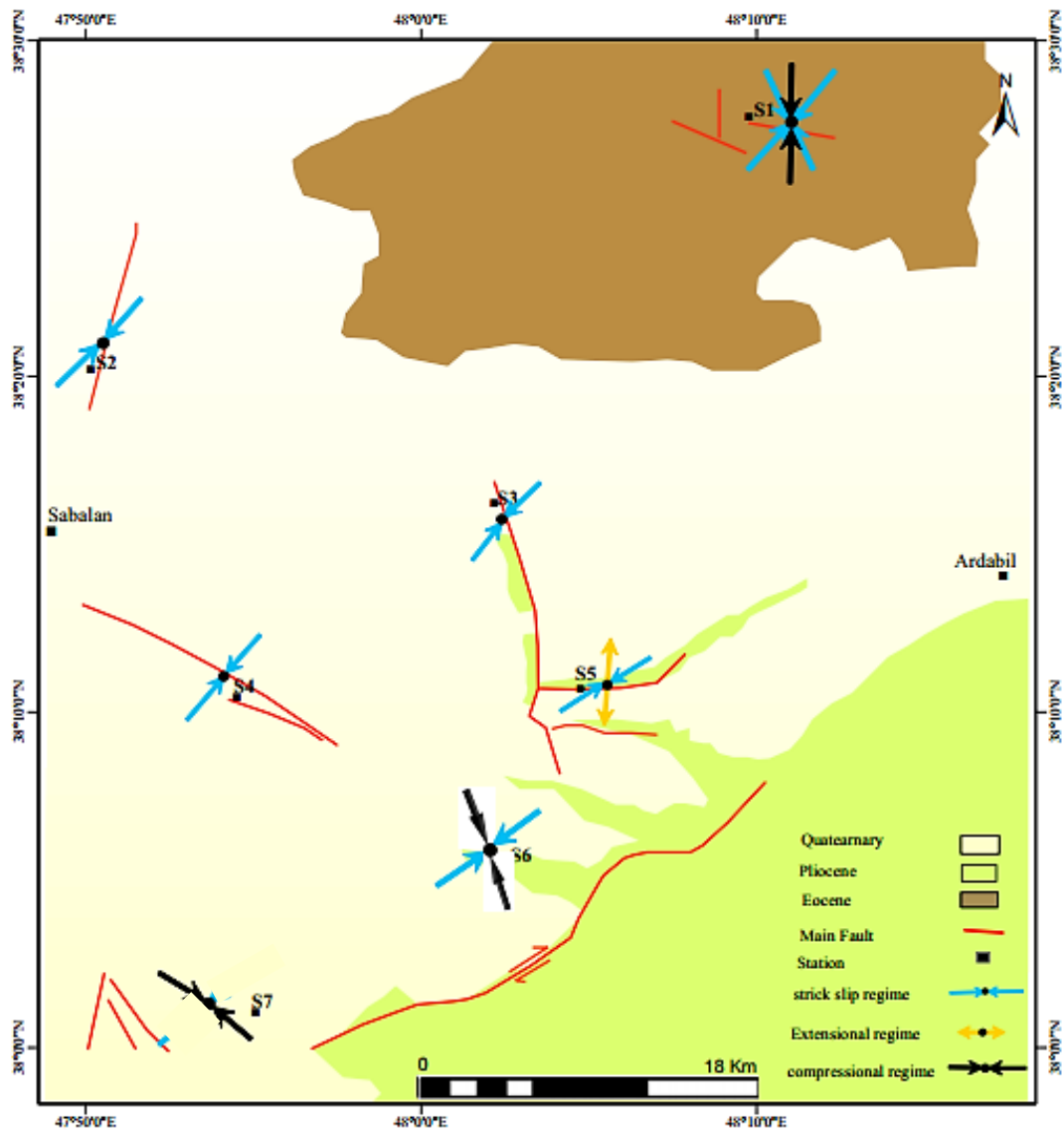
Phases	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R	N
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
1	304	07	166	80	035	06	0.57	18



شکل ۶-۱۷- الف: موقعیت محورهای تنش اصلی و هیستوگرام توزیع زاویه عدم انطباق ، ب: دایره موهر بدون مقیاس در محدوده ۷

#### ۶-۴- تصویر افقی تنش

شکل ۶-۱۸ موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه هر فاز تنشی، در محدوده‌های مطالعه شده بر اساس فازهای تفکیک شده نمایش داده شده است. هر جفت پیکان عمود بر هم، تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه و در هر فاز را نشان می‌دهد. رنگ آنها به صورت اختیاری از جدید به قدیم به رنگ سیاه، آبی و قرمز انتخاب شده است. در این شکل روند هر جفت پیکان، تصویر افقی شده روند تنش‌ها در فضای سه بعدی است



شکل ۶-۱۸- نمایش تصویر افقی روند تنش های اصلی بیشینه در محدوده های تفکیک شده (پیکان ها نشان دهنده محور بیشینه تنش در هر یک از فاز ها )

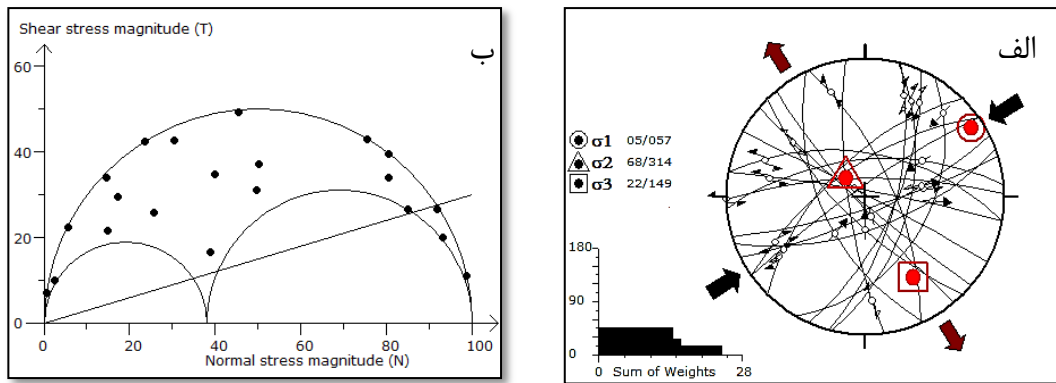
### ۶-۵- تنش میانگین برای بازه های زمانی

در این بخش جهت رسیدن به یک دید کلی از جهت گیری محورهای اصلی تنش در بازه های زمانی مختلف میدان تنش میانگین برای همه داده های برداشت شده از منطقه به تفکیک زمانی بدست آمده است.

۶-۵-۱- ائوسن

داده های مربوط به این محدوده زمانی، در محدوده جمایران برداشت شده است. تحلیل داده های این بازه زمانی نشان می دهد که محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰,۵۷,۰۵ ، ۳۱۴,۶۸ ، ۱۴۹,۲۲ و براساس دایره مور نسبی ترسیم شده میانگین فاکتور شکل میدان ۰/۳۸ به دست آمده است. (شکل ۶-۱۹)

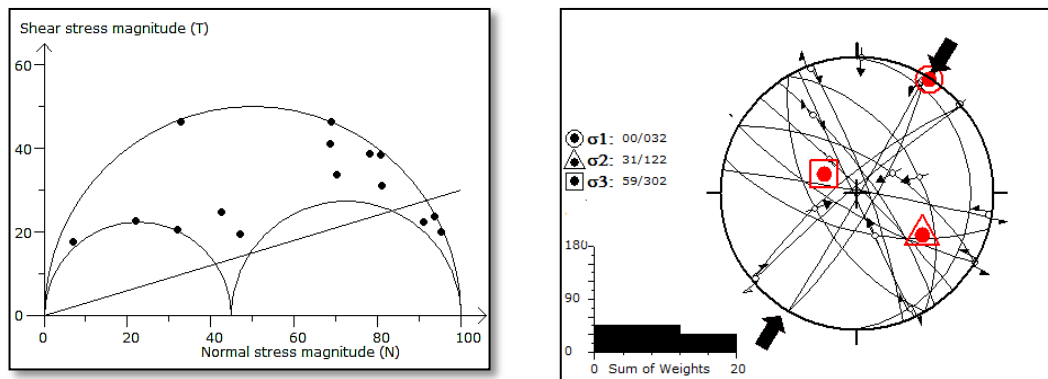
(۱۹)



شکل ۶-۱۹- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی ائوسن ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از ائوسن

۶-۵-۲- پلیوسن

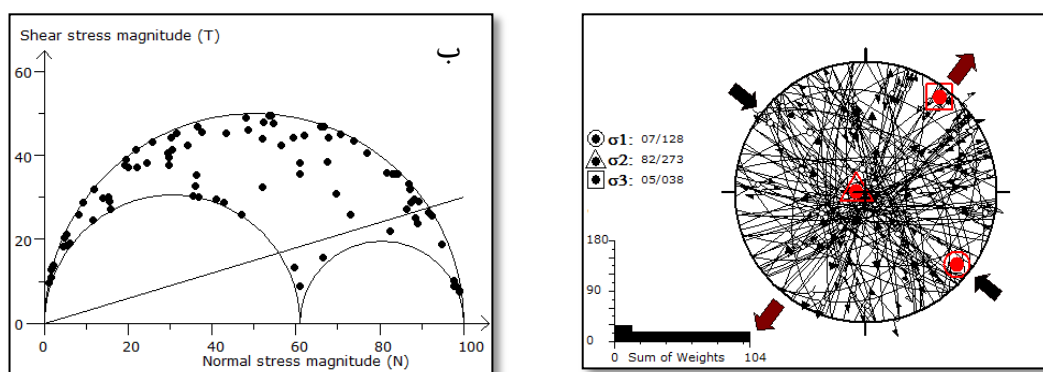
داده های مربوط به این محدوده زمانی، در محدوده ویلادره و گلستان- تجرق برداشت شده است. تحلیل داده های این بازه زمانی نشان می دهد محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰,۳۲,۰۰ ، ۱۲۲,۳۱ ، ۳۰۲,۵۹ و براساس دایره مور ترسیم شده میانگین فاکتور شکل میدان ۰/۴۵ به دست آمده نشان دهنده شکل بیضوی تنش دوکی شکل تا حد واسط بوده است. (شکل ۶-۲۰)



شکل ۶-۲۰- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی پلیوسن ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از پلیوسن

### ۶-۵-۳- کواترنری

داده های مربوط به این محدوده زمانی، در بخش وسیعی از محدوده های مطالعاتی جای گرفته اند محدوده قوتورسویی، آوارس، سردابه و نیر- قینرچه برداشت شده است. تحلیل داده های این بازه زمانی نشان دهنده محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب  $128, 82, 038$  ،  $07, 273, 05$  ،  $038, 05$  با استناد به دایره مور بدون مقیاس فاکتور شکل میدان  $0/61$  به دست آمده نشان دهنده شکل بیضوی تنش حدواسط می باشد. (شکل ۶-۲۱)



شکل ۶-۲۱- الف : تصویر افقی تنش های اصلی بیشینه و کمینه میانگین برای داده های گسلی کواترنری ب: دایره مور بدون مقیاس بر روی داده های پس از کواترنری

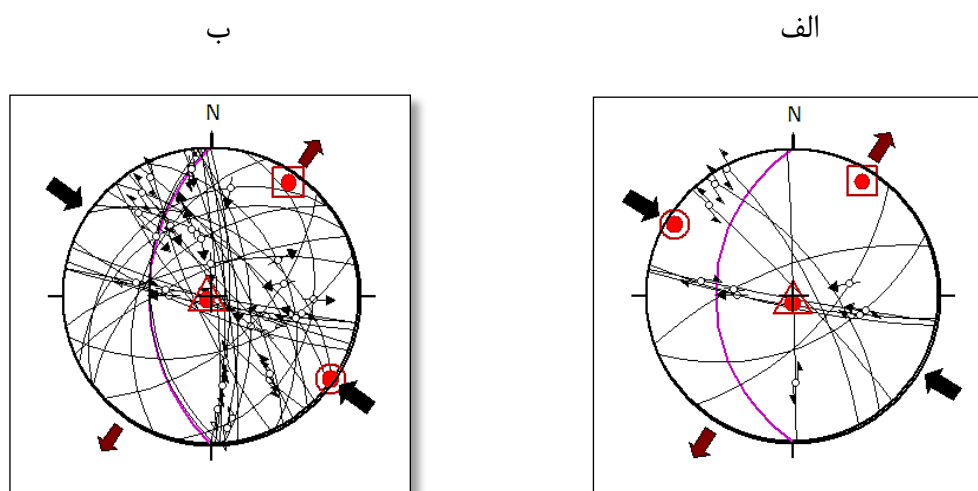
### ۶-۶- چرخش داده ها

قرارگیری توده آتشفشانی سبلان در مقابل میدان تنش کنونی حاکم بر بلوک آذربایجان و تنش های محلی ایجاد شده در هر دوره از فوران های آتشفشان سبلان یکی از اصلی ترین عواملی است که می تواند مسبب چرخش متفاوت صفحات گسلی در محدوده مطالعاتی شود. به عبارتی در شرایط تنشی یکسان بسته به موقعیت صفحه گسل نسبت به محورهای اصلی تنش و موقعیت ساختاری، میزان چرخش گسل های همزمان متفاوت خواهد بود، همچنین قرار گرفتن گسل های با مقیاس متوسط در حریم پهنه های برشی گسل های بزرگتر، تغییرات دیگری را در موقعیت داده ها به وجود خواهد آورد. در این پژوهش، از توده آتشفشانی سبلان برای تفسیر چرخش های ایجاد شده در صفحات گسلی اندازه-

گیری شده استفاده شده است. داده‌های گسلی برداشت شده از محدوده مطالعاتی در واحدهای ائوسن، پلیوسن و کواترنری بوده است با توجه به پویا بودن تکتونیک منطقه و رخداد‌های متعدد در بازه زمانی سنوزوئیک می‌توان نتیجه گرفت که داده‌های ائوسن و پلیوسن در این بازه‌ای زمانی دگرریختی‌هایی را متحمل شده‌اند. با توجه به این که همه برداشت‌ها از سطح زمین انجام شده و دگرریختی چیره سنگ‌های منطقه از نوع شکننده بوده و در شرایط دما و فشار کم اعمال شده است می‌توان تئوری آندرسون را برای بخش‌های مختلف منطقه مطالعاتی به کار برد. بررسی‌های آماری ریک خط‌خشی‌های برداشت شده و محورهای اصلی تنش محاسبه شده در واحدهای کواترنری نشان می‌دهد که ساختار تکتونیکی راستالغز، ساختارهای چیره منطقه در این واحدها هستند بنابراین بر پایه تئوری آندرسون، تنش اصلی میانه ( $\sigma_2$ ) باید قائم باشد. هم چنین بردارهای میانگین  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  محاسبه شده از کلیه فازهای تفکیک شده این هفت محدوده در بازه زمانی کواترنری نشان می‌دهد که بردار میانگین  $\sigma_1$  در کلیه واحدهای کواترنری شمال باختری - جنوب خاوری است. و بردار میانگین  $\sigma_3$  در این محدوده‌ها دارای راستای شمال خاوری - جنوب باختری است. بر این پایه  $\sigma_2$  مربوط به میانگین تنسور تنش کاهش یافته بدست آمده برای این محدوده‌ها در هر محدوده که قائم نیست (۲، ۳) چرخانده می‌شود تا قائم شود. با توجه به این که همه واحدهای سنگی میزبان گسلش، در محدوده‌های ویلادره و گلستان - تجرق به سن پلیوسن هستند می‌توان نتیجه گرفت که سن گسل‌های برداشت شده در این محدوده‌ها پس از پلیوسن است. شروع فعالیت آتشفشانی سبلان در دوره پلئوسن بوده است با توجه به فوران‌های آتشفشانی عظیم در منطقه در دوره پلیوسن فاز کششی بر منطقه حاکم بوده است. بنابراین بر اساس نظریه آندرسن، تنش بیشینه اصلی قائم بوده است. کلیه داده‌های لغزش گسلی نیز که در آن محدوده‌ها حضور دارند، بر پایه محور چرخش  $\sigma_2$  به کمک نرم افزار Win tensor چرخانده می‌شود و تنسور تنش کاهش یافته برای داده‌های دوران داده محاسبه می‌شود. موقعیت محورها و میزان چرخش آنها برای هر محدوده متفاوت است. لذا موقعیت محورهای تنش پیش و پس از چرخش محورها برای سه محدوده ذکر شده در جدول ۶-۹ آمده است (شکل ۶-۲۲).

جدول ۶-۹- موقعیت محورهای تنش اصلی پیش و پس از چرخش داده ها بر پایه تئوری آندرسون

میزان چرخش	محور دوران	پس از چرخش		پیش از چرخش		محدوده‌ها
		$\sigma_1$	$\sigma_3$	$\sigma_1$	$\sigma_3$	
-35	171	301/04	032/05	125/26	024/22	سردابه
-45	272	125/01	035/04	142 /47	019/27	قوتورسویی



شکل ۶-۲۲- استریوگرام داده‌ها قبل و بعد از چرخش در دو محدوده قوتورسویی و سردابه الف- سردابه ب- قوتورسویی

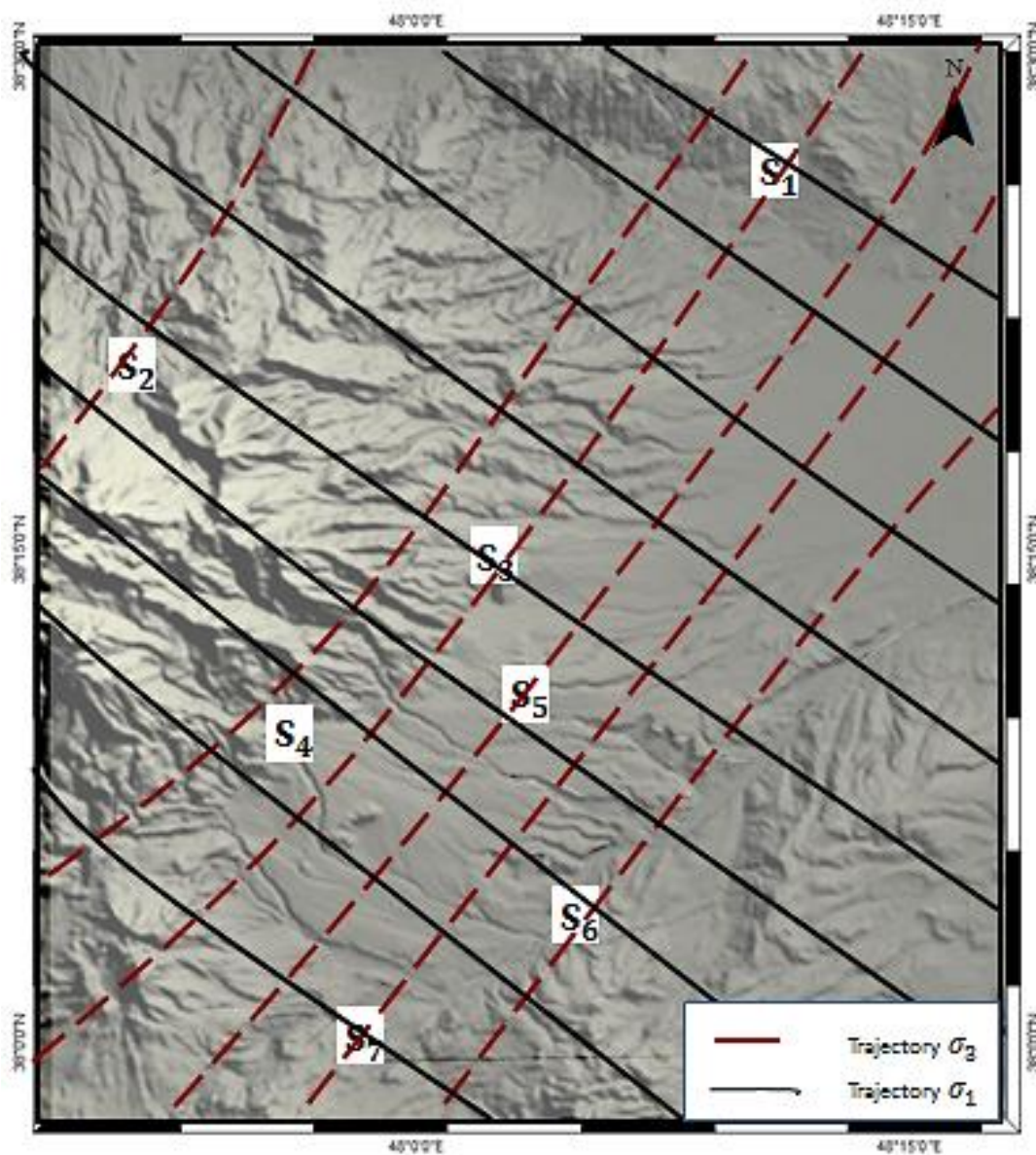
همان‌طور که گفته شد، با چرخش داده‌ها و قائم کردن محور تنش میانه در واحدهای کواترنری چرخیده شده، موقعیت داده‌های گسلی و محورهای تنش به زمان تشکیل آنها برگردانده شده است. (به علت ساده‌سازی، تنها این کار به طور میانگین برای میدان تنش کواترنری به جهت تعداد داده های برداشت شده قابل توجه در این دوره انجام شده است) بنابراین منحنی هم راستای تنش نیز برای گسل‌های کواترنری رسم می‌شود.

### ۶-۷- خطوط گذر تنش<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> Stress trejectory

در هر محدوده‌ای پس از چرخش داده‌ها، و قائم شدن محور تنش اصلی میانه، می‌توان نقشه خط‌های گذر تنش را برای تنش‌های افقی (تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه) میانگین رسم کرد. محورهای تنش اصلی به دست آمده در هر محدوده، میانگین میدان‌های تنش کوچک و محلی در آن محدوده است و ممکن است موقعیت آن با موقعیت تنش در سراسر محدوده مطابق نباشد، بنابراین نقشه خطوط گذر تنش تهیه شده باید با ساختارهای تشکیل شده در منطقه مطابقت داده شود و در صورت عدم همخوانی با میدان تنش سازنده ساختارها، اصلاحاتی بر روی آن انجام گیرد. در این مطالعه به سبب فاصله مکانی هر یک از ایستگاه‌ها تعیین تنش و عدم پیوستگی این محدوده‌ها، نقشه خطوط گذر تنش ممکن است دارای نواقصی باشد. اما تا حد ممکن سعی شده است که با میانگین شرایط تنش به دست آمده و ساختارهای بزرگ زمین‌ساختی منطقه تطبیق داده شود. در بیشتر نقاط، خط‌های گذر محور تنش بیشینه، عمود بر اثر سطح محوری چین‌ها و مطابق با راستای حرکت راستالغز گسل‌های منطقه است. به نظر می‌رسد برخی ناهماهنگی‌ها در این روند، به سبب دگرشکلی‌های محلی رخ داده باشد. همان گونه که گفته شد، با چرخش داده‌ها و قائم کردن محور تنش میانه، موقعیت داده‌های گسلی و محورهای تنش به موقعیت زمان تشکیل گسل‌ها برگردانده شده است (برای ساده سازی، همه گسل‌ها متعلق به یک دوره زمانی محدود کواترنری در نظر گرفته شده است) بنابراین، خط‌های گذر محورهای اصلی تنش نیز برای زمان تشکیل گسل‌های کواترنری رسم شده است. بدیهی است که هرگونه ناهماهنگی خط‌های گذر و ساختارهای شکل گرفته در محدوده‌های مطالعه شده، ممکن است به سبب دگرشکلی‌های ناشی از چرخش ساختارها در طول تاریخ دگرشکلی و ناهم سن بودن این ساختارها با گسل‌ها باشد. هم‌چنین، برخی تنش‌های محلی و وابسته به ساختارها یا عوامل خاص نیز سبب ایجاد ناهماهنگی بین خط‌های گذر و ساختارهای به نقشه درآمده می‌شوند (شکل ۶-۲۳).





شکل ۶-۲۳- خط گذر تنش برای محورهای افقی به دست آمده در محدوده مطالعاتی



فصل ہفتم

بحث و نتیجہ گیری

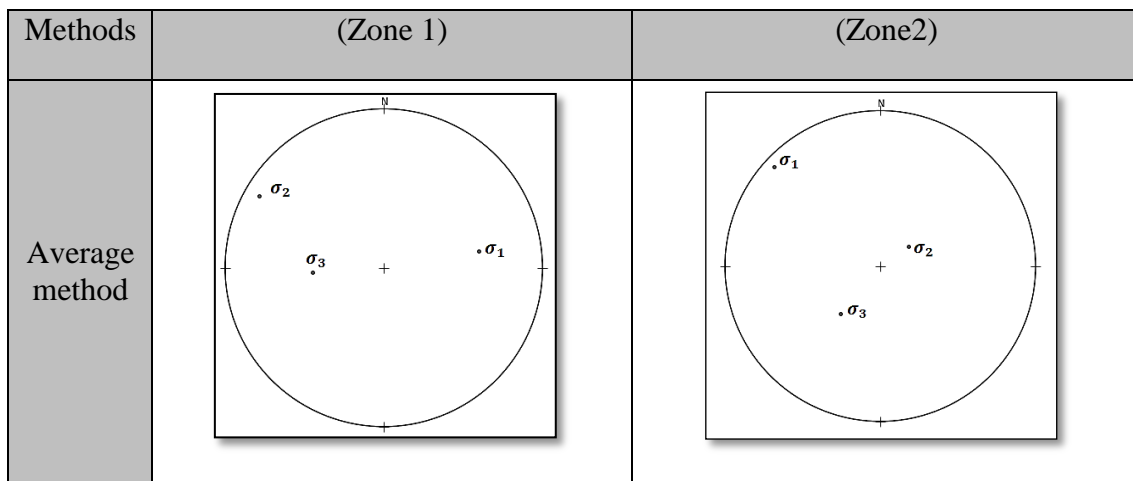
محدوده شرق سبلان ناحیه‌ای با دگرشکلی و لرزه‌خیزی شدیدی می‌باشد که در میان توده‌های کوهستانی تالش، سبلان و بزغوش قرار گرفته است. این مطالعه به بررسی میدان تنش دیرین و جاری در محدوده خاور، شمال خاور، و جنوب خاور قله سبلان پرداخته است. برای این منظور از داده‌های سطوح لغزش گسلی به عنوان داده‌های منطقه‌ای و از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به عنوان داده‌های ناحیه‌ای استفاده شده است. برای داده‌های لرزه‌ای و داده‌های صحرایی، در هر محدوده با استفاده از روش آنالیز محوره‌های P و T (Marret & Allmendinger, 1990) به تفکیک فازهای تنش پرداخته شد. در گام بعدی به کمک روش دوجبهی‌های عمود بر هم (Angelier & Mechler, 1977) راستای محوره‌های اصلی تنش در هر محدوده به دست آمد. با تحلیل سطوح لغزش گسلی و میدان تنش به دست آمده برای هر منطقه، نقشه منحنی‌های هم راستای تنش، برای میدان تنش کلی حاکم بر منطقه در طول دوره کوتاه‌تری رسم شد.

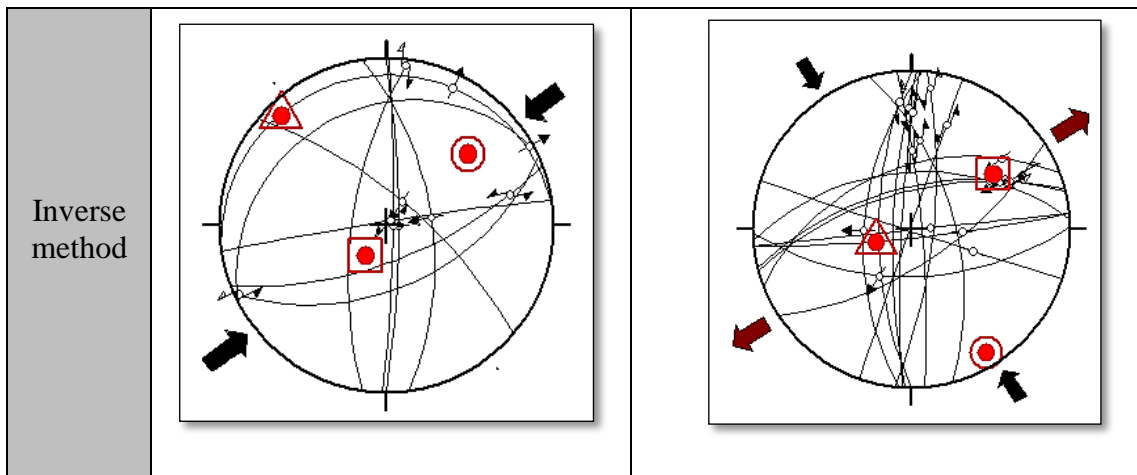
رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگی همچون زمین‌لرزه دوازدهم اسفند ۱۳۷۵ اردبیل - گلستان ( $m_s = 5.5$ ) و چندین زمین لرزه بزرگ تاریخی در محدوده مطالعاتی نشان از فعالیت لرزه‌خیزی بالای منطقه دارد. تعیین میدان تنش به کمک سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به عنوان یکی از بهترین منابع جهت تعیین میدان تنش کانونی انجام شد. برای تعیین میدان تنش جاری در منطقه مطالعاتی تحلیل داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ از سایت‌های مختلف در محدوده شمال باختر ایران نشان می‌دهد که داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از نظر رژیم تنش و جهت‌گیری تنش در این منطقه با هم سازگار نیستند، بنابراین منطقه به دو بخش سواحل باختری دریای خزر و شرق آذربایجان تقسیم شد و میدان تنش با استفاده از دو روش میانگین‌گیری محوره‌های P و T و روش وارون‌سازی محاسبه شد. با استفاده از روش میانگین‌گیری موقعیت محوره‌های اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  با استفاده از ۱۳ داده لرزه‌ای مربوط به غرب دریای خزر به ترتیب به صورت ۳۰۰، ۱۰، ۰۸۰، ۳۹؛ ۲۶۶، ۵۳ تعیین شد. همچنین با استفاده از ۱۷ داده لرزه‌ای مربوط به شرق بلوک آذربایجان موقعیت محوره‌های اصلی  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۳۱۳، ۰۷؛ ۰۵۶، ۷۲؛ ۲۲۰، ۵۷ تعیین شد.

با استفاده از وارون سازی داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها در زون ۱ (باختر خزر) محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب ۰۴۹,۲۴ ؛ ۳۱۶,۰۶ ؛ ۲۱۴,۶۵ و فاکتور شکل میدان ۰/۴۷ به دست آمد. همچنین برای زون ۲ (شرق بلوک آذربایجان) موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  به ترتیب ۱۴۹,۰۶ ؛ ۲۵۰,۶۴ ؛ ۰۵۶,۲۶ و فاکتور شکل میدان ۰/۶۹ به دست آمده است. این بررسی ها حاکی از غالب بودن میدان تنشی جاری فشارشی در زون یک و میدان تنش راستالغز در زون دو می باشد. مقایسه دستاوردهای حاصل از دو روش میانگین گیری و وارون سازی داده های لرزه ای تطابق قابل قبولی را نشان می دهد و راستای تنش بیشینه افقی را به صورت شمال باختر- جنوب خاور و تنش کمینه افقی را شمال خاور- جنوب باختر مشخص می کند (شکل ۱-۷) (جدول ۱-۷).

جدول ۱-۷- مقایسه نتایج بدست آمده برای داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها با استفاده از دو روش میانگین گیری و وارون سازی

Method	(Zone1)			(Zone 2)		
	$\sigma_1$ (trend/ plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plung)	$\sigma_1$ (trend/ plunge)	$\sigma_2$ (trend/plunge)	$\sigma_3$ (trend/plung)
Average	080/39	300/10	266/53	313/07	056/72	220/57
Inversion	049/24	316/06	214/65	149/06	250/64	056/26





شکل ۷-۱ - مقایسه نتایج حاصل از دو روش میانگین گیری و وارون سازی برای داده‌های لرزه‌ای

جکسون (۱۹۹۲) با بررسی حل کانونی زمین لرزه‌ها در ناحیه بلوک آذربایجان و قفقاز کوچک نشان داد که همگرایی صفحات عربی و اوراسیا در این محدوده‌ها به طور چیره دارای روند W-NW در امتداد گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد و رژیم تنش‌ی امتداد‌لغز بر این محدوده حاکم می‌باشد؛ که با نتایج به دست آمده از تحلیل سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در شرق بلوک آذربایجان مطابقت داشته و راستای محورهای فشارش را به صورت شمال باختر - جنوب خاور نشان می‌دهد. جکسون و همکاران (۲۰۰۲) با مطالعه سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در کوه‌های طالش در غرب حاشیه حوضه خزر جنوبی نشان داد که این حوضه توسط گسل‌های تراسی با زاویه کم به زیر بلوک فلات ایران و ترکیه زیر راندگی پیدا می‌کند. بنابراین روند محورهای فشارش در این محدوده به صورت تقریباً خاوری - باختری می‌باشد؛ که این نتیجه‌گیری با نتایج به دست آمده از حل سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در محدوده مطالعاتی، به طور کامل هم‌خوانی دارد.

تعیین تنش دیرین در محدوده سبلان براساس ۲۲۱ صفحه گسل برداشت شده از ۷ محدوده توزیع یافته در اطراف سبلان (بخش شرقی، شمالی و جنوبی) تعیین شد. داده‌های اندازه‌گیری شده در بازه نوزمین ساخت و عمدتاً بر روی واحدهای آذرین و رسوبی انجام شد. اندازه‌گیری‌ها نشان دهنده سه فاز تنش‌ی از دوره ائوسن تا کواترنری است. سامانه تنش اول مربوط به بعد از ائوسن با راستای محور فشارش شمال خاوری - جنوب باختری موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰.۵۷, ۰.۵ ،

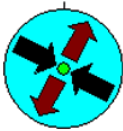


۳۱۴,۶۸ ، ۱۴۹,۲۲ و براساس دایره مور ترسیم شده میانگین فاکتور شکل میدان ۰/۳۸ به دست آمد. سامانه تنش دوم مربوط به بعد از پلیوسن با راستای محور فشارش شمال خاوری- جنوب باختری و موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰,۳۲,۰۰ ، ۱۲۲,۳۱ ، ۳۰۲,۵۹ و براساس دایره مور ترسیم شده میانگین فاکتور شکل میدان ۰/۴۵ به دست آمده است. تحلیل داده‌های کواترنری نشان دهنده محورهای اصلی تنش  $\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$  به ترتیب ۰,۱۲۸,۰۷ ، ۲۷۳,۸۲ ، ۰,۳۸,۰۵ با استناد به دایره مور بدون مقیاس فاکتور شکل میدان ۰/۶۱ به دست آمده است.

به باور درویش‌زاده (۱۳۷۲) در فلات آذربایجان دو فاز جوان زمین‌ساختی در سنوزویک تأثیر گذاشته‌اند، فاز اول در ائوسن پسین و فاز دوم در میوسن میانی (سارماتین) عمل کرده‌اند. فاز اول تنش فشارشی با روند NE-SW بوده که با تنش فاز ۱ در این پژوهش منطبق است و رویداد کوتاه شدگی دوم نیز فاز فشارشی است که موجب فرارانش‌های آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۲) اما از جهت‌گیری آن داده‌هایی در دست نیست. بررسی نتایج تحلیل داده‌های لغزش گسل در منطقه، ۳ رژیم تنش را نشان می‌دهد؛ که یکی از دو راستای بدست آمده مطابق با راستای گفته در مطالعات درویش‌زاده بوده و رژیم تنشی سوم به دست آمده تقریباً حدواسط این دو فاز می‌باشد. بازسازی میدان تنش حاصل از داده‌های لغزش گسل در واحدهای ائوسن، فاز امتدادلغز و راستای محورهای فشارش را شمال خاور - جنوب باختر نشان می‌دهد. این در صورتی است که نتایج تحلیل داده‌های بعد از این دوره یعنی در واحدهای پلیوسن میدان تنش به صورت معکوس عمل کرده است. سازوکار راستالغز با سامانه‌های تنشی امتدادلغز حاکم بر منطقه هم خوانی دارد. همچنین گسل‌های راستالغز در کلیه محدوده‌های بررسی شده شیب بیش‌تر و نزدیک به ۹۰ درجه دارند، جوان‌تر از سایر گسل‌ها هستند و با استناد بر اینکه اکثر گسل‌های مطالعه شده در واحدهای کواترنری بوده بنابراین میدان تنش به دست آمده از تحلیل آنها نماینده تنش در بازه نوزمین‌ساخت می‌باشد. با بررسی خصوصیات هندسی و جنبشی گسل‌های منطقه، می‌توان این‌گونه بیان نمود که بیش‌تر گسل‌های موجود در محدوده مطالعاتی، نتیجه شکست و گسلش ناشی از اعمال تنش‌های کنونی و تعدادی از

گسل‌ها منطقه مطالعاتی دارای دو نسل خراش گسلی هستند احتمالاً در فازهای تنش گذشته تشکیل شده و در میدان تنش جدید مجدداً فعال شده‌اند. شکل ۷-۲ موقعیت محورهای اصلی تنش به دست آمده را در بازه‌های مختلف زمانی نشان می‌دهد. با توجه به یکسان بودن سن واحدهای سنگی در هر یک از محدوده‌های مطالعه شده، می‌توان یک میدان میانگین از آنها به دست آورد.

جدول ۷-۲- نتایج به دست آمده از داده‌های سطوح لغزش گسلی برای واحدهای مختلف زمانی

Age	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge	
Eocene	057	05	314	68	149	22	0.38
Pliocen	032	00	122	31	309	59	0.45
Quaternary	128	07	273	82	038	05	0.61

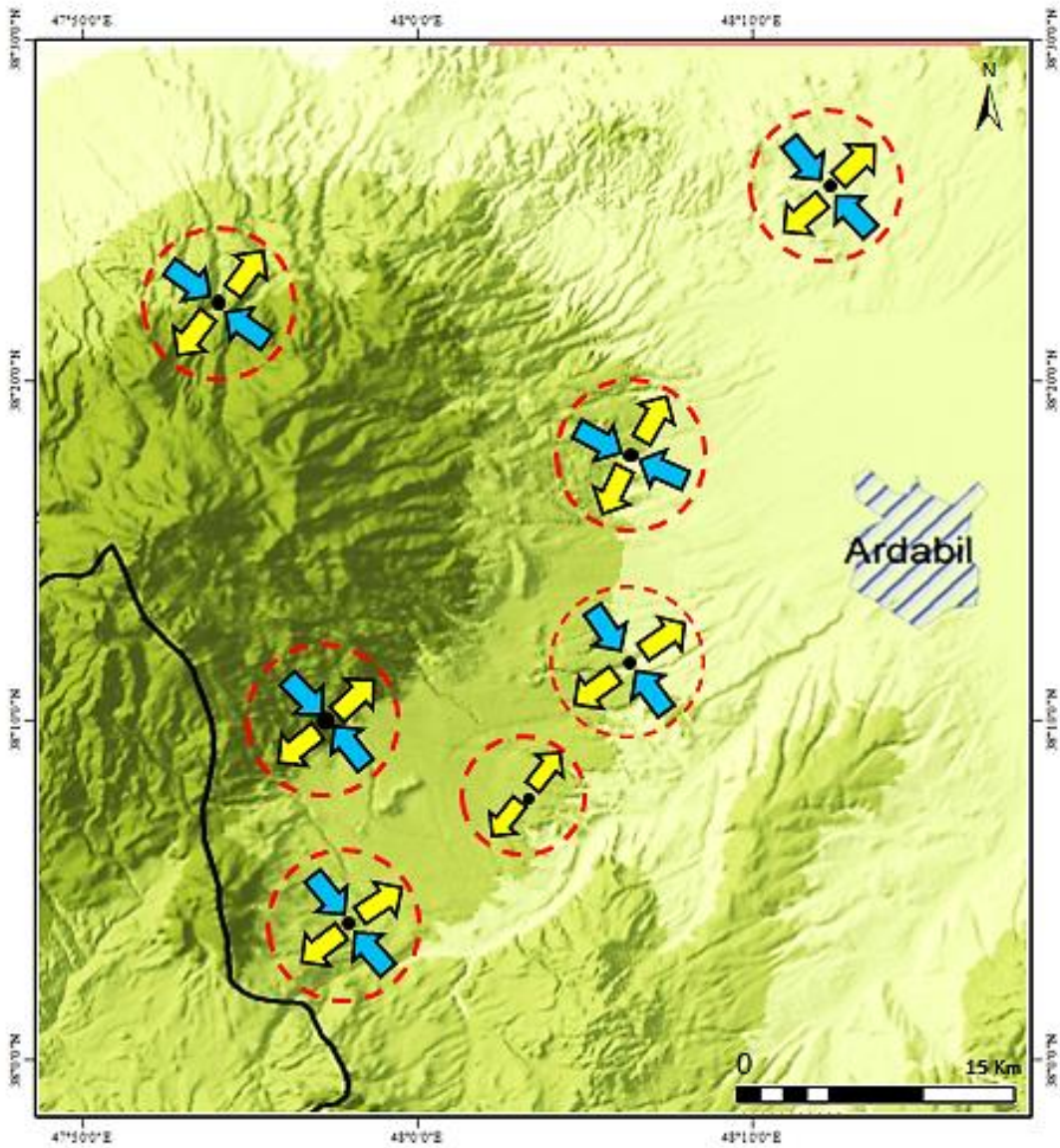
Age		Regime	Stress field
Quaternary	Holocene	Strike-slip	
Neogen	Pliocene	compressive	
Paleogen	Eocene	Strike-slip	

شکل ۷-۲- جهت‌گیری محورهای اصلی تنش به دست آمده برای بازه‌های مختلف زمانی

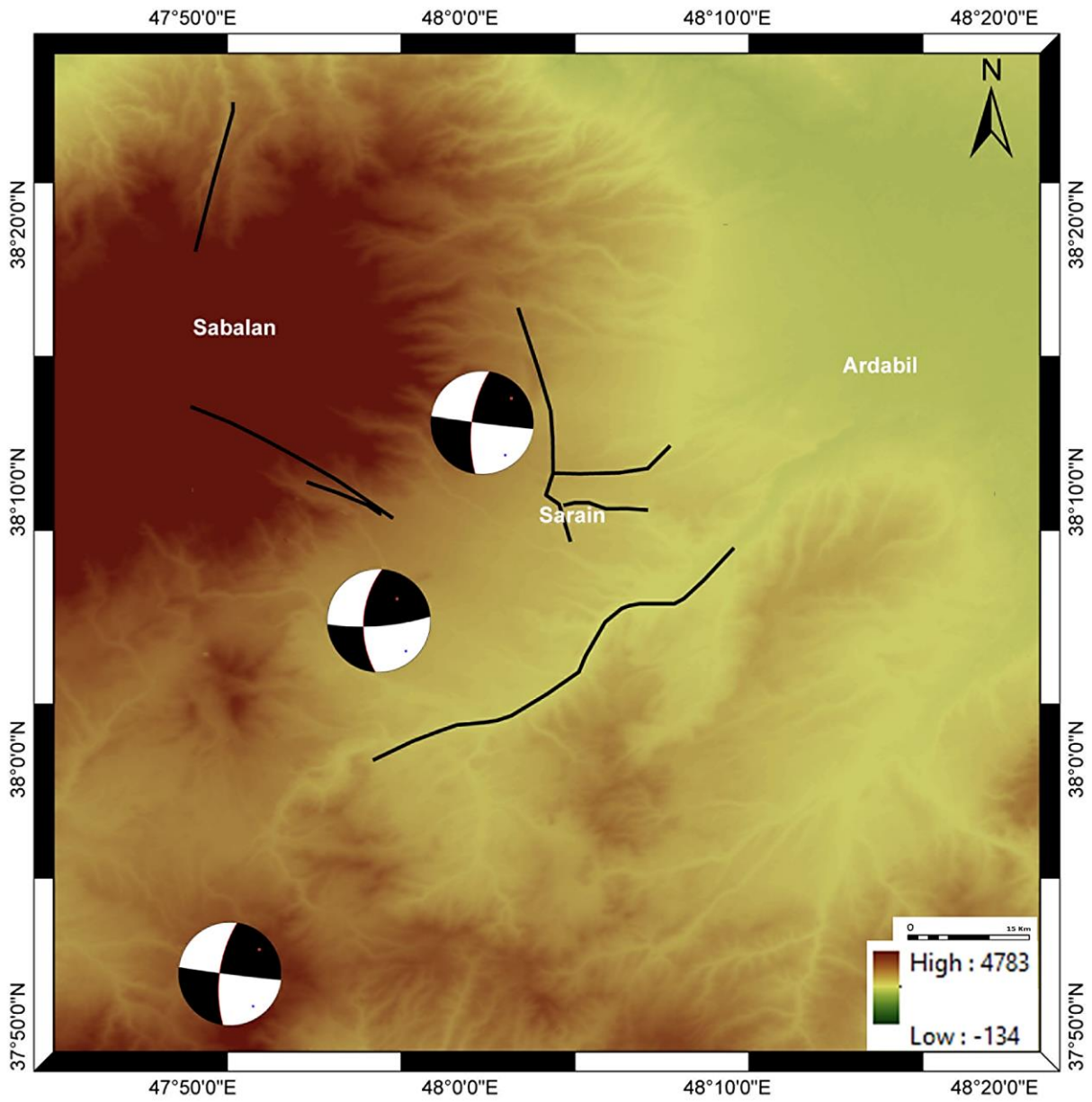
در (شکل ۷-۳) تصویر افقی محورهای تنش میدان تنش میانگین در هر محدوده برای بازه نو زمین- ساخت کشیده شده است. در بازه نوزمین ساخت محور کشش در راستای شمال خاور- جنوب باختر و محور فشارش در راستای شمال باختری- جنوب خاوری قرار گرفته است؛ که با راستای تنش کلی حاکم بر پوسته آذربایجان هم‌خوانی دارد. مقایسه نتایج به دست آمده با نتایج حاصل از سازوکار



کانونی زمین لرزه‌ها نشان می‌دهد که راستای محورهای تنش اصلی به دست آمده از داده‌های کواترنری و سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها انطباق خوبی با هم دارند.

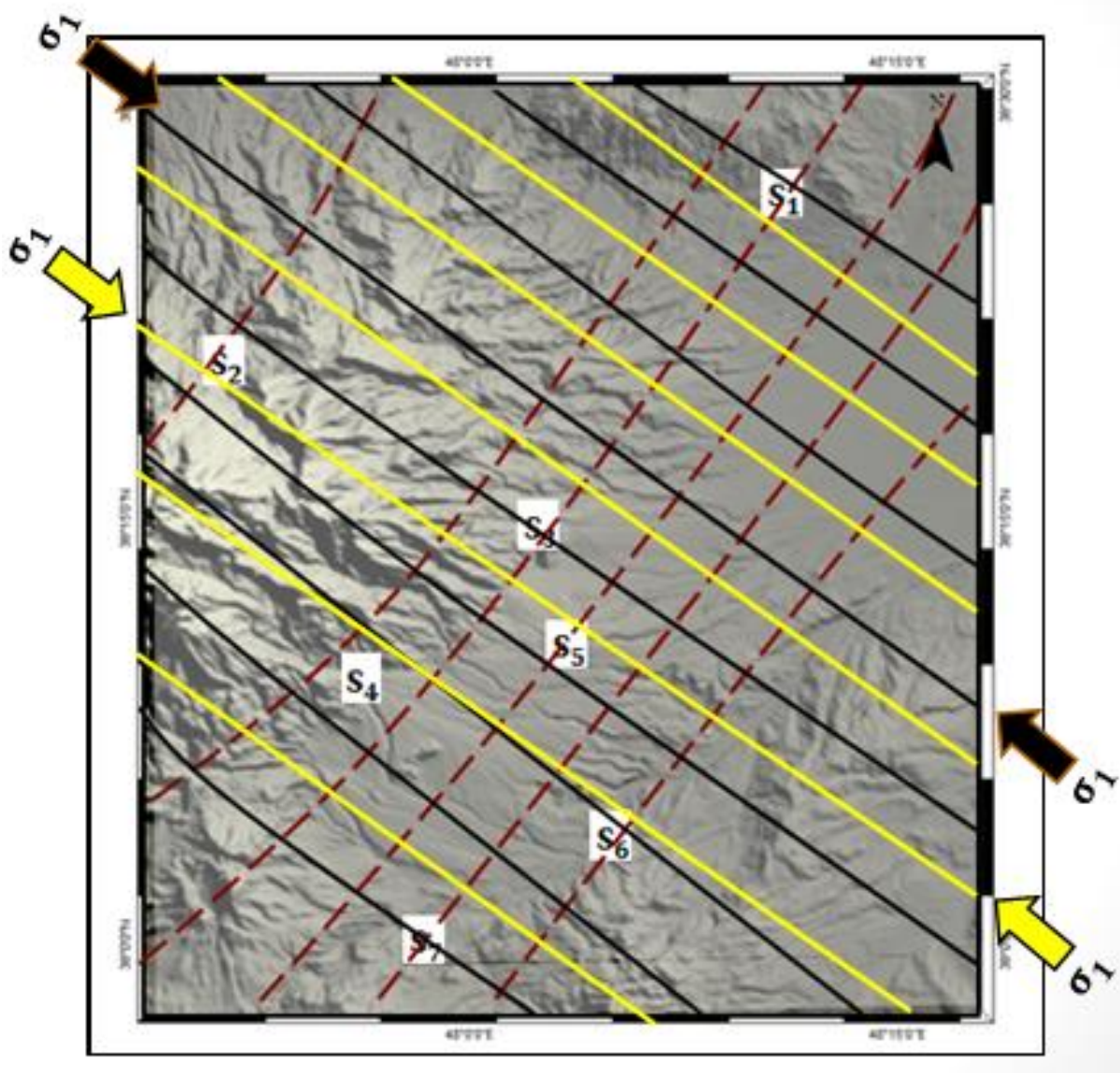


شکل ۷-۳- نمایش تصویر افقی روند تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه میانگین در بازه نو کواترنری در محدوده‌های مطالعه شده. جفت پیکان عمود بر هم نشان دهنده محورهای اصلی افقی می‌باشد.



شکل ۷-۴- جهت گیری محورهای T و P در فوکال مکانیسم های محدوده مطالعاتی

شکل ۷-۴- جهت گیری محورهای P و T در فوکال مکانیسم های محدوده مطالعاتی



شکل ۷-۵- مقایسه جهت گیری محور تنش بیشینه افقی به دست آمده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها و سطوح لغزش گسلی

#### ۱-۷- پیشنهادات

- ۱- انجام مطالعه تعیین تنش با استفاده از سطوح لغزش گسلی در دامنه باختری سبلان و مقایسه نتایج به دست آمده با دستاوردهای این پژوهش.
- ۲- انجام مطالعات پالئومغناطیس در اطراف توه آتشفشانی سبلان .
- ۳- نصب شبکه های متراکم GPS و به کارگیری داده های آن در تحلیل سینماتیک و دینامیک منطقه



پوست

۱- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده جمایران

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	135	81	048.3	19.95	3
2	312	29	240.12	09.78	1
3	315	27	243.02	08.96	1
4	325	65	243.77	18.11	3
5	342	62	261.96	18.02	3
6	140	85	051.83	20.02	3
7	102	55	085.08	53.8	1
8	110	89	025.68	80.01	1
9	315	84	233.65	55.04	1
10	135	87	046.73	30.01	1
11	265	65	198.02	39.99	2
12	250	79	170.83	44.03	2
13	108	70	180.17	40.07	1
14	102	80	174.94	58.99	1
15	112	80	192.18	44.03	1
16	130	78	200.1	58.02	1
17	100	58	159.79	38.85	1
18	115	63	178.45	41.26	1
19	080	20	131.9	12.66	1
20	098	70	168.9	41.96	1
21	096	85	180.98	45	1
22	105	85	189.98	45	1
23	119	83	204.94	29.99	1
24	102	76	190.76	04.94	4
25	108	86	197.51	06.97	4
26	065	40	137.89	13.87	1
27	080	39	150.24	15.31	1
28	073	44	144.23	17.26	1
29	242	89	331.58	22.99	4
30	227	83	316.74	02.11	4
31	245	88	334.83	04.99	4
32	107	70	195.15	05.06	4
33	112	83	201.38	05.05	4
34	030	84	302.19	19.98	3
35	195	74	110.69	19.09	3
36	010	55	289.2	12.86	3
37	043	60	323.12	16.93	3
38	018	65	296.77	18.11	3
39	016	65	294.77	18.11	3
40	216	17	141.13	04.56	2
41	335	82	282.69	77.05	1
42	205	85	121.42	51.96	1
43	359	82	273.66	30.05	1
44	262	76	176.35	16.91	3
45	359	75	269.25	00.93	4
46	114	65	030.74	14.12	3



47	105	65	021.74	14.12	3
48	325	65	243.77	18.11	3
49	010	85	281.83	20.02	4
50	315	60	235.12	16.93	3
51	120	40	043.76	11.29	3
52	104	54	026.02	15.99	3
53	066	67	342.06	13.97	3
54	010	55	290.88	15.09	4
55	325	82	237.93	20.01	3
56	028	88	309.41	79.99	1
57	225	70	180.82	63.09	1
58	245	55	219.84	52.27	1
59	230	83	163.74	73.04	1
60	163	80	082.82	44.03	2
61	160	63	094.24	38.86	2
62	154	75	079.6	45.11	2
63	220	85	307.66	24.97	4
64	355	60	058.11	38.07	1

۲- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده قوتور سوئی

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	sense
1	195	32	140.1	19.76	2
2	150	50	087.87	29.12	2
3	075	85	349.21	39.98	2
4	210	85	142.23	76.98	1
5	230	38	204.91	35.28	2
6	265	75	210.05	64.99	2
7	270	60	187.75	13.15	4
8	075	78	015.04	66.99	2
9	230	60	171.18	41.88	2
10	190	65	104.19	08.91	4
11	130	85	040.88	10.01	4
12	256	58	166.45	00.72	4
13	065	55	340.76	08.16	4
14	055	75	327.73	10.07	4
15	265	50	264.99	50	2
16	192	75	191.99	75	2
17	265	65	179.19	08.91	4
18	010	65	303.02	39.99	1
19	219	55	215.01	54.93	2
20	035	86	034.99	86	1
21	045	78	353.07	70.98	1
22	028	16	316.92	05.31	1
23	050	86	321.3	17.98	4
24	050	89	049.99	89	1
25	095	65	094.99	65	2

26	202	76	201.99	76	2
27	010	39	317.76	26.38	1
28	185	65	184.99	65	1
29	055	35	354.87	19.22	1
30	036	40	306.49	00.41	3
31	290	35	289.99	35	1

۳- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده سردابه

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	184	75	270.02	14.51	3
2	243	75	156.98	14.51	4
3	223	70	138.24	14.09	4
4	187	82	098.41	09.9	3
5	238	89	148.27	15	4
6	268	56	195.64	24.19	2
7	358	60	274.57	11.22	3
8	125	88	046.19	79.8	1
9	139	71	118.31	69.79	1
10	183	78	130.84	70.89	1

۴- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده آوارس

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	063	75	343.37	33.9	2
2	068	72	350.16	32.95	2
3	082	86	354.82	35.17	2
4	067	69	350.9	32.04	2
5	065	65	351.21	30.9	2
6	124	84	035.06	09.99	4
7	142	70	055.27	08.9	3
8	172	68	085.72	09.11	3
9	144	76	056.49	09.88	3
10	131	88	041.35	09.99	4
11	100	85	010.97	11	4
12	112	88	022.35	09.99	4
13	108	86	018.71	10.02	4
14	158	85	068.88	09.92	3
15	163	89	073.18	10	3
16	150	83	061.45	11.65	3
17	110	85	020.88	10.01	4
18	160	75	072.73	10.07	3
19	161	54	076.91	08.07	3
20	220	60	293.75	25.85	1



21	227	58	153.96	25.03	2
22	116	58	160.64	48.71	1
23	210	80	126.08	30.99	1
24	225	73	144.78	29.07	2
25	170	75	234.88	57.74	2
26	310	70	229.8	25.07	2
27	040	45	005.33	39.43	2
28	190	88	100.17	04.99	3
29	105	89	015.26	14.33	4
30	170	85	081.52	16.87	3
31	330	80	056.27	20.23	3

۵- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده ویلادره

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	095	80	005.86	04.86	4
2	015	83	104.38	05.05	3
3	029	78	299.65	03.07	4
4	098	70	009.08	02.97	4
5	019	83	289.24	01.97	3
6	085	85	355.16	01.81	4
7	180	70	091.08	02.97	4
8	080	80	350.89	05.02	3
9	340	80	069.52	02.74	4
10	085	83	355.36	02.96	4
11	040	85	310.44	04.96	3
12	155	70	066.08	02.97	3
13	173	63	084.42	02.79	3
14	070	80	340.34	01.94	4
15	050	88	320.07	02	4
16	087	80	357.34	01.94	4
17	035	89	305.05	03	4
18	120	75	030.57	02.12	4
19	230	80	140.54	03.08	4
20	190	89	277.75	66	2
21	175	85	086.86	20.39	3
22	340	88	069.54	12.98	3
23	090	87	000.1	01.99	4
24	084	80	354.54	03.08	3
25	010	85	280.17	01.98	4
26	120	88	030.1	03	4
27	234	60	145.12	01.93	4
28	091	10	002.14	00.2	2
29	100	76	066.31	73.32	2
30	285	80	243.76	76.8	2

31	235	80	190	76	1
32	115	35	098.04	33.81	1
33	173	35	160.94	34.4	1
34	155	88	065.17	04.99	3
35	160	85	248.67	14.89	3
36	165	88	076.18	30.44	1
37	030	65	312.02	24.06	2
38	075	50	100.99	46.97	1
39	155	89	065.02	01	3
40	145	75	062	24.47	1
41	047	75	129.84	24.96	2
42	140	65	134.09	64.88	2
43	145	67	098.27	58.23	1
44	265	72	349.08	17.62	4
45	285	70	007.06	20.77	4
46	190	80	100.86	04.85	3
47	265	75	177.52	09.33	4
48	190	88	279.44	15.53	3

۶- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده گلستان - تجرق

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	130	80	205.17	55.44	1
2	240	55	251.6	54.44	1
3	010	87	099.95	01	4
4	240	65	163.1	25.93	2
5	020	80	299.7	43.71	1
6	080	80	169.83	00.97	4
7	020	80	106.77	17.7	3
8	270	75	186.06	21.5	4
9	280	85	008.98	11.55	4
10	280	80	194.93	25.99	2
11	200	80	283.38	33.17	2
12	005	80	280.47	28.4	1
13	085	85	356.49	16.53	4
14	295	85	022.84	23.27	4
15	225	80	138.73	20.23	3
16	290	80	204.12	22.16	4
17	100	89	010.03	02	4
18	030	60	060.92	56.06	1
19	060	40	075.22	39	1
20	015	82	103.51	10.51	3
21	085	88	174.46	14.98	4
22	210	75	120.25	00.93	4
23	040	85	129.83	01.98	4
24	350	85	078.98	11.54	3
25	320	75	230.6	02.22	3
26	105	60	100.01	59.91	1

27	320	85	049.91	00.99	3
----	-----	----	--------	-------	---

۷- جدول داده‌های سطوح لغزش محدوده نیر- قینرچه

سازوکار گسل (Sense): (۱) گسل معکوس، (۲) گسل نرمال، (۳) امتدادلغز راستگرد، (۴) امتدادلغز چپگرد

No	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
1	135	15	201.05	06.21	2
2	131	30	208.17	07.3	2
3	222	80	141.82	44.03	1
4	225	83	142.55	46.93	2
5	200	84	116.03	45	1
6	143	88	232.07	25	4
7	220	60	306.23	06.49	3
8	160	85	244.11	49.57	1
9	145	80	057.28	12.73	3
10	017	74	089.19	46.85	1
11	140	71	203.6	52.24	1
12	090	55	048.32	46.85	2
13	345	80	071.27	20.23	3
14	050	45	055.16	44.88	2
15	345	80	071.27	20.23	3
16	285	65	220.37	42.58	2
17	320	70	049.68	00.88	3
18	150	80	060.86	04.85	3



## منابع:

- \_ آقاباتی، ع. (۱۳۸۱)، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، صفحه ۷۰۷
- \_ آمبرسیزن، ملویل. پ. (۱۳۷۰)، تاریخ زمین لرزه های ایران. ترجمه ابولحسن رده، انتشارات آگاه، صفحه ۶۷۴.
- \_ 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 دگربرختی بخش جنوبی البرز مرکزی، *مجله علوم دانشگاه تهران*، جلد بیست و هفت، 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، صفحه ۵۱-۶۰.
- \_ امینی و همکاران، (۱۹۹۹)، گزارش نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر، سازمان زمین شناسی کشور.
- \_ درویش زاده، ع. (۱۳۷۲)، زمین شناسی ایران، انتشارات نشر امروز.
- \_ زارع، م. (۱۳۶۷)، مبانی تحلیل خطر زمین لرزه، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- \_ سبحانی، ف. (۱۳۷۸)، بررسی آتشفشان سبلان با توجه خاص بر روند تشکیل منابع زمین گرمایی مشکین شهر-استان اردبیل *فصل نامه علوم زمین*، سال هشتم ص ۱۲.
- \_ 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.
- \_ معین وزیری، ح. و امین سبحانی، ا. (۱۳۵۶): سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمتری، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۹ ص.
- \_ موزن زاده، گ، شهریاری، س. (۱۳۸۷) بررسی سازوکار هندسی گسل های منطقه ژئوترمال شمال غرب سبلان با استفاده از فناوری GIS، *نشریه زمین*، سال سوم، شماره ۴
- \_ موسوی و همکاران، (۱۳۹۱): ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آداکیتی آتشفشان سبلان، سی یکمین گردهمایی علوم زمین
- \_ نبوی، م. ح. (۱۳۵۵): دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

## References:

- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., (1982). A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, London, 219 pp.
- 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 Societe 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, T17–T26.
- Angelier, J., (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets. **Journal of Geophysical Research** 89, 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. I. **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.
- Angelier, J.(2004)- Inversion of earthquake focal mechanisms to reconstruct multiple seismotectonic stress regimes: Refining and separation processes, **Geophys. Research Abst. Vol.6**, 03901.
- Anderson, E. M. (1942), The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain: Oliver and Boyd, **Edinburgh**, 191 p.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, D., Malekzade, O., Shabanian, Z., & Abbassi, M.(2006),Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). **Tectonics**, 25, TC3002, 1.21, doi:10.1029/2005TCOO1860.

- 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, 518.
- Berberian, M., & King, G. P. (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci* , 18, pp.210-265.
- Bott, M.H.P., (1959) The mechanisms of oblique slip faulting. **Geol. Mag.** 96, 109–117.
- Carey, E., & Brunner, M. B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique. I. etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris D* 279, 891.
- CMT, Centroid Moment Tensor catalogue, Harvard University- (2006) Department of geological Sciences, available online at: <http://www.seisology.harvard.edu/CMTsearch.html>
- Coelho, S., Passchier, C., Marques, F. (2006). Riedel-shear control on development of pennant veins: field example and analogue modeling, **Journal of structural geology**, 28, pp.1658-1669.
- Coopley, A. & Jackson, J., (2006) - Active tectonics of the Turkish - Iranian Plateau, **TECTONICS**, VOL. 25, TC6006, doi:10.1029/2005TC001906.
- 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. (1997). 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.
- Jackson, J. A. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus, **J. Geophys. Res.**, 97, 12471–12479.
- Fossen, H., (2010). "Structural Geology", university of Bergen, pp.463.
- 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.
- Hessami, D., Pantosti, H., Tabassi, E., Shabanian, M., Abbassi, R., Fegghi, K., & Solaymani, S. (2003). Paleoearthquakes and slip rates of the North, Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. **Annals of Geophysics**, Vol. 46, No. 5.
- 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.
- Hodgson, R. A. (1961). Classification of structures on joint surfaces. **Am. J. Sci.** 259, pp.439-502.
- 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.
- Lescuyer, J.L., RIOU, R., Babakhani, A. (1978), Report of Ahar geological map, scale 1/250000, G.S.I
- 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.
- Nemcok, M., Lisle, R.J. (1995). A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. **Journal of Structural Geology** 17, pp. 1445–1453.
- Norris, D.K., Barron, K. (1969). Structural analysis of features on natural and artificial faults", In: Baer, A., Norris, D.K. (Eds.), **Research in Tectonics**. Geol. Surv. Can. Pap. 68–52,pp. 136–167.
- 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.
- Reches, Z. (1987) Faulting of rocks in three dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. **Tectonophysics** 95, 133-156.
- 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 l'Elbourz oriental au sud de Gonbad - e - Qabous, Iran NE. **These Geneve**, pp. 329.

- Spang, J.H. (1972). Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. **Geological Society of America, Bulletin** 83, pp. 467–472.
- 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: NIEUWLAND, D. A. (ed.) New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications, 212, pp.101-116 .*
- 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.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran ; A review. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull** , 52, 1229-1258.
- 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.
- 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.
- Zang, A. & Stephanson, O. (2010) Stress field of the Earth’s Crust. 327 pp. Springer, Germany.
- Zoback, M. L. (1980). State of stress in the conterminous United States, *J. Geophys. Res.*, V.85, p. 6001-6026.
- Zamani Gharechamani, B., Angelier, J. & Zamani, A.,(2008)- State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes, **Journal of Geodynamics**, 45, 123-130.
- Zamani Gharechamani, B. & Masson, F.(2014) Recent tectonic of East (Iranian) Azarbaijan from stress state reconstruction. **Tectonophysics** , 611, 61-82
- Zoback, M. L. (1992) First and Second –Order Patterns of stress in the lithosphere: the world map project , *J. Geophys. Res.*, V.85, p. 6113-6156.



## **Abstract**

This study aimed to evaluate Paleo and neo stress regimes on the basis of earthquake focal mechanism solutions, and fault slip data in the eastern Sabalan mountain side, north-west Iran. both data groups Inversed by Right Dihedron method. Data was separated on the basis of P and T axes analyses.

Focal mechanisms were used to determine the stress field using inverse and averaging technique. Principal stress focal mechanism data were determined by average of axes P&T and inverse method .On the basis of average of axes P&T, orientations of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  stresses for Western Caspian basin have been determined to be 266/53, 300/10, 080/39 and in the eastern part of Azerbaijan block to be 030/06, 120/10, 290/80 respectively. On the basis of inverse tensor and by using region focal mechanisms of earthquakes, the orientations of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  stresses in northwest of Western Caspian basin have determined to be 049/24, 316/06 and 214, 65 and the shape of the stress ellipsoid was determined to be 0.47, and in the eastern part of Azerbaijan block have determined as be 149/06, 250/64, 056/26 and the shape of the stress ellipsoid was determined to be 0.69. Finally, results of the two methods of averaging and inversion of slip data were compared which are almost identical.

The results of fault slip analysis on the basis 221 fault slip surface in 7 units shows three stress phases from Eocene to Quaternary time. The results indicate that after Eocene time the tension stress axis had north west-south east direction, shows strike-slip stress regime whit 057/05, 314/68 and 149/22 orientation for  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  respectively and stress ration of 0.38. The second stress filed is related to after Pliocene shows Compressional stress regime whit 032/00, 122/31 and 302/59 orientation for  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  respectively and stress ration of 0.45 for before Pliocene with Tensional stress axis in this filed have a north west- south eastern orientation, the orientations of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  stresses in have determined to be 038/05, 273/82 and 128,07 the shape of the stress ellipsoid was determined to be 0.61.

The results of Analysis of focal mechanisms data and fault slip are almost identical.

**Key words:** Sabalan region, Inversion Method, Paleo stress analysis, focal mechanism.





**University of Shahrood**

Faculty of Earth science

Tectonic

**Paleostress determination based on fault slip analysis and earthquakes  
focal mechanism in Sabalan region**

**Zahra samadi**

Supervisor:

Dr. P. Omid

Advisor

Dr. M. Sadeghian

February 2015