

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان:

تحلیل عناصر ساختاری منطقه شیربند (شمال دامغان)

حمید روح افزا

استاد راهنما

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر عزیزالله طاهری

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۲

قدیم به:

- تمامی فرهیختگان و دانش پژوهانی که همواره در اعتلای سطح علمی کشورمان تلاش می- نمایند.
- پدر و مادر عزیزم که همواره پشتیبانم بوده‌اند.

چکیده:

منطقه شیربند قسمتی از حوضه رسوبگذاری البرز شرقی است که در شمال دامغان واقع شده است. مطالعات چینه‌نگاری در این منطقه وجود واحدهای سنگی پالئوزوئیک، مزوزوئیک، سنوزوئیک با روند شرقی - غربی تا شمال شرق - جنوب غرب را نشان می‌دهد. در این تحقیق ویژگی‌های سینماتیکی و حرکتی گسل‌ها و چین‌های موجود در منطقه و هم‌چنین تحلیل میدان تنش منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. گسل‌های اصلی موجود در منطقه دارای امتداد شرقی - غربی تا شمال شرق - جنوب غرب با سازوکار چپ‌لغز و معکوس هستند. گسل‌هایی با چین سازوکار و آرایش هندسی با الگوی ترافشارشی چپ‌گرد ناحیه‌ای (البرز شرقی) انطباق دارد. مطالعات ساختاری چین‌های موجود در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که چین‌های اصلی موجود در ناحیه دارای روند شرقی - غربی تا شمال شرق - جنوب غرب می‌باشند که این سوگیری و جهت‌گیری را می‌توان به حرکت رو به شمال صفحه عربی نسبت داد. اکثر چین‌های اصلی موجود در ناحیه بر اساس دسته‌بندی زاویه بین یالی (fluety 1964)، در محدوده چین‌های باز قرار می‌گیرند. بررسی ساختاری چین‌ها و گسل‌های موجود در منطقه نشان می‌دهد میدان تنش بیشینه حاکم بر منطقه دارای روندی شمالی - جنوبی می‌باشد. علاوه بر چین‌ها و گسل‌ها، غار شیربند از دیگر ساختارهای موجود در جنوب منطقه مورد مطالعه می‌باشد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که تکتونیک حاکم بر منطقه نقش مهمی در چگونگی شکل‌گیری و گسترش این غار داشته است. سطوح گسلی و هم‌چنین خطواره‌های درزه‌ای مشاهده شده در این غار می‌تواند شاهدهی برای این موضوع باشد.

واژه‌های کلیدی: منطقه شیربند، البرز شرقی، تحلیل ساختاری، الگوی ترافشارشی، میدان تنش، غار شیربند.

مقالات مُستخرج از این پایان نامه:

- ۱- روح افزا، ح.، رضانی اومالی، ر.، (۱۳۹۲) "تحلیل عناصر ساختاری و بررسی میدان تنش در منطقه شیربند (شمال دامغان)"، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۲- روح افزا، ح.، رضانی اومالی، ر.، (۱۳۹۲) "بررسی رابطه ساختارهای تکتونیک منطقه در چگونگی شکل گیری و گسترش غار شیربند (شمال دامغان)"، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۳- روح افزا، ح.، رضانی اومالی، ر.، (۱۳۹۲)، "تحلیل هندسی چین خوردگی های منطقه شیربند به منظور تعیین جهت گیری میدان تنش (شمال دامغان)"، سی و دومین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه تبریز. ۲۷ تا ۳۰ بهمن ماه ۱۳۹۲.

مقالات در دست داوری مستخرج از این پایان نامه:

- ۴- روح افزا، ح.، رضانی اومالی، ر.، طاهری، ع.، (۱۳۹۲) "تحلیل هندسی و حرکتی گسل های منطقه شیربند به منظور بررسی میدان تنش (شمال دامغان)"، نشریه علوم زمین

فهرست مطالب

۱. فصل اول: کلیات ۱
- ۱-۱- مقدمه: ۲
- ۲-۱- تعریف مسئله و هدف از انجام کار: ۲
- ۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی: ۴
- ۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه: ۵
- ۵-۱- مطالعات پیشین: ۷
- ۶-۱- روش انجام تحقیق: ۸
۲. فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه ۱۱
- ۱-۲- مقدمه: ۱۲
- ۲-۲- جایگاه ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا: ۱۲
- ۳-۲- کلیات زمین شناسی ناحیه البرز: ۱۳
- ۴-۲- زمین ساخت ناحیه البرز: ۱۴
- ۵-۲- مراحل تکوین ساختاری رشته کوه البرز: ۱۵
- ۶-۲- چینه شناسی منطقه مورد مطالعه: ۱۷
- ۱-۶-۲- واحدهای چینه شناسی پالئوزوئیک: ۱۸

۲۴	۲-۶-۲- واحدهای چینه شناسی مزوزوئیک:
۳۰	۳-۶-۲- واحدهای چینه شناسی سنوزوئیک:
۳۹	۳. فصل سوم: تحلیل عناصر ساختاری موجود در منطقه
۴۰	۳-۱- مقدمه:
۴۱	۳-۲- تحلیل ساختاری گسل های موجود در منطقه:
۴۳	۳-۲-۱- گسل های اصلی منطقه:
۵۰	۳-۲-۲- گسل های فرعی منطقه:
۶۵	۳-۳- تحلیل ساختاری چین های موجود در منطقه:
۶۷	۳-۳-۱- چین خوردگی های اصلی:
۷۳	۳-۳-۲- چین خوردگی های فرعی:
۸۱	۳-۳-۳- ریزچین ها (چین هایی در مقیاس کوچک):
۸۳	۳-۴- تحلیل ساختاری درزه های موجود در منطقه:
۸۴	۳-۴-۱- ایستگاه کوه شیربند:
۸۶	۳-۴-۲- ایستگاه غار شیربند:
۸۷	۳-۴-۳- ایستگاه منطقه نصرت آباد:
۸۹	۳-۴-۴- ایستگاه منطقه تموزا:
۹۳	۴. فصل چهارم: بررسی میدان تنش در محدوده مورد مطالعه

- ۹۴-۱-۴-۱-۴ مُقَدِّمَه:
- ۹۴-۲-۴-۲-۴ بررسی ویژگی های میدان تنش:
- ۹۵-۳-۴-۳-۴ تعیین راستای تنش اصلی وارد بر منطقه مطالعاتی:
- ۹۶-۱-۳-۴-۱-۳-۴ روش دو جهتی عمود بر هم:
- ۹۹-۲-۳-۴-۲-۳-۴ روش پتیت:
- ۱۰۲-۴-۴-۴-۴ روش تعیین موقعیت محورهای تنش با استفاده از سطح محوری چین ها:
- ۱۰۵-۵-۴-۵-۴ نتیجه گیری و جمع بندی:
- ۱۰۷-۵-۵-۵-۵ فصل پنجم: مطالعه ساختاری غار شیربند
- ۱۰۸-۱-۵-۱-۵ مقدمه:
- ۱۰۸-۲-۵-۲-۵ تعریف کارست:
- ۱۰۹-۳-۵-۳-۵ چگونگی بروز کارست:
- ۱۰۹-۴-۵-۴-۵ عوامل مؤثر در بروز کارست:
- ۱۱۰-۵-۵-۵-۵ نقش تکتونیک در گسترش کارست:
- ۱۱۲-۶-۵-۶-۵ غارها:
- ۱۱۳-۷-۵-۷-۵ موقعیت غار شیربند:
- ۱۱۵-۸-۵-۸-۵ درزه ها و شکستگی های بیرون غار شیربند:
- ۱۱۸-۹-۵-۹-۵ درزه ها و شکستگی های درون غار شیربند:

- ۵-۱۰- رابطه عناصر ساختاری و روند گسترش غار شیربند:..... ۱۲۱
۶. فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات:..... ۱۲۵
- ۶-۱- نتیجه گیری:..... ۱۲۶
- ۶-۲- پیشنهادات:..... ۱۲۸
۷. پیوست ها:..... ۱۲۹
۸. منابع:..... ۱۴۵

فهرست شکل‌ها:

- شکل ۱-۱- موقعیت نسبی ساختارهای اصلی منطقه..... ۳
- شکل ۱-۲- راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۵
- شکل ۱-۳- ژئومورفولوژی عمومی منطقه مورد مطالعه ۶
- شکل ۱-۴- تصویر ادغامی لیتولوژی و ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه..... ۷
- شکل ۲-۱- جایگاه کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در نقشه جهان ۱۳
- شکل ۲-۲- تصویری از سازند لالون و سازند کرج با مرزی گسله. ۱۹
- شکل ۲-۳- تصویری از سازند روته و سازند کرج با مرزی گسله. ۲۳
- شکل ۲-۴- ستون چینه شناسی دوران پالئوزوئیک منطقه. ۲۳
- شکل ۲-۵- نمایی نزدیک از سازند الیکا در منطقه کوه زنگی. ۲۵
- شکل ۲-۶- تپه ماهورهای کم ارتفاع سازند شمشک. ۲۶
- شکل ۲-۷- سازند شمشک و سازند دلیچای در منطقه بشم. ۲۷

- شکل ۲-۸- سازند لار به همراه مرز گسل‌های آشکار. ۲۸
- شکل ۲-۹- ستون چینه شناسی دوران مزوزوئیک. ۲۹
- شکل ۲-۱۰- تصویری از سازند فجن در منطقه تموزا. ۳۰
- شکل ۲-۱۱- تصویری از سازند زیارت. ۳۱
- شکل ۲-۱۲- سازند کرج به همراه مرزی گسله با نهشته های کواترنری. ۳۳
- شکل ۲-۱۳- مرز سنگ شناسی متمایز میان سازند کرج و سازند روته. ۳۳
- شکل ۲-۱۴- توف های سبز کرج در نمایی نزدیک. ۳۴
- شکل ۲-۱۵- نهشته های هوازده (به رنگ قرمز) نتوزن در غرب منطقه مورد مطالعه. ۳۵
- شکل ۲-۱۶- نهشته های کواترنری. ۳۶
- شکل ۲-۱۷- تراس آبرفتی در نهشته کواترنری. ۳۶
- شکل ۲-۱۸- نهشته های تراورتنی. ۳۸
- شکل ۲-۱۹- ستون چینه شناسی دوران سنوزوئیک. ۳۸
- شکل ۳-۱- گسل‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه. ۴۲
- شکل ۳-۲- گسل های فرعی موجود در ناحیه مورد مطالعه. ۴۲
- شکل ۳-۳- نمایش مقطعی عرضی از گسل‌های موجود در منطقه. ۴۴
- شکل ۳-۴- گسل شمال دامغان. ۴۶
- شکل ۳-۵- مقطع گسل شمال دامغان. ۴۶
- شکل ۳-۶- استریوگرام شیب و امتداد گسل شمال دامغان. ۴۷
- شکل ۳-۷- گسل آستانه. ۴۹
- شکل ۳-۸- مقطع عرضی گسل آستانه. ۴۹

- شکل ۳-۹- استریوگرام شیب و امتداد گسل آستانه - طزره. ۵۰.....
- شکل ۳-۱۰- گسل کوه شیربند. ۵۱.....
- شکل ۳-۱۱- مقطع عرضی گسل کوه شیربند. ۵۲.....
- شکل ۳-۱۲- استریوگرام شیب و امتداد گسل منطقه شیربند. ۵۳.....
- شکل ۳-۱۳- رخنمون گسل شمال میان کوه. ۵۳.....
- شکل ۳-۱۴- گسل شمال نصرت آباد. ۵۴.....
- شکل ۳-۱۵- مقطع عرضی گسل شمال نصرت آباد. ۵۵.....
- شکل ۳-۱۶- استریوگرام شیب و امتداد گسل شمال نصرت آباد. ۵۵.....
- شکل ۳-۱۷- تصویری از گسل قهوه خانه بشم. ۵۶.....
- شکل ۳-۱۸- تصویر استریوگرافیک گسل منطقه قهوه خانه بشم. ۵۶.....
- شکل ۳-۱۹- گسل جنوب منطقه تموزا. ۵۷.....
- شکل ۳-۲۰- مقطع عرضی از گسل منطقه تموزا. ۵۸.....
- شکل ۳-۲۱- تصویر استریوگرافیک شیب و امتداد گسل منطقه تموزا. ۵۸.....
- شکل ۳-۲۲- جابه جایی چپ بر گسل منطقه زنگی توسط گسل آستانه. ۵۹.....
- شکل ۳-۲۳- تصویر گسل منطقه زنگی در شمال ناحیه مورد مطالعه. ۶۰.....
- شکل ۳-۲۴- مقطع عرضی از گسل منطقه زنگی. ۶۰.....
- شکل ۳-۲۵- جابه جایی چپ بر گسل F1 در منطقه کلاریز. ۶۱.....
- شکل ۳-۲۶- جابه جایی چپ بر دو پشته کوهستانی توسط گسل F2 در منطقه کلاریز. ۶۲.....
- شکل ۳-۲۷- جابه جایی چپ بر گسل F2 در منطقه کلاریز. ۶۳.....
- شکل ۳-۲۸- جابه جایی چپ بر گسل F3 در منطقه کلاریز. ۶۳.....

- شکل ۳-۲۹- جابه‌جایی راست بر گسل F4 در منطقه کلاریز. ۶۵
- شکل ۳-۳۰- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین ۶۷
- شکل ۳-۳۱- چین‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه. ۶۸
- شکل ۳-۳۲- مقطع عرضی چین‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه ۶۸
- شکل ۳-۳۳- نمایی از ناودیس شیربند ۶۹
- شکل ۳-۳۴- استریوگرام ناودیس شیربند ۷۰
- شکل ۳-۳۵- نمایی از طاقدیس شیربند ۷۰
- شکل ۳-۳۶- استریوگرام تاقدیس شیربند. ۷۱
- شکل ۳-۳۷- نمایی از ناودیس بشم ۷۲
- شکل ۳-۳۸- استریوگرام ناودیس منطقه بشم. ۷۲
- شکل ۳-۳۹- چین‌خوردگی FO1 در شمال شرق غار شیربند. ۷۴
- شکل ۳-۴۰- استریوگرام چین‌خوردگی FO1 ۷۵
- شکل ۳-۴۱- چین‌خوردگی FO2 در منطقه تموزا. ۷۶
- شکل ۳-۴۲- چین‌جناغی حاشیه چین‌خوردگی FO2 ۷۶
- شکل ۳-۴۳- استریوگرام چین‌خوردگی FO2 ۷۷
- شکل ۳-۴۴- چین‌خوردگی FO3 در شمال ناحیه شیربند. ۷۸
- شکل ۳-۴۵- استریوگرام چین‌خوردگی FO3 ۷۹
- شکل ۳-۴۶- چین‌خوردگی FO4 در شرق غار شیربند. ۸۰
- شکل ۳-۴۷- استریوگرام چین‌خوردگی FO4 ۸۱
- شکل ۳-۴۸- رز دیاگرام امتداد سطح محوری ۲۵ ریز چین برداشت شده از منطقه شیربند... ۸۲

- شکل ۳-۴۹- ریز چینی در ناحیه شیربند. ۸۲
- شکل ۳-۵۰- درزه‌هایی در ایستگاه کوه شیربند. ۸۵
- شکل ۳-۵۱- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه کوه شیربند. ۸۵
- شکل ۳-۵۲- درزه‌هایی در اطراف غار شیربند. ۸۶
- شکل ۳-۵۳- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه اطراف غار شیربند. ۸۷
- شکل ۳-۵۴- درزه مزدوج در منطقه نصرت آباد. ۸۸
- شکل ۳-۵۵- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه نصرت آباد. ۸۸
- شکل ۳-۵۶- درزه‌هایی در ایستگاه منطقه تموزا. ۸۹
- شکل ۳-۵۷- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه تموزا. ۹۰
- شکل ۳-۵۸- محل ایستگاه‌های مورد مطالعه. ۹۱
- شکل ۴-۱- موقعیت تقریبی مکان فشارش و کشش در یک گسل معکوس. ۹۷
- شکل ۴-۲- موقعیت نسبی چهار گسل مورد بررسی جهت تعیین محورهای تنش. ۹۸
- شکل ۴-۳- استریوگرام موقعیت تقریبی سوگیرش محور فشارش و کشش. ۹۸
- شکل ۴-۴- نحوه قرار گیری محورهای تنش در یک گسلش معکوس. ۱۰۰
- شکل ۴-۵- جهت گیری محورهای فشارش و کشش. ۱۰۱
- شکل ۴-۶- موقعیت محورهای تنش پس از میانگین گیری. ۱۰۱
- شکل ۴-۷- جهت گیری محورهای تنش در یک چین خوردگی. ۱۰۳
- شکل ۴-۸- امتداد سطح محوری چین‌های موجود در منطقه. ۱۰۳
- شکل ۵-۱- برخی ساخت‌های درون غار شیربند. ۱۱۵
- شکل ۵-۲- درزه و شکستگی‌های اطراف غار شیربند. ۱۱۷

- شکل ۵-۳- رز دیاگرام امتدادی درزه های برداشت شده در منطقه اطراف غار شیربند. ۱۱۸
- شکل ۵-۴- درزه و شکستگی هایی در درون غار شیربند. ۱۱۹
- شکل ۵-۵- رز دیاگرام امتدادی درزه های برداشت شده در درون غار شیربند. ۱۲۰
- شکل ۵-۶- موقعیت تقریبی دهانه و روند گسترش غار شیربند. ۱۲۲
- شکل ۵-۷- روند گسترش و کروکی تقریبی غار شیربند. ۱۲۳

فهرست جدول ها:

- جدول ۳-۱- خصوصیات هندسی گسل شمال دامغان. ۴۷
- جدول ۳-۲- خصوصیات هندسی گسل آستانه. ۵۰
- جدول ۳-۳- خصوصیات هندسی گسل کوه شیربند. ۵۲
- جدول ۳-۴- خصوصیات هندسی گسل منطقه تموزا. ۵۸
- جدول ۳-۵- طبقه بندی فلوتی (۱۹۶۴) برای فشردگی چین ها. ۶۶
- جدول ۳-۶- خصوصیات هندسی ناودیس شیربند. ۶۹
- جدول ۳-۷- جایگاه ناودیس شیربند در تقسیم بندی فلوتی. ۶۹
- جدول ۳-۸- خصوصیات هندسی طاقدیس شیربند. ۷۱
- جدول ۳-۹- جایگاه طاقدیس شیربند در تقسیم بندی فلوتی. ۷۱
- جدول ۳-۱۰- خصوصیات هندسی ناودیس منطقه بشم. ۷۲
- جدول ۳-۱۱- جایگاه ناودیس بشم در تقسیم بندی فلوتی. ۷۲
- جدول ۳-۱۲- خصوصیات هندسی چین FO1. ۷۴

- جدول ۳-۱۳- جایگاه چین FO1 در تقسیم بندی فلوتی. ۷۵
- جدول ۳-۱۴- خصوصیات هندسی چین FO2. ۷۶
- جدول ۳-۱۵- جایگاه چین FO2 در تقسیم بندی فلوتی. ۷۷
- جدول ۳-۱۶- خصوصیات هندسی چین FO4. ۸۰
- جدول ۳-۱۷- جایگاه چین FO4 در تقسیم بندی فلوتی. ۸۰
- جدول ۳-۱۸- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه کوه شیربند. ۸۵
- جدول ۳-۱۹- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه اطراف غار شیربند. ۸۷
- جدول ۳-۲۰- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه منطقه نصرت آباد. ۸۸
- جدول ۳-۲۱- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه منطقه تموزا. ۹۰
- جدول ۴-۱- گسل های مورد استفاده جهت تعیین محور کشش و فشارش. ۹۸
- جدول ۴-۲- گسل های مورد استفاده در روش پتیت. ۱۰۰
- جدول ۴-۳- موقعیت محورهای اصلی تنش در چین های برداشت شده. ۱۰۴
- جدول ۵-۱- درزه های برداشت شده در اطراف غار شیربند. ۱۱۷
- جدول ۵-۲- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه اطراف غار شیربند. ۱۱۸
- جدول ۵-۳- درزه های برداشت شده در درون غار شیربند. ۱۲۰
- جدول ۵-۴- خصوصیات درزه های برداشت شده از ایستگاه درون غار شیربند. ۱۲۱

فصل اوّل:

۱. کلیات

۱-۱- مقدمه:

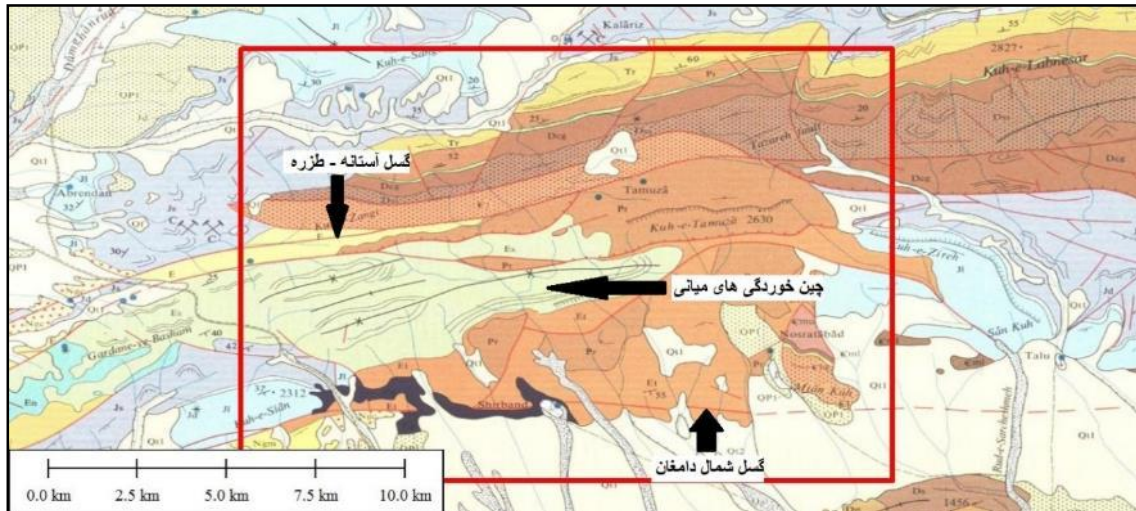
کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در ایران به صورت دو رشته کوه متمایز و جدا از هم به نام‌های رشته کوه البرز و رشته کوه زاگرس جلوه می‌نماید. رشته کوه البرز نوار شمالی این کمربند را تشکیل می‌دهد. این رشته کوه در شمال ایران مجموعه ارتفاعاتی را به فرم خمیده با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر شامل می‌گردد که از غرب به قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان و از شرق به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان متصل است. این رشته کوه از شمال با واسطه زمین درز پالتوتیس، در بخش شرقی در مجاورت حوضه رسوبی کپه داغ و در بخش مرکزی و غربی در کنار حوضه خزر جنوبی قرار دارد. رشته کوه البرز در بخش شرقی و مرکزی از سمت جنوب در مجاورت پهنه شمالی ایران مرکزی که با حضور سیستم‌های امتداد لغز و آمیزه‌های آفیولیتی مشخص است و در بخش غربی با واسطه مجموعه ماگمایی کرج در کنار قوس ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. به عقیده (stocklin, 1977) رشته کوه البرز به تنهایی یک رشته کمربند کوهزایی نیست. بلکه باید این رشته کوه را قسمتی از کمربند کوهزایی که در مقیاس وسیع‌تر در ایران و قفقاز روی داده، در نظر گرفت. این کمربند کوهزایی بر اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی به سمت اوراسیا ایجاد گشته است.

در این پایان نامه قسمتی از نوار البرز واقع در شمال دامغان مورد بررسی قرار گرفته و سعی بر آن است که با تحلیل عناصر ساختاری و تکتونیکی منطقه به اطلاعاتی هر چند اندک درباره این کمربند کوهزایی دست یابیم.

۱-۲- تعریف مسئله و هدف از انجام کار:

ناحیه مورد مطالعه به دلیل واقع شدن دو گسل شمال دامغان و گسل آستانه - طزره و هم‌چنین چین‌خوردگی که در حد فاصل این دو گسل روی داده، بستر مناسبی را جهت مطالعات تکتونیکی فراهم نموده است. عکس‌های هوایی موجود از ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد که محور چین‌خوردگی و گسلش در ناحیه روندی تقریباً موازی هم دارند که همین پدیده می‌تواند گواهی بر وجود تنش‌های

روندی معین، در ناحیه باشد. گسل شمال دامغان کمربند جنوبی منطقه مورد مطالعه، چین خوردگی شیربند کمربند میانی منطقه مورد مطالعه و زون گسله آستانه کمربند شمالی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت نسبی ساختارهای اصلی منطقه (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دامغان).

غارها همواره از پدیده‌های زیبای زمین‌شناسی بوده اند که مورد توجه زمین شناسان مختلفی قرار گرفته است. بشر از ابتدای پیدایش با غارها سر و کار داشته است. غار شیربند و غار دیوار یا از پدیده‌های زیبایی هستند که در حد فاصل دو زون گسله شمال دامغان و گسل آستانه - طزره قرار گرفته اند. در این پایان نامه ما سعی بر آن داریم تا ابتدا عناصر ساختاری موجود در ناحیه اعم از چین خوردگی، گسلس و درزه‌های موجود در ناحیه را مورد بررسی قرار دهیم و ضمن بررسی میدان تنش حاکم بر منطقه، به این نکته پردازیم که آیا چگونگی تشکیل غار شیربند در ارتباط با پدیده‌های تکتونیکی و عناصر ساختاری موجود در ناحیه می‌باشد و یا ساختار تکتونیکی منطقه تأثیری بر چگونگی تشکیل غار شیربند نداشته است.

به این ترتیب سؤالات اساسی این پایان نامه را می‌توان بدین شرح بیان نمود:

- سبک هندسی و اختصاصات سینماتیکی گسل‌های موجود در ناحیه چگونه است؟
- سبک هندسی و اختصاصات سینماتیکی چین‌خوردگی‌های موجود در ناحیه چگونه است؟
- میدان تنش حاکم بر منطقه چه جهت‌یافتگی از خود نشان می‌دهد؟
- چه ارتباطی میان عناصر ساختاری ناحیه مورد بررسی و روند گسترش غار شیربند وجود دارد؟

۱-۳- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی:

منطقه مورد مطالعه در حد فاصل طول جغرافیایی $۵۴^{\circ} ۱۳'$ تا $۵۴^{\circ} ۲۴'$ و عرض جغرافیایی $۱۶' ۳۶^{\circ}$ تا $۲۳' ۳۶^{\circ}$ و به طور تقریبی در شمال دامغان قرار دارد. مساحت ناحیه مورد مطالعه به طور تقریبی ۱۸۰ کیلومتر مربع (۱۵ کیلومتر طول و ۱۲ کیلومتر عرض) می‌باشد.

محدوده مورد مطالعه به طور تقریبی در ۱۵ کیلومتری شمال دامغان قرار دارد. به دلیل وسعت و گستردگی منطقه مورد مطالعه و وجود فاصله از جاده آسفالتی، راه‌های دسترسی متعددی را می‌توان برای دسترسی به منطقه ترسیم نمود. جاده آسفالتی شاهرود به دامغان با امتداد تقریبی شرقی - غربی، از معدود راه‌های دسترسی به نزدیکی‌های منطقه می‌باشد (شکل ۱-۲). در ادامه برای ورود به منطقه مورد مطالعه نیاز به خارج شدن از مسیر اصلی جاده و حرکت رو به سمت شمال است. بدین منظور شبکه‌ای از راه‌های خاکی متعدد وجود دارد که مرهون وجود روستاهایی مانند تاق، ابوالبق، نصرت‌آباد و گز می‌باشد. جاده خاکی دامغان به سمت گردنه‌ی بشم، از مسیرهایی است که کمک فراوانی در راستای دسترسی به چین‌خوردگی موجود در میان دو گسل شمال دامغان و گسل آستانه - طزره می‌نماید.



شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راه‌های ایران).

۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه:

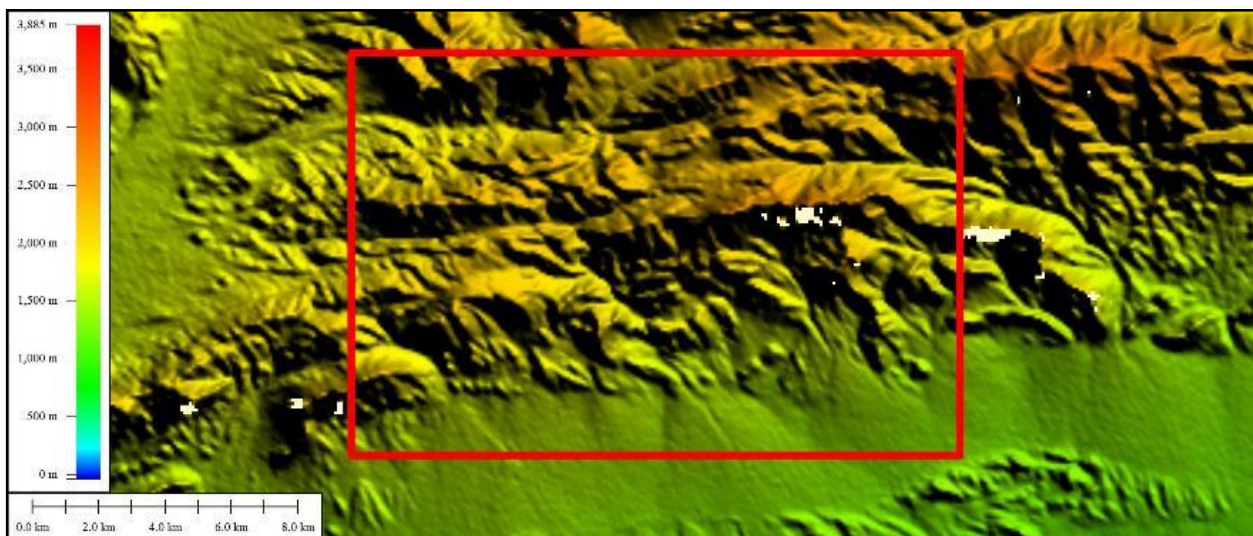
ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه تابعی از آب‌وهوا، ساختمان و سنگ‌شناسی آن است. فرآیند فرسایش که عاملی مؤثر در تشکیل اشکال ژئومورفولوژی است، در ناحیه مورد مطالعه به دلیل آب‌وهوای خشک بیشتر از نوع فیزیکی است. فرسایش فیزیکی منطقه مورد مطالعه سبب شکل‌گیری ستیغ‌هایی نوک تیز و پرتگاه‌های متعددی گشته است. این پرتگاه‌ها همانند روند کلی ساختارهای منطقه، دارای روند کلی شرقی - غربی هستند.

میانگین ارتفاع منطقه ۱۹۴۵ متر می‌باشد. در یک دسته‌بندی کلی از لحاظ مورفولوژی و زمین‌ریخت شناسی منطقه را می‌توان به سه ناحیه تقریباً متمایز تقسیم نمود (شکل ۱-۳):

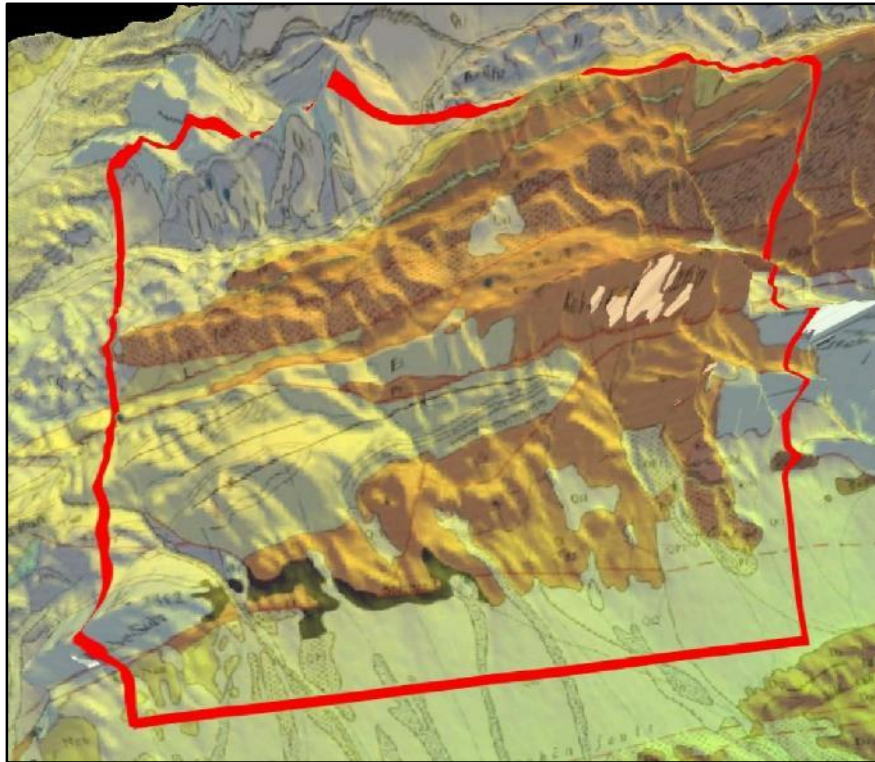
۱- بخش‌هایی با ارتفاع میانگین ۲۲۰۰ متر: این ناحیه با روندی شرقی - غربی بیشتر بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه را تشکیل می‌دهد. از ارتفاعات موجود در این ناحیه می‌توان به کوه تموزا به ارتفاع تقریبی ۲۵۸۰ متر و کوه زنگی به ارتفاع تقریبی ۲۳۰۰ متر اشاره کرد. این ناحیه بیشترین گسترش را در منطقه داراست و همچنین عموماً از واحدهای سنگی آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است.

۲- بخش‌هایی با ارتفاع میانگین ۱۸۰۰ متر: این ناحیه نیز با روند تقریبی شرقی - غربی، در قسمت مرکزی منطقه متمایل به جنوب قرار گرفته است. مورفولوژی غالب در این ناحیه تپه ماهورهایی کم ارتفاع و فرسایش یافته می‌باشد. این ناحیه عموماً از واحدهایی فرسایش پذیرتر مانند واحدهای سنگی کرج شکل گرفته است. از ارتفاعات بلند این ناحیه می‌توان به کوه «میان کوه» اشاره کرد.

۳- بخش‌هایی با ارتفاع میانگین ۱۴۰۰ متر: این ناحیه نیز هم روند با دو ناحیه پیشین بوده و در جنوبی‌ترین بخش منطقه قرار گرفته است. این ناحیه بیشتر از رسوبات آبرفتی حال حاضر و همچنین رسوبات نئوژن تشکیل شده است. این ناحیه محلی است که در آن رسوبات آبرفتی حاصل از مناطق شمالی با ارتفاع زیادتر در آن رسوب می‌نماید.



شکل ۱-۳- ژئومورفولوژی عمومی منطقه مورد مطالعه (SRTM).



شکل ۱-۴- تصویر ادغامی لیتولوژی و ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه. همان طور که از این تصویر استنباط می گردد لیتولوژی مرتفع منطقه تا حد زیادی منطبق با سازندهای آهکی و ماسه سنگی می باشد.

۱-۵- مطالعات پیشین:

علوی نائینی و صالحی راد (۱۹۷۵) تصویری از منطقه مورد مطالعه را در قالب نقشه زمین شناسی دامغان (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) و گرگان (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) ارائه نموده اند.

بربریان و قریشی (۱۳۶۸) در مطالعه ریسک لرزه‌ای جایگاه سد آستانه دامغان، گسل‌های فعال و کواترنری منطقه را مطالعه مورد بررسی قرار داده اند. خادمی (۱۳۷۶) سازوکار گسل‌های دامغان و عطاری را در شمال دامغان مورد بررسی قرار داده است. وی در نوشتار خود به نتایج محققین دیگری که بر روی این گسل تحقیق کرده اند، اشاره نموده است. امیدی (۱۳۸۰) با مطالعه بخش جنوبی البرز در منطقه مورد مطالعه و با بهره‌گیری از اطلاعات صحرائی و دورسنجی به تشریح و توصیف گسل‌های

کواترنری و بررسی سازوکار آن‌ها پرداخته است. وی تغییرات در این پهنه را که از سمت شمال به گسل چپ لغز آستانه و از جنوب به گسل عطاری محدود است حاصل فعالیت یک سیستم برشی همگرای چپ رو با روند N60E در بخش جنوبی البرز شرقی دانسته و تشکیل آن را نتیجه تنش‌های حاصل از حرکت رو به شمال-شمال خاوری عربستان می‌داند. وی هم‌چنین به تحلیل استرس قدیمه در این بخش راستای بیشترین فشارش را شمال-شمال خاوری تعیین کرده است. رحیمی (۱۳۸۱) ساختارهای تکتونیکی پهنه دامغان تا گرگان را مورد بررسی قرار داده و ضمن ترسیم ستون چینه‌شناسی منطقه چنین بیان می‌دارد که بیشتر گسل‌های موجود در پهنه دامغان تا گرگان، گسل‌هایی با شیب به سمت شمال می‌باشند. اعراب (۱۳۸۷) نیز به بررسی گسلش نواحی شرقی منطقه مورد مطالعه پرداخته و ضمن تحلیل گسلش کواترنری این منطقه چنین بیان می‌دارد که دوگسل آستانه و گسل معکوس شمال دامغان هر دو گسل‌هایی کواترنری می‌باشند.

۱-۶- روش انجام تحقیق:

مراحل انجام این پژوهش را می‌توان در ۳ دسته کلی به شرح زیر خلاصه نمود:

مطالعات کتابخانه‌ای: در این مرحله گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی، کتاب‌ها و مقالات مرتبط با موضوع منطقه مورد مطالعه و هم‌چنین مطالعه مطالبی با موضوع مشابه، مورد بررسی قرار گرفت.

دسته دوم از مطالعات کتابخانه‌ای، مطالعاتی بود که بیشتر شامل نقشه‌های موجود از منطقه می‌بود. در این مرحله نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه توپوگرافی و سایر نقشه‌هایی که به منظور پی بردن به مناطق مناسب جهت آغاز مطالعات صحرایی و هم‌چنین مناسب‌ترین مسیر برای دسترسی به منطقه، مورد بررسی قرار گرفت.

مطالعات صحرایی: مطالعات صحرایی از منطقه طی ۲۵ روز بازدید صحرایی غیر متمرکز (با فاصله زمانی از هم) صورت پذیرفت. پس از مشخص شدن بهترین نقاط برای مطالعات، در این مرحله موقعیت

سطوح گسلی، سطوح درزه‌ها و بررسی ساختی چین‌خوردگی موجود در منطقه و هم‌چنین سطوح لایه‌بندی برداشت گردید. روندیابی کلی غار شیربند، برداشت سطوح گسلی موجود در درون غار شیربند و هم‌چنین برداشت درزه‌های موجود در درون غار از کارهای دیگری بود که به صورت ویژه صورت پذیرفت.

مطالعات آزمایشگاهی: در مرحله پایانی نیز داده‌های برداشت شده از مطالعات صحرایی مورد بررسی قرار گرفت. ساخت نقشه‌ای از مکان مورد بررسی با جزئیات بیشتر، گرفتن مقطع از مناطقی با سنگ‌شناسی مشکوک از منطقه از جمله مواردی بود که در این مرحله مورد بررسی قرار گرفت.

تحلیل نرم‌افزاری داده‌های برداشت شده از مطالعات صحرایی از جمله مهم‌ترین کارهایی بود که در این مرحله صورت پذیرفت. داده‌های تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ و هم‌چنین SRTM (shuttle radar thematic maps) از جمله مهم‌ترین داده‌های سنجش از دور موجود از منطقه بود که مورد بررسی قرار گرفت.

از مهم‌ترین نرم‌افزارهایی که مورد استفاده قرار گرفتند می‌توان به این موارد اشاره کرد:

Arc GIS 9.3 - Arc map 9.3 - Tectonics F.P 1.79 - Global mapper 12 - dips 5.1- georient 9
faultkin 5.2 - Adobe Illustrator CS5

فصل دوّم:

۲ زمین شناسی عمومی

منطقه

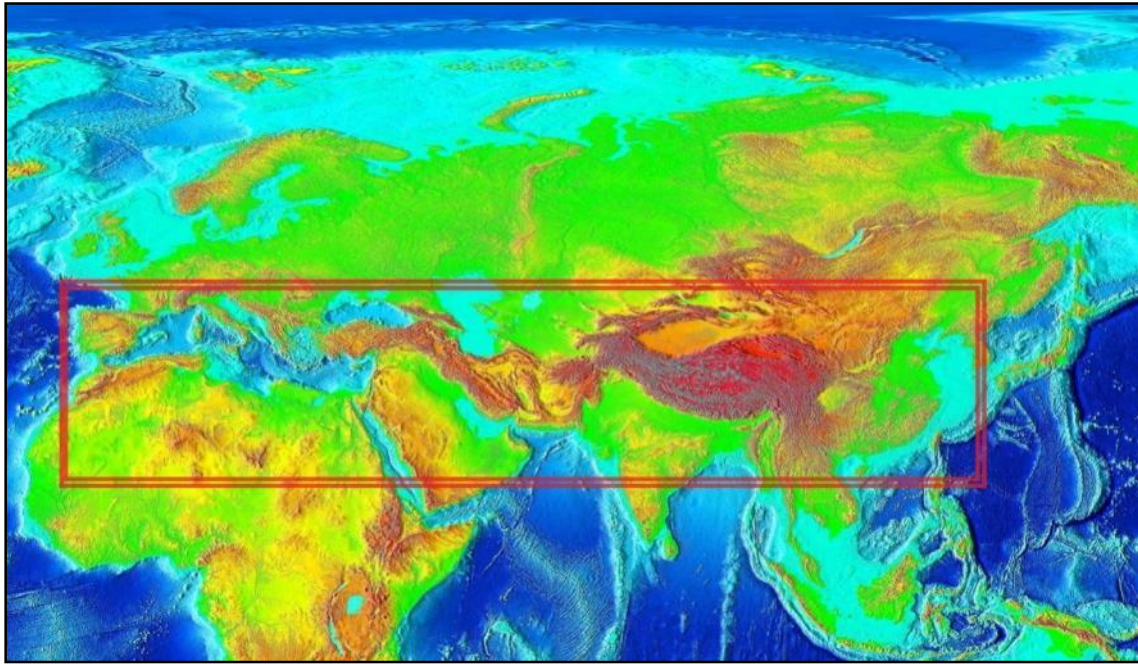
۲-۱- مقدمه:

به منظور پی بردن به جزئیات ساختاری یک منطقه، داشتن دیدی کلی از ناحیه الزامی است. بدین منظور در این فصل ابتدا در دیدی کلی جایگاه ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا مورد مطالعه و سپس در دیدی جزئی‌تر جایگاه رشته‌کوه البرز در ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد. در ادامه نیز ضمن بیان مراحل تکوین ساختاری البرز، چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۲- جایگاه ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا:

کمربند آلپ - هیمالیا، کمربندی کوهستانی با روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشد که از غرب اروپا آغاز و تا شرق آسیای دور (برمه، اندونزی) امتداد می‌یابد (شکل ۲-۱). این کمربند بر اثر همگرایی دو ابر قاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب، شکل گرفته است. کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا سن نسبتاً جوانی دارد و بر اثر کوهزایی آلپی (اوایل دوران دوم تا کواترنر) شکل گرفته است. گسل‌های رانده، چین‌خوردگی و گسل‌های امتداد لغز با طول زیاد از پدیده‌های رایج در این کمربند می‌باشند. کمربند آلپ - هیمالیا در طول خود به دو منطقه تقسیم می‌گردد: قسمت اول از اروپا آغاز و تا ایران و افغانستان ادامه می‌یابد. این ناحیه بیشتر تحت تأثیر حرکت رو به شمال آفریقا و عربستان شکل گرفته است. قسمت دوم شامل فلات تبت - هیمالیا و ارتفاعات شرقی آسیا می‌باشد که بیشتر تحت تأثیر حرکت رو به شمال شبه قاره هند شکل گرفته است (twiss and moores, 1992).

ایران، در قسمت میانی این کمربند قرار گرفته است و به دلیل جایگاه خاص خود در ناحیه‌ای انتقالی بین شرق و غرب این کمربند کوهزایی، مورد توجه زمین‌شناسان متعددی قرار گرفته است.



شکل ۱-۲- جایگاه کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در نقشه جهان (Twiss & Moores, 1992).

فلات ایران به صورت یک پوسته ناهمگن است که حاصل به هم افزوده شدن قطعاتی است که از لبه آرام گندوانا جدا و پس از طی مسافت طولانی (چند صد کیلومتر) در زمان‌های مختلف و در اثر فازهای کوهزایی برخوردی در لبه اورازیا به هم پیوسته‌اند. این پوسته ناهمگن، به صورت یک پهنه گرفتار شده در بین صفحات مختلف لیتوسفری قرار داشته و در اثر ادامه فرآیند همگرایی قطعات گندوانا و اوراسیا، از چند جهت تحت تأثیر یک رژیم تکتونیکی فشارشی قرار گرفته است (berberian, 1981). به تله افتادن ایران در میان دو پهنه نوک تیز برخوردی عربستان و هندوستان سبب شده تا مرز قاره‌های گوناگون تشکیل دهنده ایران راه فراری جز به گونه راستا لغز نداشته و چاره‌ای جز ادامه کوتاه شدگی، ستبرشدگی و یا گسلش فشارشی و چین خوردگی نداشته باشد (بربریان، ۱۳۶۷).

۳-۲- کلیات زمین شناسی ناحیه البرز:

کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در ایران به دو شاخه تقسیم می‌گردد. شاخه‌ای با روند تقریبی شرقی - غربی که رشته کوه البرز نام دارد و شاخه‌ای با روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق که رشته کوه

زاگرس نام دارد. رشته کوه البرز کمر بند کوهزایی است که بر اثر همگرایی خرد قاره ایران مرکزی و اوراسیا شکل گرفته است. البرز به دلیل ویژگی‌های چینه‌شناسی و ساختاری متفاوتی که از خود نشان می‌دهد، به مناطق دیگری از قبیل البرز شرقی- البرز میانی - البرز غربی و حتی البرز شمالی و البرز جنوبی قابل تقسیم است.

۲-۴- زمین ساخت ناحیه البرز:

پوسته البرز حدود ۳۵ کیلومتر ضخامت دارد و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین پسین تا عهد حاضر است (Tatar, 2001). سنگ بستر دگرگونی پرکامبرین در هیچ کجای البرز دیده نشده است. تخریبی‌های پروتروزوئیک بالایی سازند کهر، قدیم‌ترین سنگ‌های شناخته شده در البرز می‌باشند. این تخریبی‌ها توسط لایه‌های رسوبی کامبرین تا تریاس میانی پوشیده می‌گردند که بر اساس نظر برخی از محققین (چون; Saidi et al., 1997; Davoudzadeh and Schmidt, 1984) تنها اندکی توسط کوهزاد ائوسیمیرین که در طی تریاس میانی تا پایانی عمل نموده است، متأثر شده‌اند.

(Stamfli et al., 1991) پیشنهاد کردند که بلوک البرز در زمان اردویسین - سیلورین از سرزمین گندوانا جدا شده است و به نظر (Sengor et al., 1988) این بلوک در تریاس انتهایی با اوراسیا برخورد کرده است. البرز یک کمر بند چند کوهزادی است که توسط کوهزایی‌های سیمراد (Cimmeride) و آلپاید (Alpide)، به ترتیب از تریاس پسین تا الیگومیوسن متأثر شده است (Alavi, 1996). از طرف دیگر این رشته کوه یک مثال عالی از تغییر شکل همزمان فشارشی و امتداد لغز است (Allen et al., 2003).

بررسی بردارهای لغزش زمین لرزه‌ها در البرز مبین آن است که توزیع لغزش مورب به صورت مؤلفه-های معکوس و امتداد لغز بر روی گسل‌های تقریباً موازی با روند این رشته کوه روی داده، به طوری که در بعضی از گسل‌ها حرکت عمود بر امتداد آن‌ها و در برخی، حرکت به موازات امتدادشان صورت پذیرفته است. در حالت اول گسل معکوس و در حالت دوم گسل امتداد لغز می‌گردد (Jackson et al.,

1992). گواه حرکت امتداد لغز به موازات رشته کوه البرز، میزان گسلش سطحی ۸۰ کیلومتری با مؤلفه راستالغز چپبر همراه با زلزله 1990/6/20 ($M_w = 7.3$) گسل رودبار - تارم است (Berberian et al., 1992).

حرکت امتدادلغز چپبر در البرز شرقی بیش از البرز غربی است. شواهد فراوانی برای برخاستگی جدید البرز وجود دارد که مبین رانده شدن پوسته ایران بر روی حوضه خزر جنوبی است (Berberian et al., 1983; Jackson et al., 2002) ولی هنوز شواهد زمین‌لرزه‌های عمیق که مبین فرورانش پوسته خزر جنوبی به داخل جبهه البرز باشد، وجود ندارد.

گسل خوردگی به صورت راندگی مهم‌ترین شکل دگرریختی در البرز محسوب می‌گردد. این نوع گسل‌ها موجب جابه‌جایی ورقه‌های ساختاری بیشمار و تشکیل سیستم‌های دوپلکسی گردیده‌اند. در اثر عملکرد این گسل‌ها تجمع‌های تاقدیس‌گون ایجاد شده‌اند (به طور نمونه در منطقه بینالود) (Alavi, 1996).

تمامی زلزله‌های روی داده در البرز با عمق کانونی کمتر از ۱۵ کیلومتر بوده‌اند (Jackson et al., 2002). مکانیسم کانونی اکثر زمین‌لرزه‌ها، معکوس یا امتدادلغز چپبر و بر روی گسل‌های موازی با روند ناحیه البرز (شرقی - غربی) می‌باشد. هم‌اکنون گسله‌های معکوس و چین‌های جوان زیادی در البرز شناخته شده‌اند؛ ولی در هیچ‌کدام از آنها معلوم نشده است که گسلش سطحی، زمین‌لرزه‌های جدید داشته باشند (Berberian and yeats, 1999; Berberian, 1976).

۲-۵- مراحل تکوین ساختاری رشته کوه البرز:

پوسته قاره‌ای البرز در حد فاصل زمانی ما بین پرکامبرین پسین تا اردوئیسین به صورت یک حوضه دریای حاشیه قاره‌ای بسیار کم عمق در حال گسترش بوده است. در زمان اردوئیسین پوسته قاره‌ای البرز دچار کشیدگی و شکست گردیده که در نتیجه آن جایگزینی مجموعه ماگمایی (باحجم زیاد) تا دونین میانی صورت پذیرفته است.

به نظر می‌رسد از زمان اردویسین زیرین تا میانی (پس از نهشته شدن سازند میلا در البرز مرکزی) خشکی‌زایی سبب خروج حوضه از آب گردیده و این حالت تا دونین بالایی (که نهشته‌های سازند جیروود به طور هم شیب بر روی نهشته‌های سازند میلا رسوب نموده‌اند) ادامه داشته است. از دونین تا تریاس پسین در طول مدت زمانی که فعالیت‌های ماگمایی متوقف شده بود، یک حوضه فلات قاره‌ای بر روی پوسته قاره‌ای تازه گسیخته شده، تشکیل و گسترش یافته است. عمر این حوضه فلات قاره‌ای در اثر برخورد پوسته قاره‌ای البرز با ورق توران در امتداد یک زون فرو رانشی با شیب به سمت شمال در زمان تریاس به اتمام رسید. در عین حال برخی از محققین در البرز مرکزی، فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای را طی پرمین گزارش داده‌اند (به طور مثال Glaus, 1965).

در اثر برخورد حاشیه فعال قاره‌ای (ورق توران) با حاشیه آرام (پوسته قاره‌ای البرز) پدیده‌هایی از جمله فرارانش مجموعه‌های سازنده پوسته اقیانوسی (در جنوب مشهد و رشت)، گسل خوردگی‌ها بصورت راندگی شدید، برخاستگی، دگرگونی و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به صورت محلی به وقوع پیوست (کوهزایی سیمراید).

علاوه بر موارد فوق، پیدایش حوضه‌های رسوبی پیش بومی (چون حوضه‌ای که سازند شمشک در آن نهشته شده است)، یکی دیگر از نتایج این برخورد بوده که تا ژوراسیک تداوم داشته است. بنابراین گسل جدایشی با زاویه شیب کم می‌توانسته است در این حوضه تشکیل گردد و پس از اعمال فشارش در کوهزاده‌های بعدی به عنوان یکی از عوامل، نقش مهمی در پیدایش و شکل‌گیری البرز بازی کند.

از ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین یکسری رسوبات کم عمق حاشیه و فلات قاره‌ای (که تحت تأثیر کوهزاد سیمراید شرایط رسوبگذاری آن‌ها فراهم شده بود) تشکیل شده‌اند. در این مدت هم‌چنین فعالیت‌های زمین‌ساختی انقباضی به صورت پراکنده و محلی صورت می‌گرفته است که در اثر آن در پاره‌ای از نقاط ناپیوستگی مشاهده می‌گردد. وجود ناپیوستگی در حد فاصل اشکوب‌های بازوسین تا

باتونین در منطقه قفقاز نیز به اثبات رسیده است. هم‌چنین در اثر این فعالیت‌های زمین‌ساختی پراکنده و محلی، گاهی کنگلومرا و برش‌های درون‌سازندی تشکیل شده‌اند.

در البرز مرکزی و غربی از بین رفتن حوضه حاشیه قاره‌ای و فلات قاره‌ای از کرتاسه تحتانی آغاز گردیده است (از زمانی که مرحله اول فعالیت‌های ماگمایی در منطقه شروع شد). این پدیده با فعالیت‌های شدید ماگماتیسم نوع کمانی ادامه پیدا کرده است.

عملکرد گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌های مرتبط با آن‌ها، برخاستگی، تشکیل حوضه‌های کوچک و محلی آواری و هم‌چنین توسعه کمان‌گون پیش بوم (که در واقع همان پوسته قاره‌ای البرز می‌باشد) در طول ترشیاری و کواترنری صورت پذیرفته است. اما در این مدت در البرز شرقی تنها گسل خوردگی، برخاستگی و احتمالاً گسل دتچمنت^۱ نقش اصلی و عمده‌ای را در فرآیندهای زمین‌ساختی منطقه بازی کرده است (Alavi, 1996).

در خاتمه سیر تکاملی البرز، به نظر می‌رسد در زمان نئوژن، دو حوضه رسوبی دریایی غیر مرتبط وجود داشته است. یکی حوضه خزر جنوبی (در شمال) و دیگری حوضه میوسن (سازند قم) در ایران مرکزی (در جنوب) (Berberian and king, 1981; stocklin, 1974).

۲-۶- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه:

چینه‌شناسی منطقه توسط علوی نائینی و صالحی‌راد در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (چاپ سازمان زمین‌شناسی) و هم‌چنین نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (چاپ سازمان زمین‌شناسی) در مقیاسی وسیع‌تر مورد بررسی قرار گرفته است. نقشه‌های موجود نشان می‌دهد توالی‌های سنگی به سن پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک توالی سنگ‌شناسی منطقه را تشکیل می‌دهد که دارای روند تقریبی شرقی - غربی تا شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد.

^۱Detachment fault

قدیم‌ترین واحد چینه‌شناسی رخنمون یافته در منطقه، سازند لالون به سن کامبرین و جدیدترین واحد نیز نهشته‌های کواترنری می‌باشد. سازندهای لالون، میلا، دولومیت سیبزار، دورود و روته توالی‌های پالئوزوئیک منطقه را تشکیل می‌دهد. توالی مزوزوئیک متشکل از الیکا، شمشک، دلیچای و لار می‌باشد. در نهایت توالی فجن، زیارت، کرج و نهشته‌های کنگلومرای نئوژن و هم‌چنین نهشته‌های کواترنری واحدهای سنوزوئیک ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد.

۲-۶-۱- واحدهای چینه‌شناسی پالئوزوئیک:

۲-۶-۱-۱- سازند لالون:

مقطع تیپ سازند لالون در البرز مرکزی به وسیله آسرتو (1963) معرفی شد. سازند لالون یکی از گسترده‌ترین سازندهای کامبرین زیرین ایران است که تقریباً در همه جای ایران سنگ‌شناسی مشابهی دارد. سازند لالون در ایران ضخامت ثابتی را از خود نشان نمی‌دهد و عموماً دارای ضخامتی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر می‌باشد. جنس این سازند نیز عموماً از ماسه‌سنگ‌های آرکوزی، متوسط دانه، کوارتزی متراکم به رنگ سرخ ارغوانی است. به رغم گستردگی و وسعت زیاد این سازند در ایران، منشاء این ماسه‌سنگ‌های کوارتزی کاملاً مشخص نیست. با این وجود، حضور آپاتیت، گلوکونیت، گارنت و فسفات موجب شده تا این ماسه‌سنگ‌ها نتیجه توده‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی دانسته شوند که در محیط رودخانه‌ای اکسیده انباشته شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند لالون در بخش‌های شمالی منطقه مشاهده می‌گردد (شکل ۲-۲). این سازند در ناحیه مورد مطالعه از جنس ماسه‌سنگ قرمز رنگ بوده و به سن کامبرین زیرین می‌باشد. این سازند در منطقه مورد مطالعه در کوه «زنگی» و «میان کوه» برونزدهایی را به خود اختصاص داده است. سازند لالون در منطقه مورد مطالعه در طولی بالغ بر ۱۲ کیلومتر گسترش داشته و دارای روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشد. مرز شمالی و جنوبی این سازند، گسله می‌باشد.



شکل ۲-۲- تصویری از سازند لالون و سازند کرج با مرزی گسله در منطقه کوه زنگی (دید به سمت شمال).

۲-۱-۶-۲- سازند میلا:

این سازند به وسیله‌ی اشتوکلین و دیگران (۱۹۸۴) در ناحیه دامغان (میلا کوه) مشخص گردید. سن این سازند کامبرین میانی و بالایی در نظر گرفته می‌شود. لاسمی (۱۹۹۵) برای اولین بار با بررسی محیط رسوبی بخش‌های مختلف سازند میلا، این رویداد را نتیجه ریفتینگ در آغاز تشکیل اقیانوس پالئوتتیس دانسته است. ضخامت میلا ۵۸۵ متر بوده ولی از نظر لیتولوژیکی بسیار متفاوت است و از این نظر به ۵ بخش (ممبر) تقسیم بندی شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰):

بخش ۱ سازند میلا: این بخش شامل ۱۸۹ متر دولومیت بدون فسیل همراه با میان لایه‌های مارنی و شیلی زرد رنگ می‌باشد.

بخش ۲ سازند میلا: این بخش شامل ۸۹ متر سنگ آهک لایه لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره است که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت، بازوپا و هیولیتیده فراوان-ترین سنگواره‌های این عضو هستند.

بخش ۳ سازند میلا: به عنوان بارزترین عضو این سازند، شامل ۸۲ متر سنگ آهک دانه درشت روشن رنگ، بلورین گلوکونیت دار است. تریلوبیتها و بازوپایان موجود نشانگر قسمت‌های زیرین و یا میانی کامبرین پسین هستند.

بخش ۴ سازند میلا: ۹۶ متر سیلت سنگ، ماسه سنگ، سنگ آهک گلوکونی دار درشت دانه و مارن است که هم‌چنان حاوی تریلوبیتها و هیولیتیده کامبرین پسین است.

بخش ۵ سازند میلا: ۱۲۹ متر شیل بدون فسیل، ماسه سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه سنگ کوارتزی سفید در قاعده آن وجود دارد. در میلا کوه (برش الگو) این عضو سنگواره ندارد ولی در دیگر نقاط ایران، تعلق عضو ۵ به زمان اردوئیسین حتمی است. به همین دلیل، در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی از سازند میلا به عنوان یک واحد سنگ چینه‌ای به سن کامبرین - اردوئیسین (کامبرو - اردوئیسین) یاد شده است. فرسایش پس از اردوئیسین سبب شده تا این عضو در همه جا وجود نداشته باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند میلا در قسمت جنوب شرقی منطقه در حوالی روستای نصرت‌آباد رخنمون یافته است. این سازند در محدوده مورد مطالعه مساحت نسبتاً کمی دارد و رخنمون آن دارای روندی شرقی - غربی است.

۲-۶-۱-۳- سازند دورود:

سازند دورود برای اولین بار توسط آسرتو (۱۹۶۳) در بخش علیای دره جاجرود و در محل پیوند دو رودخانه دربند و شمشک معرفی شده است. سعیدی (۱۹۹۲) با شناسایی فسیل‌های پرمین پیشین، سن این سازند را که اختصاصات یک مجموعه پیش رونده ساحلی و دریایی کم عمق را نیز داراست، پرمین پیشین تعیین کرده است.

در مقطع تیپ، سازند دورود با ضخامتی در حدود ۱۵۰ متر، به چهار واحد سنگی است قابل تقسیم است. این واحدها از پایین به بالا، عبارتند از:

۱- بخش اول شامل ردیفی از مارن رُسی زرد - خاکستری، همراه با سنگ آهک‌های مارنی و لایه‌های نازکی از کوارتزیت سُرخ‌رنگ می‌باشد.

۲- بخش دوم حدود ۲۵ متر ضخامت داشته و از جنس کنگلومرای ضخیم لایه و شیل‌های رنگین است.

۳- بخش سوم در نهایت (حداکثر) ۵۰ متر ضخامت دارد و شامل سنگ آهک‌های فوزولین‌دار، متراکم و ضخیم لایه است که روزنه‌داران، بازوپایان، کنودونت‌ها و جلبک‌های آن، سن پرمین پیشین (آسلین - ساکمارین) را نشان می‌دهند.

۴- بخش چهارم دارای ضخامتی در حدود ۵۵ متر می‌باشد. این قسمت شامل سیلت سنگ سُرخ همراه با شیل‌های سُرخ - سبز و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ است که با یک افق (۷۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر) از ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ پایان می‌یابد.

سازند دورود در قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. پدیده جالب توجه در مورد این سازند جابه‌جایی‌هایی است که توسط گسل‌هایی با روند تقریبی شمالی - جنوبی، صورت گرفته است. این سازند به دلیل ضخامت کمی که داراست می‌تواند شاخصی برای میزان جابه‌جایی در گسل‌ها به شمار رود (پدیده‌ای که به سهولت توسط عکس‌های هوایی قابل اندازه‌گیری است).

۲-۶-۱-۴- سازند روته:

پرمین در البرز مشتمل بر سه سازند دورود، روته و نسن می‌باشد که از این میان چرخه دوم پرمین (یعنی سازند روته) دارای بیشترین رخنمون در ناحیه البرز می‌باشد. سازند روته در سال ۱۹۶۳ توسط آسرتو در دره روته به ضخامت تقریبی ۲۳۰ متر مورد بررسی قرار گرفته است. از گستردگی زیادتر سازند روته نسبت به سازند دورود و نسن، می‌توان چنین استنباط کرد که دریای پرمین در زمان رسوبگذاری سازند روته دارای بیشترین گستردگی بوده است. به طور کلی سازند روته شامل ردیف‌های به نسبت

همگنی از سنگ آهک‌های لایه‌ای، خاکستری تا تیره با تناوب‌هایی از لایه‌های نازک مارن می‌باشد و هم‌چنین مرز زیرین این سازند ناپیوسته ولی هم شیب در نظر گرفته می‌شود.

برش الگوی سازند روته در بخش علیای دره جاجرود که برای اولین بار توسط آسرتو (۱۹۶۳) مورد مطالعه قرار گرفت است، ردیفی از طبقات آهکی با ضخامت متوسط و توده‌ای بیوژنیک به رنگ خاکستری تیره را شامل می‌گردد. در مقطع تیپ، سازند روته با ۱۵۰ متر ضخامت، مشتمل بر چهار واحد سنگی است، که از پایین به بالا، عبارتند از:

واحد (۱): این واحد ردیفی از مارن رُسی زرد - خاکستری، همراه با سنگ‌آهک‌های مارنی و لایه‌های نازکی از کوارتزیت سُرخ‌رنگ می‌باشد.

واحد (۲): این واحد با ضخامتی در حدود ۲۵ متر، شامل کنگلومرای ضخیم لایه و شیل‌های رنگین است.

واحد (۳): این واحد تا ۵۰ متر ضخامت دارد و شامل سنگ‌آهک‌های فوزولین‌دار، متراکم و ضخیم لایه است که روزنه‌داران، بازوپایان، کنودونت‌ها و جلبک‌های آن، سن پرمین پیشین (آسلین - ساکمارین) را نشان می‌دهند.

واحد (۴): ضخامت این واحد در حدود ۵۵ متر می‌باشد و شامل سیلت سنگ سُرخ همراه با شیل‌های سُرخ - سبز و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ است که با یک افق (۷۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر) از ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ پایان می‌یابد.

سازند روته در منطقه مورد مطالعه، متشکل از آهک می‌باشد و ارتفاعاتی نظیر کوه تموزا را شامل می‌گردد (شکل ۲-۳). این سازند به صورتی گسترده در قسمت میانی منطقه و هم‌چنین به صورت

ارتفاعاتی پراکنده در نواحی جنوبی گسترش یافته است. سازند روته به همراه سازند کرج دارای بیشترین گستردگی در منطقه مورد مطالعه می باشد.



شکل ۲-۳- تصویری از سازند روته و سازند کرج با مرزی گسله در منطقه شیربند (دید به سمت شمال شرق).

Erathem	System	Seri	Formation	LITHOLOGY	DESCRIPTION	
PALEOZOIC	PERMIAN	Middle	RUTEH	[Yellow brick pattern]	thick bedded and massive limestone	
		Lower	DORUD	[Dotted pattern]	sandstone, thick bed conglomerate and limestone	
				[Brick pattern]		
		CAMBERIAN	Upper	MILA	[Green and brown wavy pattern]	dolomit, green shale, sandy limestone, silt and shale
	Middle		[Yellow brick pattern]			
	Lower		LALUN	[Red and purple dotted pattern]	red-purple sandstone with intercalation of silt	
				[Yellow dotted pattern]		

شکل ۲-۴- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران پالئوزوئیک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس).

۲-۶-۲- واحدهای چینہ‌شناسی مزوزوئیک:

۲-۶-۲-۱- سازند الیکا:

گلاوس (۱۹۶۴) اولین فردی بوده که سازند الیکا را در درهٔ نور (حوالی روستای الیکا) مورد بررسی قرار داده است. این سازند در مقطع تیپ دارای ضخامت ۲۹۵ متر و هم‌چنین از جنس آهک نازک لایه و آهک مارنی همراه با لایه‌های نازک دولومیت می‌باشد. این مجموعه به عنوان مقطع تیپ رسوبات تریاس زیرین و میانی در البرز معرفی شده است.

سازند الیکا دارای دو بخش اصلی می‌باشد:

بخش زیرین (ممبر زیرین) را اصطلاحاً آهک ورقه‌ای و یا آهک ورمیکوله می‌نامند. ضخامت این واحد ۹۵ متر و شامل آهک‌های به شدت ورقه ورقه، زرد رنگ تا آهک شیلی و گاهی آهک مارنی و دولومیتی است (درویش زاده، ۱۳۷۰). لایه‌بندی نازک از مشخصات بارز این ناحیه می‌باشد.

بخش بالایی (ممبر فوقانی) سازند الیکا در همه جا، کربنات‌های دولومیتی- آهکی، ضخیم لایه، روشن رنگ و مترکم به ضخامت متفاوت (تا ۱۰۰۰ متر) می‌باشد که عموماً سیمایی برجسته و کوهساز دارند.

الیکا سازندی به سن تریاس زیرین و میانی می‌باشد. این سازند نواری گسسته به ضخامت ۷۰۰ متر و به طول تقریبی ۱۲ کیلومتر، در قسمت شمالی منطقه را تشکیل می‌دهد. این سازند نیز همچون سازند دورود تحت تأثیر گسل خوردگی‌هایی با روند تقریبی شمالی- جنوبی قرار گرفته است.



شکل ۲-۵- نمای نزدیک از سازند اَلیکا در منطقه کوه زنگی.

۲-۶-۲-۲- سازند شمشک:

سازند شمشک یکی از گسترده‌ترین رسوباتی است که در ایران و در شمال راندگی زاگرس ته‌نشین شده و چون قسمت اعظم آن از رس - ماسه‌ای تشکیل یافته است، لذا برجستگی‌های کم ارتفاعی به وجود می‌آورند که در روی زمین به آسانی قابل تشخیص است. این سازند از نظر اقتصادی برای کشور ما اهمیت خاصی دارد، چرا که تقریباً تمام زغال‌های ایران در این سازند ذخیره شده است.

مقطع نمونه این سازند در شمال گردنه لاسم در دره علیای روته، بخش شرقی منطقه‌ی معدنی شمشک انتخاب شده است (آسرتو، ۱۹۹۶؛ اشتوکلین، ۱۹۷۲). سازند شمشک شامل مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل و کلیستون است و می‌توان آن را به عنوان مولاس سلسله کوه‌های سیمیرین پیشین دانست که بین پلاتفرم توران و ایران - افغانستان به وجود آمد. ضخامت کل این سازند ۱۰۲۷ متر و از نظر لیتولوژی در برش تیپ شامل ۴ بخش است:

۱- بخش ماسه‌سنگی تحتانی است که ضخامت آن ۷۶ متر و شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز تا دانه متوسط همراه با ساب گریواک‌ها و لایه‌های نازک شیل و شیل زغالی با بقایای گیاهی است.

۲- بخش دوم شامل سری زغال‌دار تحتانی به ضخامت ۳۳۳ متر می‌باشد. این بخش شامل رسوبات سیلتی رسی است و واجد عدسی‌ها و لایه‌های زغالی بسیار همراه با بقایای گیاهی است.

۳- بخش سوم به ضخامت ۵۳۱ متر بخش ماسه‌سنگ فوقانی نام دارد. این بخش شامل ماسه‌سنگ دانه متوسط و ساب گریواک‌ها، سیلتستون‌های میکادار، شیل آمونیت‌دار همراه با فسیل‌های دوکفه‌ای، مرجان، کرینوئید و آثار گیاهی است.

۴- بخش چهارم شامل سری زغال‌دار فوقانی به ضخامت ۸۷ متر است. این بخش اساساً شامل شیل رسی که در بخش زیرین آن رگه‌های زغال سنگی قابل توجه وجود دارد، ولی در بخش فوقانی بیشتر سیلتستون مارنی و شیل‌های مارنی همراه با آثار گیاهی است.

سازند شمشک در قسمت شمال غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته است. این سازند در منطقه مورد مطالعه روندی خطی از خود نشان نمی‌دهد و عموماً به شکل نقاطی کم ارتفاع و یا به شکل تپه ماهورهایی به مساحت تقریبی ۹ کیلومتر مربع دیده می‌شود.



شکل ۲-۶- تپه ماهورهای کم ارتفاع سازند شمشک در شرق منطقه مورد مطالعه (شرق کوه تموزا)، (دید به سمت شرق).

۲-۶-۲-۳- سازند دلیچای:

مقطع نمونه این سازند در ساحل راست رودخانه دلیچای (در مسیر تهران به فیروزکوه) در محلی به نام پل فردوس واقع شده است (اشتوکلین، ۱۹۷۲). ضخامت این سازند در حدود ۱۰۷ متر می‌باشد و از لحاظ لیتولوژی شامل آهک مارنی تا ماسه‌ای لایه نازک به رنگ سبز خاکستری است که در آن گاهی شیل مارنی به صورت بین لایه‌ای دیده می‌شود. در بخش قاعده‌ای آن آلیت‌های آهکی با قلوه‌های لیمونیتی و گاهی ترک‌های گلی را می‌توان مشاهده کرد. در زیر سازند دلیچای، سازند شمشک با کنتاکت هم‌شیب قرار دارد. سطح فوقانی سازند دلیچای نیز به تدریج به آهک‌های لار به رنگ روشن ختم می‌گردد (درویش زاده، ۱۳۷۰). علوی نایینی و صالحی راد (۱۹۷۵) و سعیدی (۱۹۹۲) با مطالعه آمونیت‌های موجود در طبقات رسوبی این سازند سن ژوراسیک میانی را برای آن پیشنهاد کرده‌اند.

سازند دلیچای در قسمت جنوب غربی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲-۷) و دارای مساحت نسبتاً کمی در محدوده مورد مطالعه می‌باشد. کوه «سیان کوه» از جمله ارتفاعاتی است که دربردارنده این سازند می‌باشد. گسل شمال دامغان، مرز جنوبی این سازند را با مناطق پست جنوبی تشکیل می‌دهد.

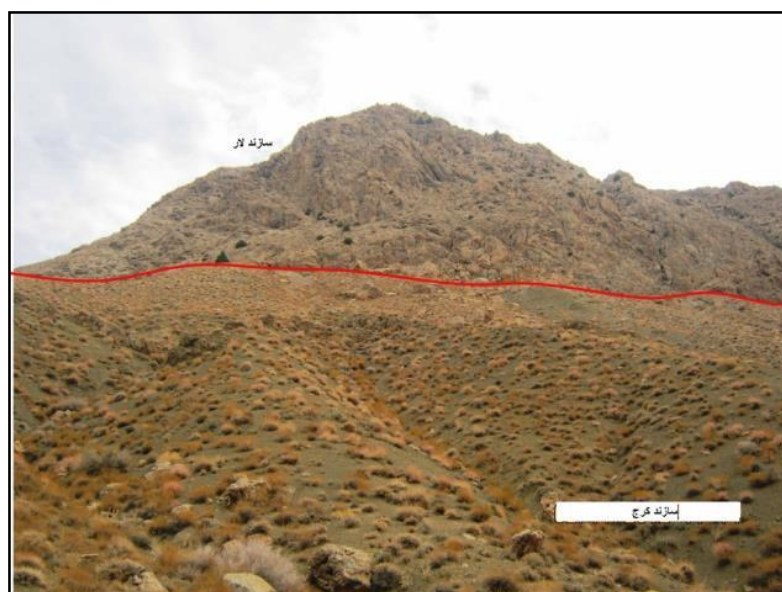


شکل ۲-۷- سازند شمشک و سازند دلیچای در منطقه بشم (غرب منطقه مورد مطالعه) (دید به سمت جنوب).

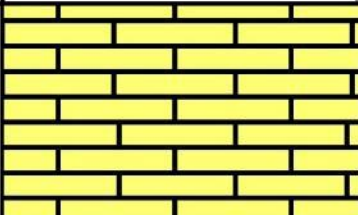
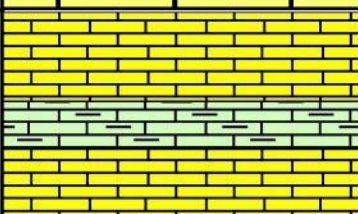
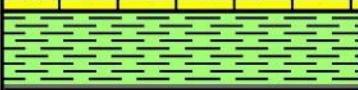






۲-۶-۲-۴- سازند لار:

نام این سازند از دره لار در البرز مرکزی (در دامنه شمالی کوه کلوم بستک) گرفته شده است. این سازند از لحاظ لیتولوژی شامل آهک‌های نازک لایه میکریتی تا توده‌ای، ولی متراکم با رنگ خاکستری روشن رنگ است. درباره حد زیرین و بالایی این سازند پرسش‌های زیادی مطرح شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). به طور کلی سن این سازند را ژوراسیک فوقانی (اکسفوردین-کیمبریجین) در نظر می‌گیرند. ضخامت این سازند در البرز شرقی حدود ۱۰۰۰ متر اما در مقطع تیپ در دره لار به ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر کاهش می‌یابد. از شمال البرز به سمت مناطق جنوبی نیز افزایش ضخامت در این سازند محسوس است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

سازند لار در منطقه مورد مطالعه در دو ناحیه دور از هم رخنمون می‌یابد عموماً این سازند واحدی ارتفاع‌ساز می‌باشد. کوه «سنگ ریز» در شمال غربی منطقه و هم‌چنین کوه «زیره» در قسمت جنوب شرقی منطقه از جمله نواحی مرتفعی هستند که متشکل از سازند لار هستند.



شکل ۲-۸- سازند لار به همراه مرز گسله‌ای آشکار با سازند سبز کرج در منطقه قهوه خانه بشم (دید به سمت شمال).

Erathem	system	Seri	Formation	LITHOLOGY	DESCRIPTION
MESOZOIC	JURASSIC	Upper	LAR		massive and thick beded limeston
		Middle	Delichay		Thin beded limestone and marly limestone
		Lower	SHEM SHAK		sandstone, shale, siltston, congolomorate, coally shale and coal.
		Upper			
		Middle			
		TRIASSIC	Lower	ELIKA	
	Middle				
	Upper				
	Upper				

شکل ۲-۹- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه. برگرفته از نقشه یک صد هزار دامغان (بدون مقیاس).

۲-۶-۳- واحدهای چین‌شناسی سنوزوئیک:

۲-۶-۳-۱- سازند فجن:

برش تیپ این سازند در ۱۰۰ کیلومتری شرق تهران (نزدیک دهکده فجن)، به وسیله دلنباخ (۱۹۶۴) مطالعه و نام‌گذاری شده است. ضخامت آن در مقطع نمونه حدود ۱۵۰۰ متر و از نظر لیتولوژی شامل کنگلومرای پلی ژنتیک، ماسه‌سنگ قرمز، مارن‌های ماسه‌ای است و در آن تناوبی از آگلومراها و گدازه‌های آندزیتی هم دیده می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۷۲). هر چند به دلیل کمبود فسیل در این سازند تعیین سن دقیق آن کمی دشوار است اما سن این سازند را پالئوسن در نظر می‌گیرند. این سازند با سازند بالایی خود (سازند زیارت) دارای کنتاکتی به حالت هم شیب می‌باشد.

این سازند در نواحی غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. مساحت تقریبی این سازند ۳ کیلومتر مربع می‌باشد و روند بخصوصی را از خود نشان نمی‌دهد. این سازند عموماً به شکل تپه ماهورهایی کم ارتفاع در منطقه رخنمون می‌یابد.

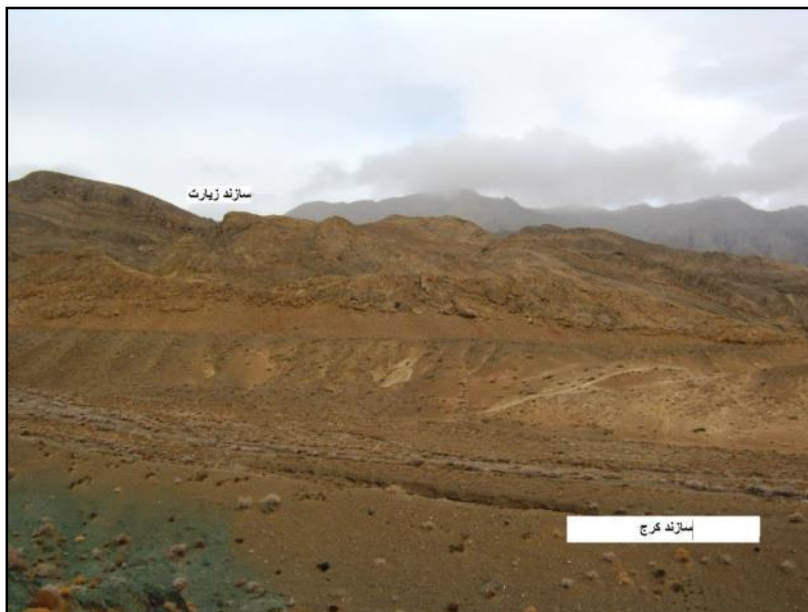


شکل ۲-۱۰- تصویری از سازند فجن در منطقه تموزا (دید به سمت شمال).

۲-۳-۶-۲- سازند زیارت:

نام این سازند از دهکده زیارت واقع در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق تهران گرفته شده است. ضخامت این سازند در مقطع نمونه حدود ۴۳۵ متر و از نظر لیتولوژی شامل دو بخش است: در بخش زیرین آن، مارن‌های گچ‌دار سبز مایل به زرد به ضخامت تقریبی ۱۵۰ متر دیده می‌شود. بر روی این مارن‌ها، آهک‌های ضخیم لایه و ریفی فسیل‌دار به ضخامت حدود ۳۰۰ متر دیده می‌شود. سن این سازند را بر اساس فسیل‌های موجود پالئوسن تا ائوسن میانی تعیین شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

همان‌گونه که ذکر گردید مرز زیرین این سازند با سازند فجن به صورت هم‌شیب می‌باشد. مرز بالایی سازند زیارت با سازند بالایی (سازند کرج) به صورت هم‌شیب می‌باشد.



شکل ۲-۱۱- تصویری از سازند زیارت در منطقه شکار ممنوع طالو-شیربند (دید به سمت شمال).

۲-۳-۶-۳- سازند کرج:

مقطع نمونه سازند کرج در دره‌ی کرج، کنار جاده چالوس، در دو مقطع انتخاب و مطالعه شده است (ددوال، ۱۹۶۷). ضخامت کلی سازند کرج در مقطع نمونه ۳۳۰۰ متر در نظر گرفته می‌شود. سن سازند

کرج، ائوسن میانی می‌باشد. لاسمی (۱۳۷۰) با مطالعه ویژگی‌های رسوب‌شناسی در نهشته‌های اپی-کلاستیک این سازند، آن‌ها را حاصل ته‌نشینی از جریان‌های توریدایتی در یک بادزن زیردریایی با روند شرقی - غربی دانسته است. این سازند به وسیله دِوال به ۵ بخش به شرح زیر تقسیم شده است که از پایین به بالا عبارت‌اند از:

۱- بخش شیل تحتانی: این بخش به ضخامت تقریبی ۱۰۵۵ متر از شیل‌های آهکی و سیلیسی خاکستری تیره تشکیل شده است و در آن قسمت‌های توفی همراه با لایه‌های توف خاکستر و توف شیشه‌ای به رنگ سبز خاکستری دیده می‌شود.

۲- بخش توفی میانی: به ضخامت ۱۱۷۷ متر که در آن توف‌های ضخیم لایه و شیشه‌ای و توف‌های خاکستر به رنگ سبز مایل به آبی تا سبز روشن همراه با لایه‌هایی از آهک دیده می‌شود.

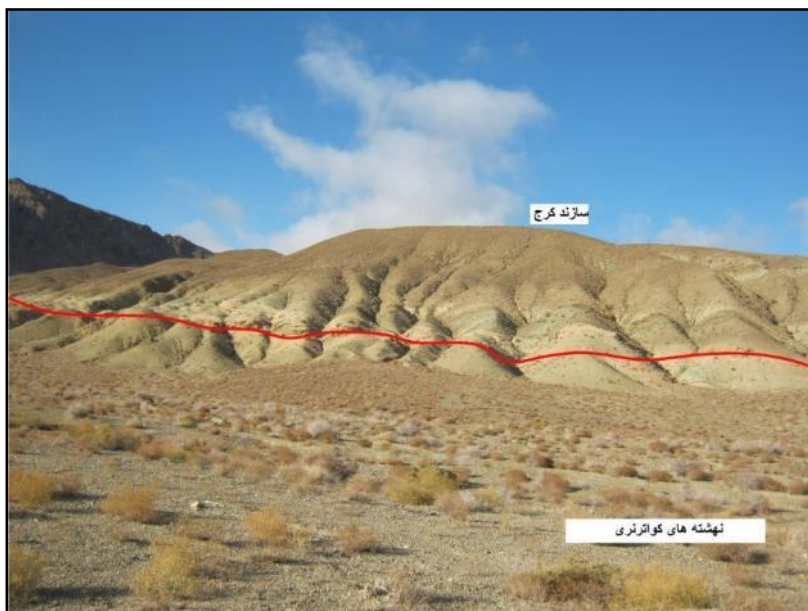
۳- شیل‌های آستارا: به ضخامت ۱۶۷ متر و متشکل از شیل‌های آهکی با لایه‌های فرعی از توف و شیل توفی می‌باشد. این بخش هم‌چنین دارای آثار گیاهی است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

۴- بخش فوقانی توفی: به ضخامت ۹۱۷ متر و عموماً از نوع توف سبز است و در داخل آن لایه‌هایی از شیل توفی و ماسه‌سنگ توف‌دار و شیل آهکی دیده می‌شود.

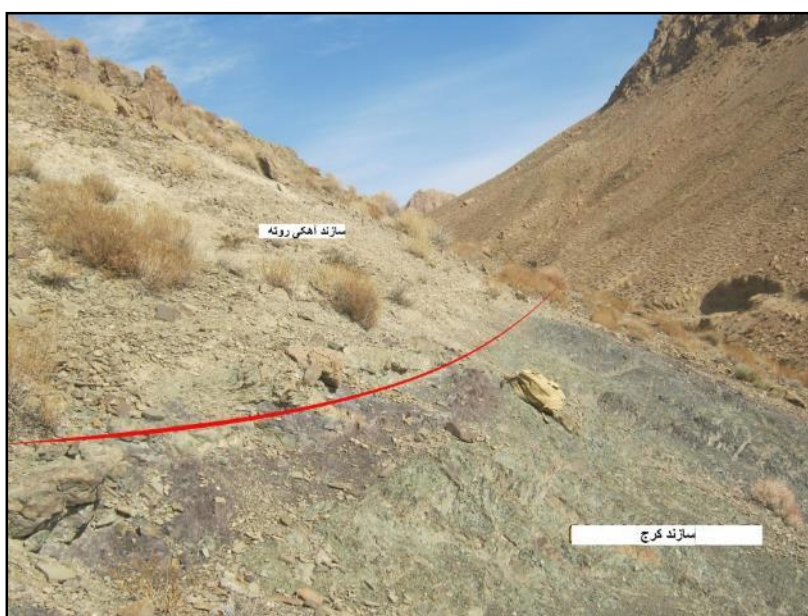
۵- شیل‌های کندوان: این بخش شمالی گردنه کندوان و در داخل یک ناودیس تنگ و فشرده دیده می‌شود. این بخش شامل شیل‌های آهکی و آهک‌های قیری و گهگاه به شدت متخلخل و با ژئوپس همراه است.

این سازند با مساحت تقریبی ۴۵ کیلومتر مربع از منطقه، مساحت قابل توجهی را در قسمت میانی منطقه مورد مطالعه به خود اختصاص داده است. از مهم‌ترین عناصر ساختاری موجود بر روی این منطقه می‌توان به چین‌خوردگی‌هایی به طول بیش از ۳ کیلومتر اشاره کرد که مهم‌ترین چین‌های موجود در منطقه می‌باشند. این سازند دو جلوه متفاوت از خود به نمایش می‌گذارد. نواحی جنوبی‌تر عموماً شیلی

و فرسایش پذیرند و عموماً با نهشته های کواترنری عهد حاضر توسط گسل شمال دامغان متمایز گشته-
اند. اما در نواحی شمالی تر این سازند جلوه مقاومتری از خود نشان می دهند. این سازند که ارتفاعات
میانی را شامل می گردد از جنس ماسه سنگی می باشند.



شکل ۲-۱۲- سازند کرج به همراه مرزی گسله با نهشته های کواترنری در منطقه شیربند (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۳- مرز سنگ شناسی متمایز میان سازند کرج و سازند روتنه.



شکل ۲-۱۴- الف-توفهای سبز کرج در نمایی نزدیک در منطقه شیربند. ب-ساخت ریپل مارک در سازند کرج.

۲-۶-۳-۴- نهشته‌های نئوژن:

نهشته‌های نئوژن در منطقه مورد مطالعه شامل دو واحد مجزای نهشته‌های میوسن و هم‌چنین نهشته‌های پلیوسن می‌باشد. این واحدها عموماً از نوع مارن، ژئپس، گچ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا می‌باشند. این نهشته‌ها بیشتر در نواحی جنوبی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند.

-رسوبات میوسن:

این واحد در مجموع از مارن‌های زرد، سبز و گاهی قرمز آجری، ماسه‌سنگ نازک لایه و سست، کنگلومرای ریز دانه، ژئپس و گچ تشکیل شده است که اغلب توسط نهشته‌های آبرفتی پوشیده شده‌اند. این رسوبات شبیه به نهشته‌های مولاس هستند و به نظر می‌رسد که در یک حوضه فرو افتاده نهشته شده‌اند. این نهشته‌ها را می‌توان از لحاظ جایگاه زمانی با سازند قرمز بالایی در حوضه قم مقایسه نمود.

-کنگلومرای پلیوسن:

این واحد از لایه‌های ضخیم کنگلومرایی با میان لایه‌های ماسه سنگی و شیلی تشکیل شده و اغلب به شکل تپه ماهورهایی در منطقه ظاهر می‌گردد. قطعات تشکیل دهنده این کنگلومرا به طور عمده از

جنس آهک‌های پرمین، ژوراسیک، کرتاسه و ائوسن، ماسه‌سنگ، توف و چرت بوده و گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیفی از خود نشان می‌دهند.



شکل ۲-۱۵- نهشته‌های هوازده (به رنگ قرمز) نئوژن در غرب منطقه مورد مطالعه.

۲-۶-۳-۵- رسوبات کواترنری:

جوان‌ترین رسوبات موجود در منطقه مورد مطالعه، نهشته‌های کواترنری می‌باشد که به صورت رسوبات سخت نشده و با فشردگی اندک، در قسمت‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. این رسوبات نیز به درجات کوچک‌تری تقسیم می‌گردد که شرح و توصیف آن خارج از حد این رساله می‌باشد.



شکل ۲-۱۶- نهشته‌های کواترنری عهد حاضر در نواحی جنوبی منطقه مورد مطالعه (جنوب منطقه مورد مطالعه).



شکل ۲-۱۷- تراس آبرفتی در نهشته کواترنری عهد حاضر (جنوب منطقه مورد مطالعه).

۲-۶-۳-۶- رسوبات تراورتنی:

تراورتن (به فرانسوی: Travertin)، نوعی سنگ آهک متخلخل است که از دسته سنگ‌های تزئینی به شمار می‌رود. این سنگ بجا مانده از رسوبات آب‌های معدنی غارها یا چشمه‌های آب گرم یا از رسوب کف دریاها و رودخانه‌ها است که به صورت پهنه‌های نسبتاً وسیع دیده می‌شوند. تراورتن دارای رنگ‌های متنوع و بافت نواری شکل است که در اثر حضور ترکیبات آهن، کلسیم و دیگر ناخالصی‌ها ایجاد شده‌است. این سنگ در رنگ‌های زرد، قهوه‌ای، قرمز، لیمویی، خاکستری، سیاه و سفید قابل تولید است.

تراورتن یک نوع سنگ رسوبی است و اساساً از کربنات کلسیم تشکیل شده است این سنگ در سطح زمین و درون چشمه‌های سوزانی که آب آن‌ها تبخیر می‌گردد تشکیل می‌شود. در واقع کربنات کلسیم در آب چشمه به گاز دی‌اکسید کربن؛ آب و کربنات کلسیم تجزیه می‌شود و تراورتن را تشکیل می‌دهد. نام سنگ تراورتن از شهر تریبولی واقع در ایتالیا گرفته شده است.

بالاترین و آخرین نهشته‌های موجود در منطقه رسوبات تراورتنی می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان به دلیل گسترش کم این رسوبات، اشاره‌ای به جایگاه دقیق این رسوبات در منطقه مورد مطالعه نشده است. این نهشته‌ها به طور تقریبی در جنوب منطقه مورد مطالعه و در اطراف چشمه محمد آباد به چشم می‌خورد. نهشته چشمه‌های موجود در منطقه بیشترین تأثیر را در شکل‌گیری و گسترش این رسوبات تراورتنی داشته است.



شکل ۲-۱۸- نهشته های تراورتنی موجود در حوالی چشمه محمد آباد در جنوب منطقه مورد مطالعه.

Erathem	system	seri	Formation	LITHOLOGY	DESCRIPTION
CENOZOIC	QUATERNARY				high level piedmont and alluvial fan's
					polymictic conglomerate with intercalation's of sand and marl
	TERTIARY	EOCENE	Karaj		tuff, marl and shale with intercalation's of sandston and marl
					tuff, marl and shale with intercalation's of sandston and marl
					tuff, marl and shale with intercalation's of sandston and marl
					yellowish and nummulitic limestone and marl
	ziarat		yellowish and nummulitic limestone and marl		
	Paleocene	FAJAN		congolomate , red sandston and shale	

شکل ۲-۱۹- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران سنوزوئیک منطقه مورد مطالعه. برگرفته از نقشه یک صد هزار دامغان (بدون مقیاس).

فصل سوّم:

۳ تحلیل عناصر ساختاری

موجود در منطقه

۳-۱- مقدمه:

تحلیل عناصر ساختاری موجود در منطقه (چین خوردگی، گسلش، درزه‌ها و...) ابزار توانمندی برای دستیابی به الگوی دگرشکلی در هر ناحیه محسوب می‌گردد. در این فصل به بررسی ساختارهای تکتونیکی موجود در منطقه پرداخته شده تا دیدی کلی از ساختارهای تکتونیکی منطقه حاصل گردد. با توجه به جایگاه منطقه مورد مطالعه در البرز شرقی، عموم ساختارهای تکتونیکی موجود در ناحیه (که مقیاسی نسبتاً گسترده دارند)، از روند این ناحیه تبعیت می‌نمایند. در این فصل ویژگی‌های گسل‌های اصلی و فرعی موجود در منطقه از لحاظ ویژگی‌های هندسی شامل طول، روند کلی، مقدار شیب، سمت شیب، سازوکار و جهت لغزش (sense of slip) مورد بررسی قرار می‌گیرند. ساختار چین‌ها نیز از جمله دیگر مواردی است که به بررسی آن‌ها خواهیم پرداخت. چین‌خوردگی‌ها در زمین پاسخی به عمل‌کرد تنش ناشی از حرکات صفحات پوسته‌ای هستند. با بررسی شکل و هندسه چین‌ها و ساختارهای همراه، می‌توان به شواهد خوبی از جهت و شدت نسبی نیروهای زمین‌ساختی به وجود آورنده آن‌ها در زمان شکل‌گیری دست یافت. ساختار سوم مورد بررسی در این فصل درزه‌ها می‌باشند. درزه‌ها شکستگی‌هایی طبیعی موجود در سنگ‌ها هستند که جابه‌جایی از خود نشان نمی‌دهند. با بررسی آماری این جهت‌گیری‌ها، می‌توان به صورت محلی به الگوی دگرشکلی منطقه پی برد.

در این بخش به منظور افزایش دقت تحلیل عناصر ساختاری موجود در ناحیه، اولویت با برداشت‌های صحرایی و مستقیم از ساختارها بوده، اما در مواردی به دلیل صَعْبُ الْعُبُور بودن منطقه و هم‌چنین عدم وجود راه دسترسی مناسب و در نهایت به منظور تطابق و تصحیح داده‌های برداشت شده در صحرا، از تصاویر ماهواره‌ای و سنجش از دور نیز استفاده شده است. در قسمت‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه (نواحی کم ارتفاع اطراف گسل شمال دامغان) برداشت‌های مستقیم صحرایی نقش پر رنگ‌تری داشته، اما در قسمت‌های شمالی‌تر (حوالی گسل آستانه) به دلیل ارتفاع زیاد و هم‌چنین شرایط ویژه و مناسب جهت مطالعات سنجش از دور، از شیوه سنجش از دور کمک گرفته شده است.

پارامترها و خصوصیات آن که در هر یک از ساختارها مورد بررسی قرار می‌گیرد می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

الف: پارامترهای مورد بررسی جهت تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌ها:

۱- امتداد و شیب سطح گسل ۲- زاویه ریک خطواره‌های روی سطح گسل ۳- جهت حرکت روی گسل (سازوکار).

ب: پارامترهای مورد بررسی برای تحلیل چین‌ها:

۱- شیب و امتداد یال‌ها ۲- تعیین موقعیت محور چین ۳- تعیین سطح محوری چین ۴- تعیین زاویه بین یالی

ج: پارامترهای مورد بررسی در تحلیل درزه‌ها:

۱- تعداد درزه‌ها ۲- امتداد درزه‌ها

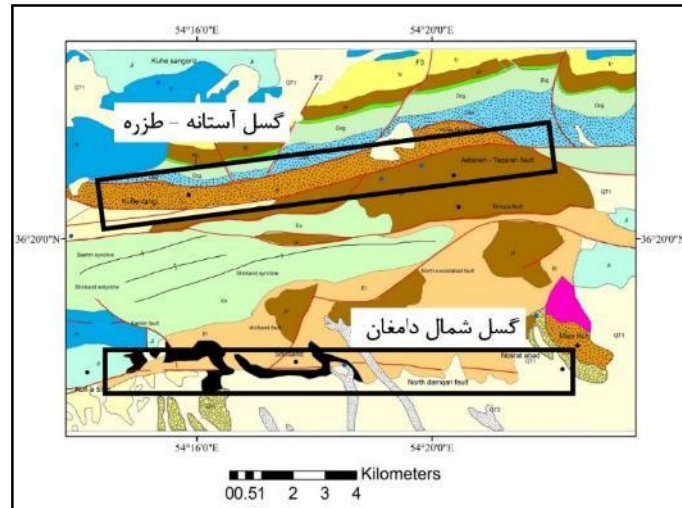
۳-۲- تحلیل ساختاری گسل‌های موجود در منطقه:

گسل‌ها، شکستگی‌هایی هستند که در طول آن‌ها جابه‌جایی رخ داده است و وجود یک گسل در یک منطقه به این امر دلالت دارد که عاملی در منطقه حضور دارد (و یا حضور داشته است) که سبب حرکت و جابه‌جایی قطعات در کنار یکدیگر گردیده است.

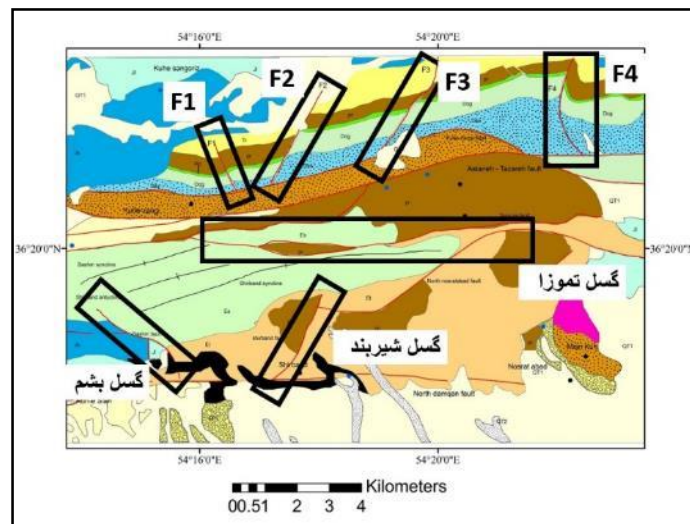
گسل‌ها را می‌توان در دسته‌های گوناگون از قبیل سازوکار، طول، شیب و... دسته‌بندی کرد. در مورد منطقه مورد مطالعه، گسل‌ها به لحاظ طول و اهمیت در دو دسته کلی تقسیم‌بندی می‌گردد:

۱- گسل‌های اصلی: شامل گسل آستانه و گسل شمال دامغان می‌باشد که هر دو دارای روند تقریبی شرقی - غربی و رخمنونی در حدود ۱۵ کیلومتر در منطقه می‌باشند (شکل ۱-۳).

۲- گسل‌های فرعی: اندازه رخنمون این گسل‌ها کمتر از رخنمون گسل‌های اصلی منطقه می‌باشد. این گسل‌ها عموماً روند شمال شرق - جنوب غرب تا شمال غرب - جنوب شرق را از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۱- گسل‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳-۲- گسل‌های فرعی موجود در ناحیه مورد مطالعه.

مطالعه ساختاری گسل‌ها به دو صورت انجام می‌گردد: ۱- بررسی هندسی گسل ۲- تحلیل حرکتی (سازوکار) گسل. در مورد بررسی هندسی، خصوصیات هندسی از قبیل شیب و امتداد مورد بررسی قرار

می‌گیرد و در مورد دوم نشانه‌های حرکتی و سازوکار گسل‌ها و همچنین جهت حرکت بلوک‌ها نسبت به یکدیگر مورد بررسی قرار می‌گیرد. در منطقه مورد مطالعه، داده‌های تحلیل هندسی (شیب و گسل) از اغلب گسل‌ها قابل برداشت بوده اما در برخی از گسل‌ها به دلیل خواص سنگ‌شناسی و رئولوژی^۱ غیر شکننده و نرم، اطلاعاتی قانع‌کننده حاکی از سازوکار حرکتی حاصل نشده. در این موارد به صرف بیان خصوصیات هندسی اکتفا شده است.

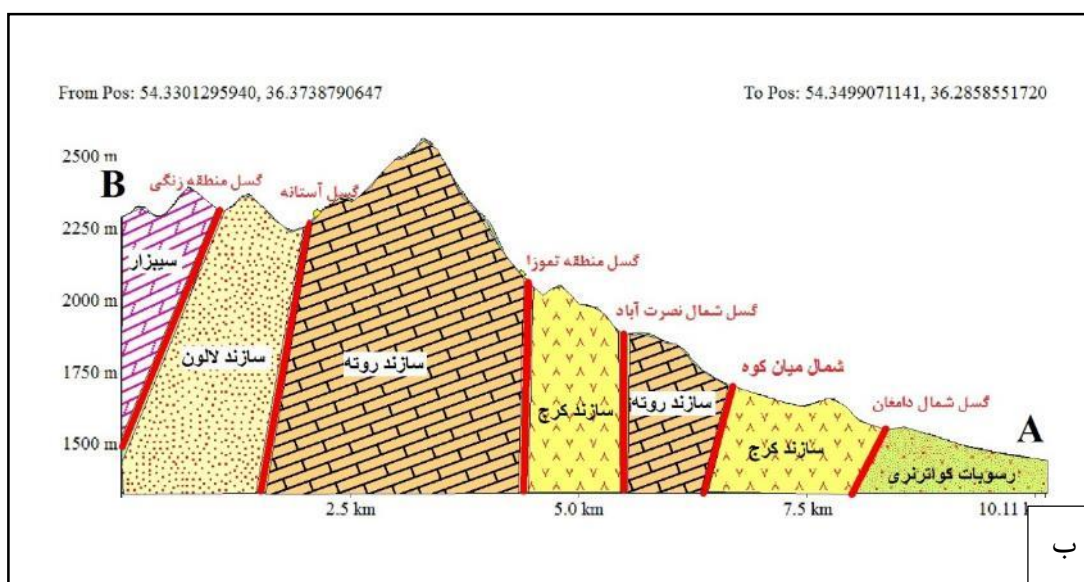
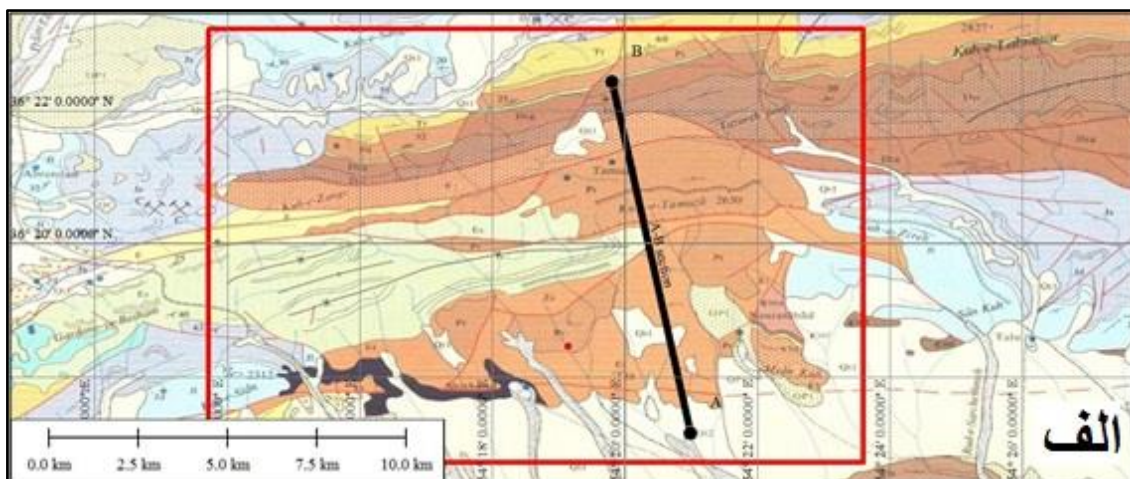
روند توصیف ساختاری گسل‌های موجود در منطقه بدین صورت است که ابتدا موقعیت جغرافیایی به همراه امتداد و شیب گسل (تحلیل هندسی) مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه سازوکار گسل و جهت جابه‌جایی آن بر مبنای داده‌های صحرایی تعیین گردیده است.

از جمله مشکلات موجود در این بخش می‌توان به عدم نام‌گذاری گسل‌های فرعی موجود (اعم از شیب لغز و یا راست‌الغز) در نقشه‌ها اشاره کرد. لذا این مورد سبب گشته تا نوشته‌های متفاوت، اسامی گوناگونی برای آن‌ها لحاظ دارند. همواره تلاش ما در راستای نام‌گذاری این گسل‌ها استفاده از نام جغرافیایی محل رخنمون می‌باشد.

۳-۲-۱- گسل‌های اصلی منطقه:

این گسل‌ها شامل گسل شمال دامغان و گسل آستانه - طزره می‌باشد. این گسل‌ها دارای روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشند و منطقه مورد مطالعه را به صورت افقی به ۳ قسمت تقسیم می‌نمایند. رخنمون تقریبی این گسل‌ها به اندازه طول محدوده مورد مطالعه یعنی ۱۴ کیلومتر می‌باشد.

^۱ rheology



شکل ۳-۳- نمایش مقطعی عرضی از گسل‌های موجود در منطقه (مقطع شمالی - جنوبی می باشد). الف- نقشه منطقه و نشان دادن مکان تقریبی مقطع عرضی A-B ب-مقطع عرضی تقریبی گسل‌های مورد مطالعه.

۳-۲-۱-۱- گسل شمال دامغان:

این گسل در قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه و رخنمونی به اندازه ۱۴ کیلومتر را در محدوده مورد مطالعه دارا می‌باشد. وجود این گسل اولین بار توسط علوی نائینی و صالحی‌راد (۱۳۵۳) در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان و به صورت یک خطواره گسلی معرفی شد اما در آن زمان سازوکار گسل مشخص نشد. این گسل سبب کنار هم قرار گرفتن سازند کرج (نواحی مرتفع تر شمالی) و رسوبات کواترنری (نواحی کم ارتفاع جنوبی)، گشته است (شکل ۳-۴ الف).

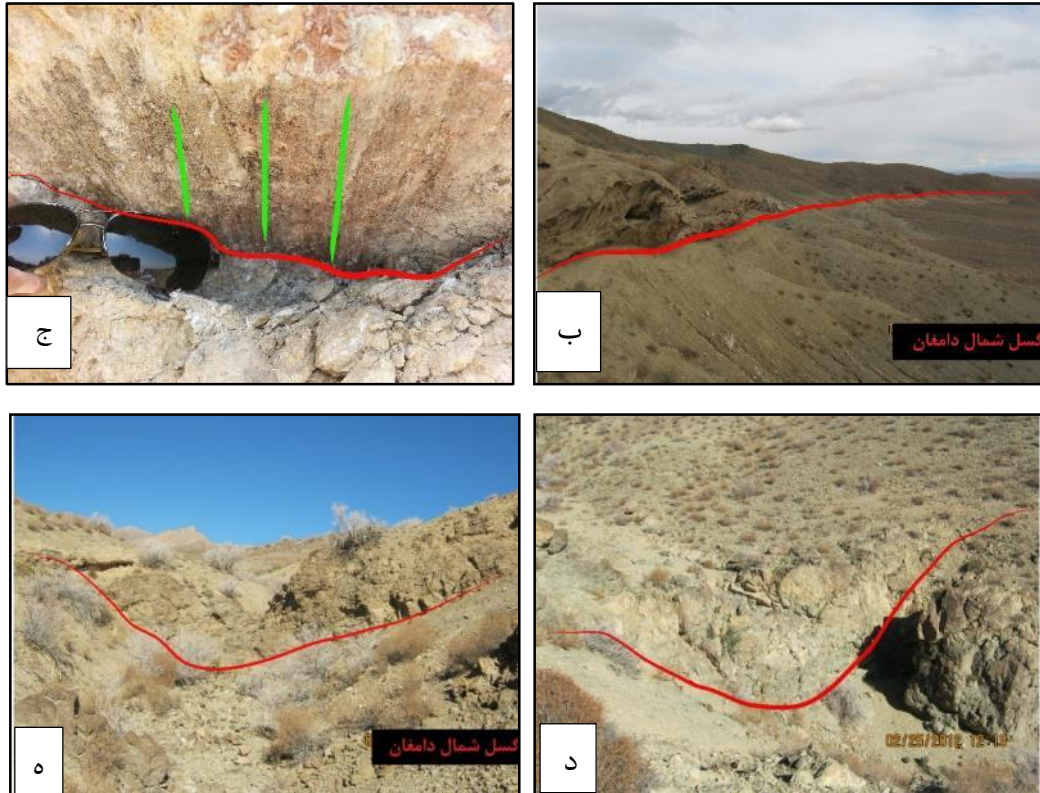
این گسل در نیمه‌ی غربی و نیمه‌ی شرقی منطقه با دو ظاهر متفاوت رخنمون می‌یابد. این گسل در نیمه غربی منطقه مورد مطالعه، مرز بین سازند کرج و رسوبات کواترنری را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۴ ب). اما در نیمه شرقی منطقه این گسل کمی به سمت شمال و به داخل سازند کرج منحرف می‌گردد. در این نواحی رخنمون گسل به صورت پرتگاه‌ها و ارتفاعاتی کوچک به ارتفاع ۲ تا ۳ متر در آبراهه‌ها می‌باشد (شکل ۳-۴ ج-د). از این پرتگاه‌ها (در صورت قرار گیری در امتداد و راستای گسل) به عنوان سطح گسل استفاده شده است و از آن‌ها برداشت صورت گرفته شده است.

برداشت‌های صورت گرفته از این گسل نشان می‌دهد که شیب این گسل رو به سمت شمال می‌باشد (شکل ۳-۵). برداشت‌های صورت گرفته شیب و امتداد این گسل را چنین نشان می‌دهند:

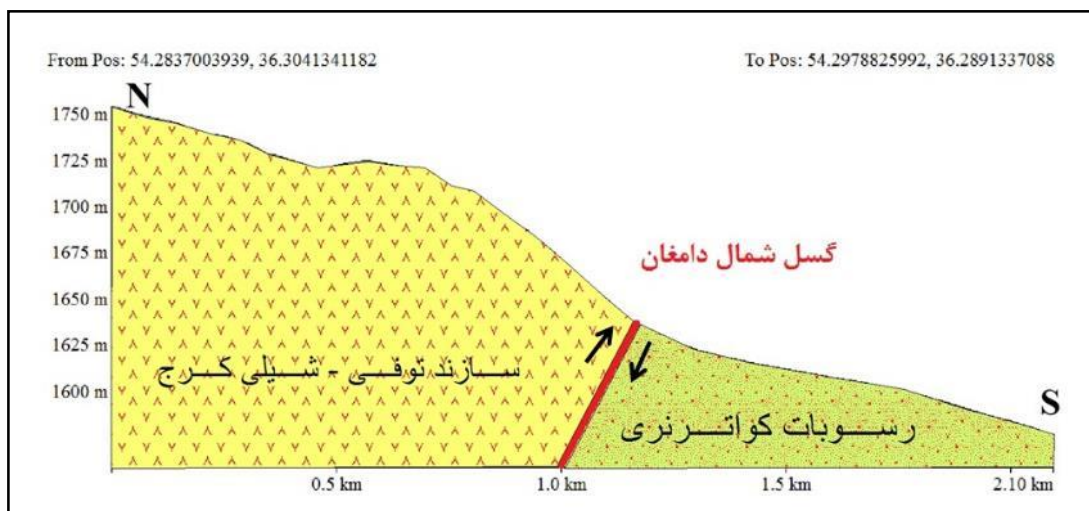
N 88° W , 70° N

مورفولوژی‌های مشاهده شده در منطقه تا حد زیادی مؤلفه معکوس بودن این گسل را نشان می‌دهند (شکل ۳-۴ ب)، اما در مورد مؤلفه امتدادی این گسل اطلاعات قانع کننده‌ای به دست نیامد (شاید به دلیل فرسایش پذیر بودن سازندهای مجاور گسل و عدم مشاهده خش‌لغزهای واضح). منابع و داده‌های مطالعه شده این گسل را گسلی معکوس و چپ‌بر معرفی می‌نمایند (رحیمی، ۱۳۸۱).





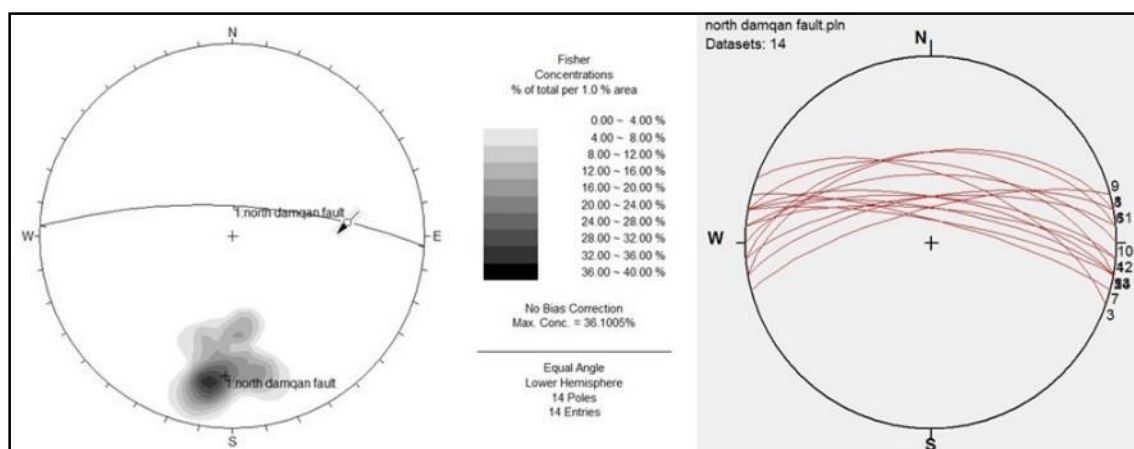
شکل ۳-۴- گسل شمال دامغان. الف- گسل شمال دامغان در قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال). ب- گسل شمال دامغان در میان سازند کرج در جنوب در نواحی غربی منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شرق) ج- خطواره لغزشی گسل شمال دامغان که تا حد زیادی سازوکار معکوس را برای این گسل بیان می دارد. ده- دوآبراهه به ارتفاع تقریبی ۲ متر که بر اثر گسل شمال دامغان در نواحی شرقی منطقه مورد مطالعه شکل گرفته (دید به سمت شمال).



شکل ۳-۵- مقطع گسل شمال دامغان.

جدول ۱-۳- خصوصیات هندسی گسل شمال دامغان.

نام گسل	طول گسل (در منطقه) کیلومتر	امتداد گسل	زاویه و سمت شیب گسل	راستای خطواره لغزشی	میل خطواره لغزشی	سازوکار
گسل شمال دامغان	15	N 88° W	70° N	50	60	معکوس چپ بر



شکل ۳-۶- استریوگرام شیب و امتداد گسل شمال دامغان.

۳-۲-۱-۲- گسل آستانه - طزره:

رحیمی در سال ۱۳۸۱ با مطالعه اثر سطحی این گسل در نقاط مختلف مطرح کرد که این گسل تنها یک گسل منفرد نبوده و بصورت اجتماعی از قطعات گسلی با آرایش پوششی می باشد که یک زون گسلی به عرض تقریبی ۵۰۰ متر را به وجود آورده است. همچنین وی با تکیه بر شواهدی چون آینه گسلی، خش لغزها، پلکان های لغزشی و جهت برش در هسته تاقدیس موجود در قسمت شرقی گسل، جدایش در حدود ۲۰ تا ۲۵ متر و به صورت چپ بر را برای منطقه مطرح کرد.

گسل طزره در قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه و دارای رخنون تقریبی ۱۵ کیلومتر در منطقه

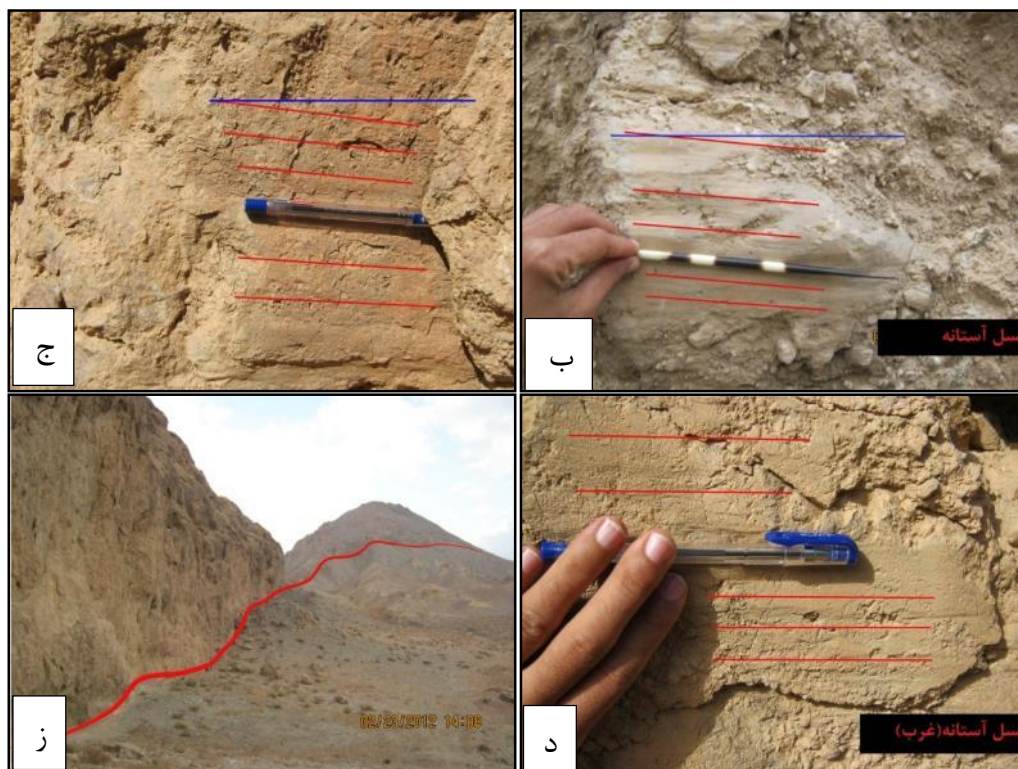
می‌باشد. گسل طزره دارای روند تقریبی شرقی - غربی در منطقه می‌باشد. این گسل با حرکت به سمت غرب منطقه مورد مطالعه، تغییر روند داده و از امتداد شرقی - غربی به امتداد شمال شرق - جنوب غرب متمایل می‌گردد. با این تغییر روند سازوکار نیز از حالت معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌بر به گسلی چپ‌لغز همراه مؤلفه معکوس تبدیل می‌گردد که در این حالت گسل آستانه نام می‌گیرد.

برداشت‌های صورت گرفته از این گسل شیب و امتداد این گسل را این چنین نشان می‌دهد:

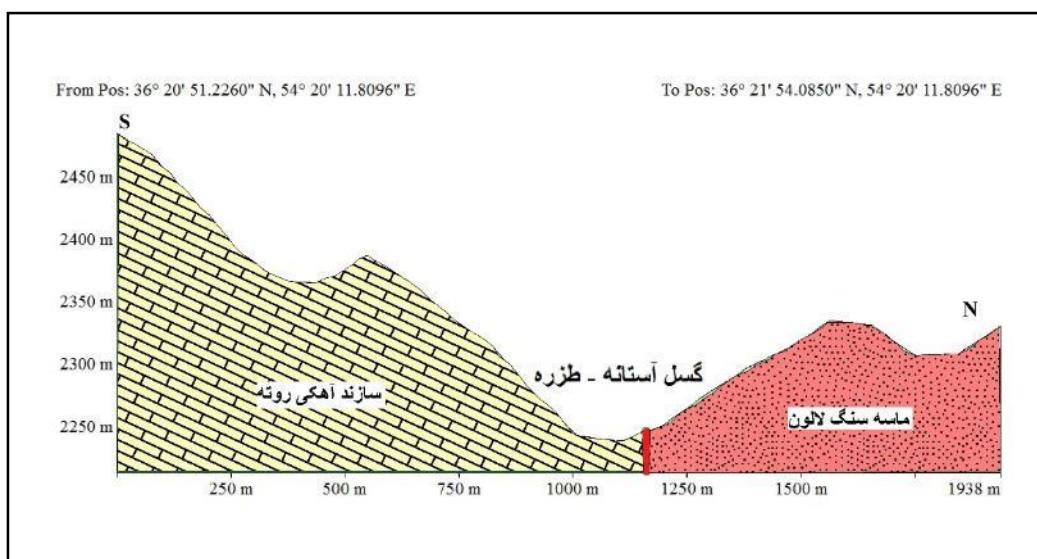
N 80° E , 80° N

گسل آستانه - طزره به دلیل رخنمون در میان سازندهای سخت و کمتر فرسایش پذیر (اغلب آهکی)، ویژگی‌های حرکتی و سازوکار خود را به خوبی نشان می‌دهد. داده‌های صحرایی برداشت شده در ایستگاه‌های غربی منطقه نشان می‌دهد که مؤلفه امتداد لغز غالب بر مؤلفه شیب لغز بوده و سازوکار گسل در این ناحیه تا حد زیادی شبیه به گسل آستانه بوده است (شکل ۳-۷ ب، ج، د).





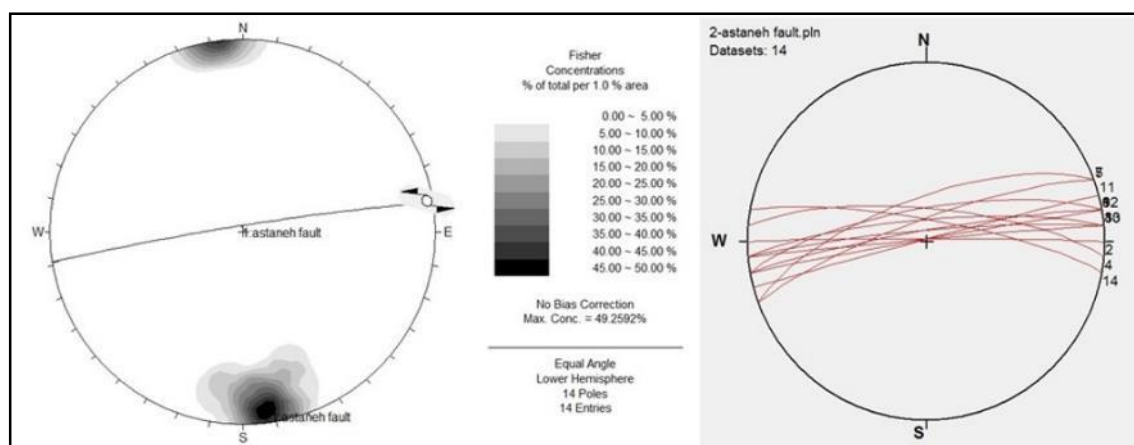
شکل ۳-۷- گسل آستانه. الف- نمایی باز از گسل آستانه در سازندی آهکی (دید به سمت شرق). ب.ج.د- خطواره های لغزشی برداشت شده از گسل آستانه که تا حد زیادی امتداد لغز بودن این گسل را در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد. ز-گسل آستانه در طول خود از سمت شرق به غرب از راستای شرقی - غربی به سمت شمال شرق - جنوب غرب تغییر روند می دهد (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳-۸- مقطع عرضی گسل آستانه.

جدول ۳-۲- خصوصیات هندسی گسل آستانه.

نام گسل	طول گسل (در منطقه) کیلومتر	امتداد گسل	زاویه و سمت شیب گسل	راستای خطواره لغزشی	میل خطواره لغزشی	سازوکار
گسل آستانه	15.1	N 80° E	80°N	80	0	چپ بر



شکل ۳-۹- استریوگرام شیب و امتداد گسل آستانه - طزره.

۳-۲-۲- گسل‌های فرعی منطقه:

این گسل‌ها عموماً دارای طول و رخنمونی کمتر از گسل‌های عمده موجود در منطقه می‌باشند. این گسل‌ها برخلاف گسل‌های عمده موجود در منطقه عموماً محدود به منطقه مورد مطالعه می‌باشند و در خارج از منطقه رخنمون چندان زیادی از خود نشان نمی‌دهند. این گسل‌ها را می‌توان در دو دسته کلی جای داد.

۱- دسته اول گسل‌هایی هستند که هم روند با گسل‌های اصلی موجود در منطقه می‌باشند. این گسل‌ها عموماً گسل‌هایی با روند متمایل به شرقی - غربی در منطقه می‌باشند. از جمله گسل‌های این دسته

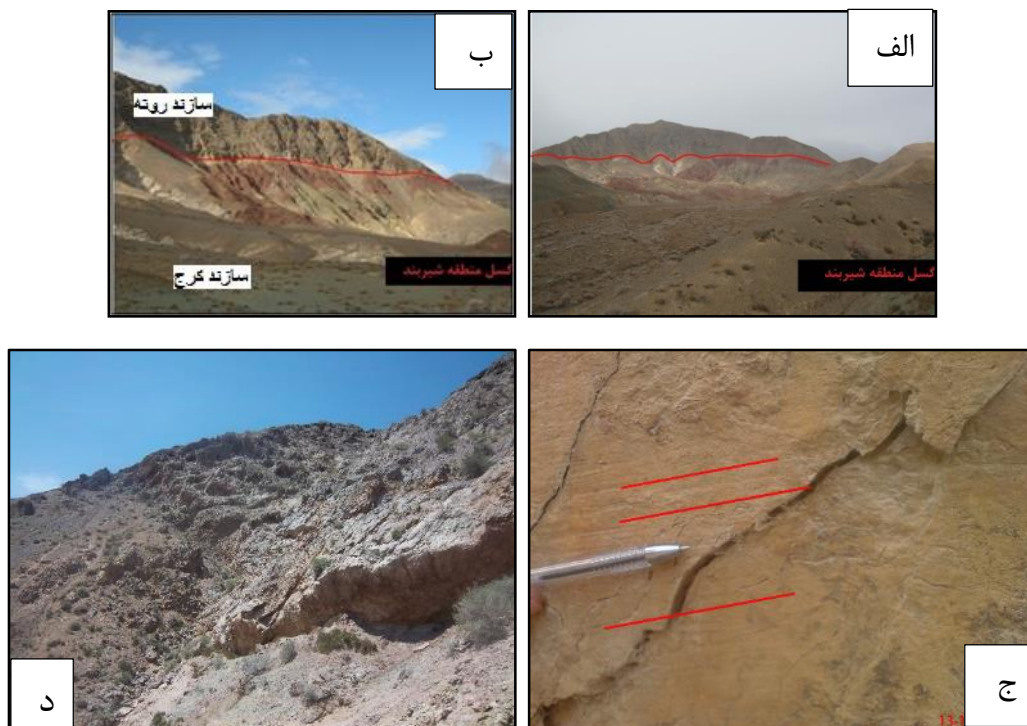
می‌توان گسل منطقه تموزا، گسل منطقه قهوه خانه بشم و گسل منطقه زنگی را نام برد.

۲- دسته دوم گسل‌هایی هستند که با روندی بین ۴۵ تا ۷۰ درجه از گسل اصلی منشعب می‌شوند و توسط گسل اصلی قطع می‌گردند. گسل منطقه شیربند و مجموعه گسل‌های شمالی در ناحیه کلاریز گسل‌هایی هستند که در این دسته قرار می‌گیرند.

۳-۲-۱- گسل منطقه شیربند:

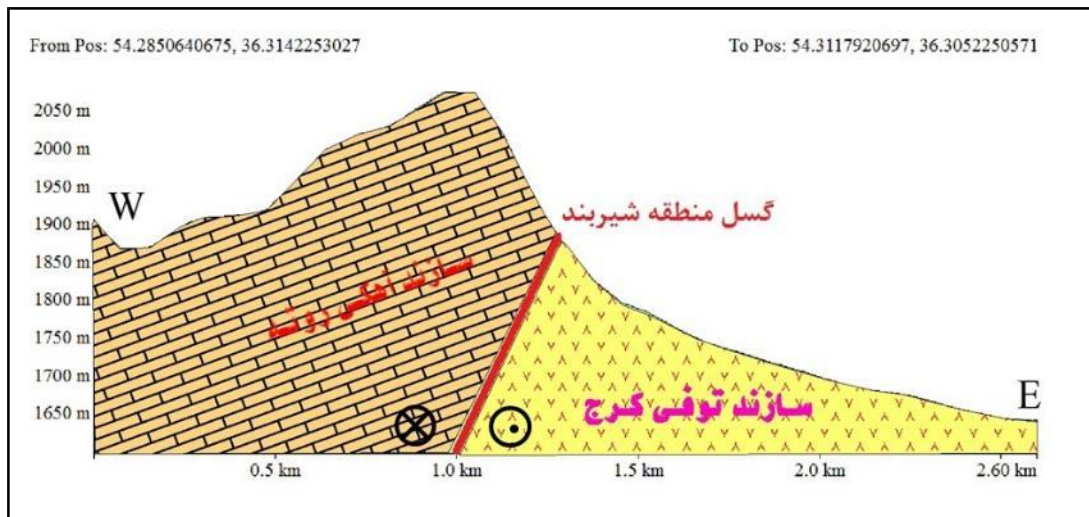
این گسل به دلیل ترکیب رنگ سنگ شناختی متمایزی که ایجاد کرده از فاصله‌ای دور به سهولت قابل تشخیص است (شکل ۳-۱۰ الف). این گسل در ۲ کیلومتری غرب غار شیربند و در دامنه کوهی به نام شیربند واقع شده است. این گسل سبب کنار هم قرار گرفتن سازند (مرتفع) آهکی روته و سازند (کم) ارتفاع‌تر و فرسایش‌پذیر) شیلی کرج گشته است (شکل ۳-۱۰ ب).

این گسل ۳ کیلومتر طول داشته و دارای موقعیت تقریبی $N20^{\circ}E, 70^{\circ}NW$ می‌باشد.



شکل ۳-۱۰- الف- گسل کوه شیربند. الف- گسل کوه شیربند با ترکیب رنگ متمایزی که ایجاد نموده است به زیبایی از دور قابل تشخیص است (دید به سمت غرب). ب- نمایی نزدیک از نحوه عمل کرد گسل کوه شیربند (دید به سمت شمال

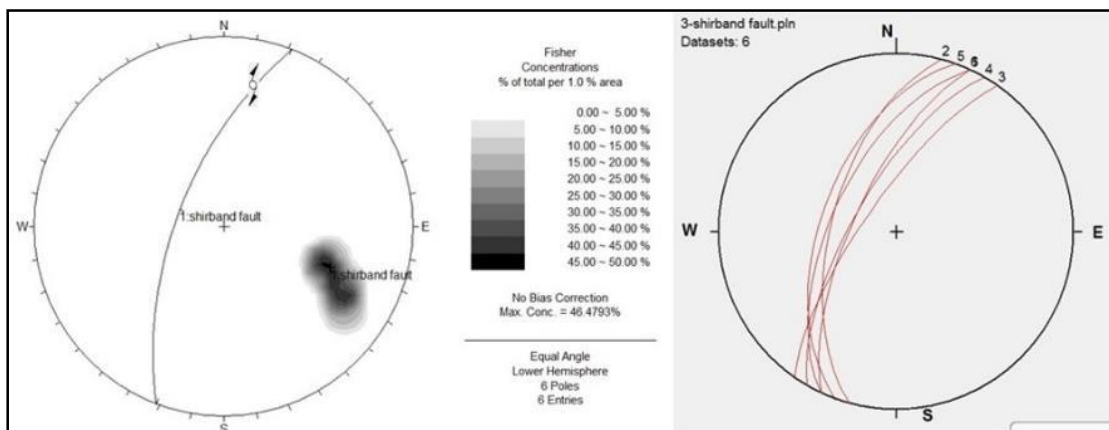
غرب). ج- خطواره لغزشی گسل شیربند بر روی سازند روته. خطواره این گسل سازوکار امتدادلغز غالب را بیان می دارد.
د- نمایی نزدیک از گسل شیربند در منطقه شیربند(دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳-۱۱- مقطع عرضی گسل کوه شیربند.

جدول ۳-۳- خصوصیات هندسی گسل کوه شیربند.

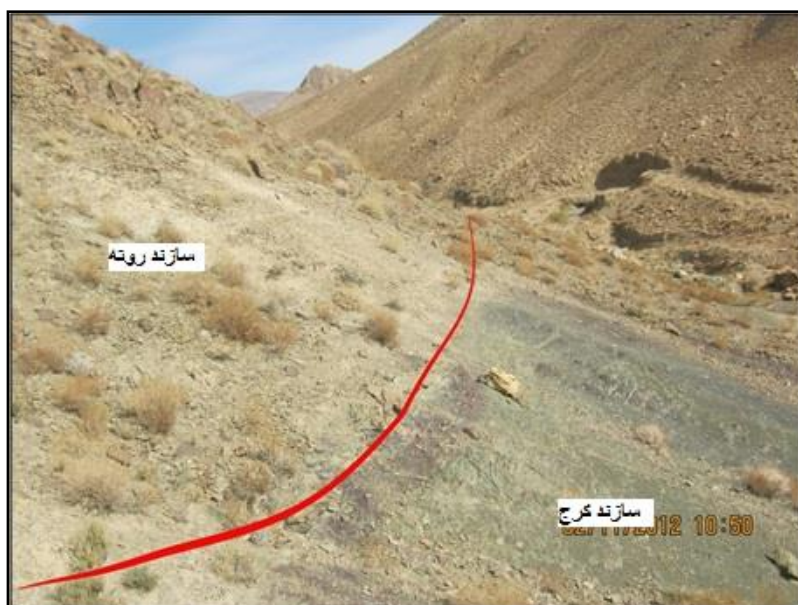
نام گسل	طول گسل (در منطقه) کیلومتر	امتداد گسل	زاویه و سمت شیب گسل	راستای خطواره لغزشی	میل خطواره لغزشی	سازوکار
گسل کوه شیربند	2.8	N 21° E	70° NW	013	30	راست بر



شکل ۳-۱۲- استریوگرام شیب و امتداد گسل منطقه شیربند.

۳-۲-۲-۲- گسل شمال میان کوه :

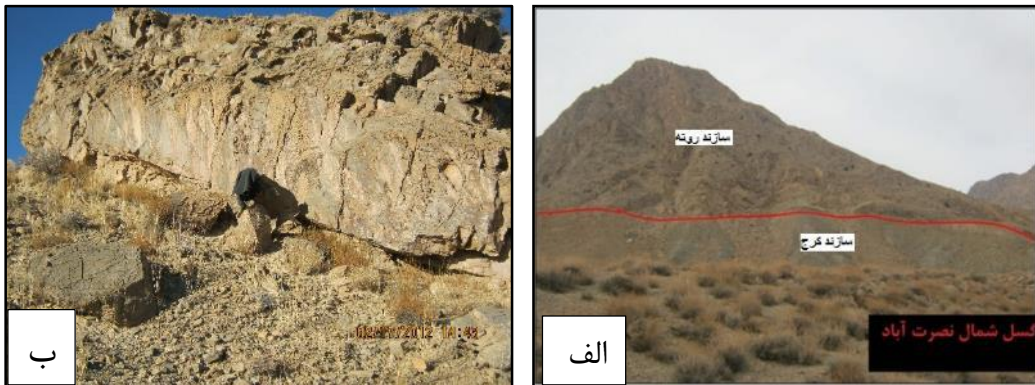
این گسل به طول تقریبی ۱/۵ کیلومتر در شمال ارتفاعات میان کوه واقع گردیده است. گسل شمال میان کوه سبب کنار هم قرار گرفتن ارتفاعات سازند روته (در شمال) و نواحی کم ارتفاع تر سازند کرج (در جنوب) گشته است. این گسل دارای روند عمومی $N45^{\circ}E$ می باشد.



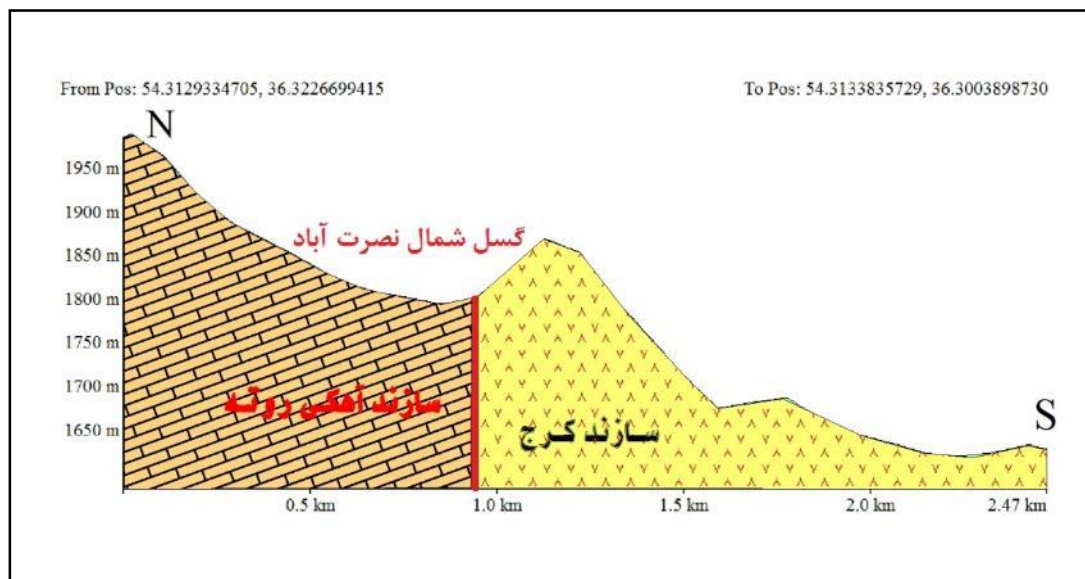
شکل ۳-۱۳- رخنمون گسل شمال میان کوه. سازند پایینی (جنوبی، فرو دیواره) سازند کرج و سازند بالایی (شمالی، فرادیواره) سازند آهکی روته می باشد (دید به سمت شرق).

۳-۲-۳- گسل منطقه شمال نصرت آباد:

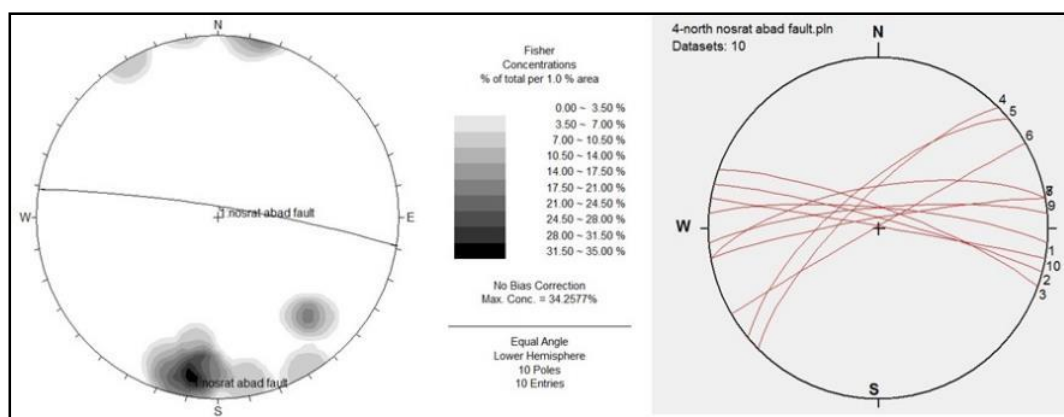
این گسل در ۴ کیلومتری شمال روستای نصرت آباد قرار گرفته است. از ویژگی‌های بارز این گسل می‌توان به روند سینوسی و پیچ و خم دار بودن این گسل اشاره کرد. شاید بتوان این گسل را به نوعی ادامه گسل منطقه شیربند دانست. چرا که این گسل نیز عمل کردی مشابه گسل منطقه شیربند داشته و سبب رخنمون ارتفاعات آهکی سازند روته در کنار سازند کم ارتفاع تر کرج گشته است. متفاوت بودن روند و هم‌چنین تفاوت در مقدار و جهت شیب این گسل سبب می‌گردد تا این گسل در دسته‌ای جداگانه قرار گیرد. این گسل برخلاف گسل شیربند که دارای شیبی تقریبی ۷۰ درجه به سمت غرب است، دارای شیب تقریبی قائم می‌باشد.



شکل ۳-۱۴- گسل شمال نصرت آباد. الف-این گسل در بین ارتفاعات سازند روته و نواحی پست تر کرج روی داده (دید به سمت جنوب). ب- رخنمون گسل شمال نصرت آباد در منطقه نصرت آباد.



شکل ۳-۱۵- مقطع عرضی گسل شمال نصرت آباد.



شکل ۳-۱۶- استریوگرام شیب و امتداد گسل شمال نصرت آباد.

۳-۲-۲-۴- گسل منطقه قهوه خانه بشم!

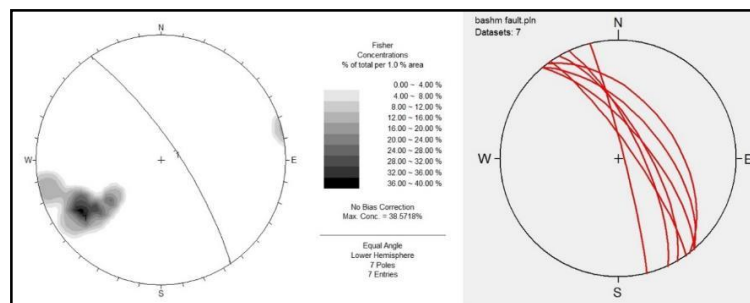
این گسل در کنار جاده شوسه دامغان به سمت گردنه بشم در منطقه‌ای به نام قهوه‌خانه بشم، رخنمون یافته است (شکل ۳-۱۷). این گسل دارای رخنمونی به اندازه ۱/۵ کیلومتر در منطقه می‌باشد. این گسل

^۱ در گذشته راه خاکی دامغان به سمت بشم و کلاته از اهمیت به سزایی برخوردار بوده است. در این جاده خاکی به منظور استراحت رهگذران قهوه‌خانه‌ای در میان راه تدارک دیده شده بود.

سبب کنار هم قرار گرفتن سازند کرج در کنار لایه‌های فرسایش پذیر سازند شمشک گشته است.



شکل ۳-۱۷- تصویری از گسل قهوه خانه بشم در جنوب منطقه مورد مطالعه (دید رو به سمت شمال شرق).



شکل ۳-۱۸- تصویر استریوگرافیک گسل منطقه قهوه خانه بشم.

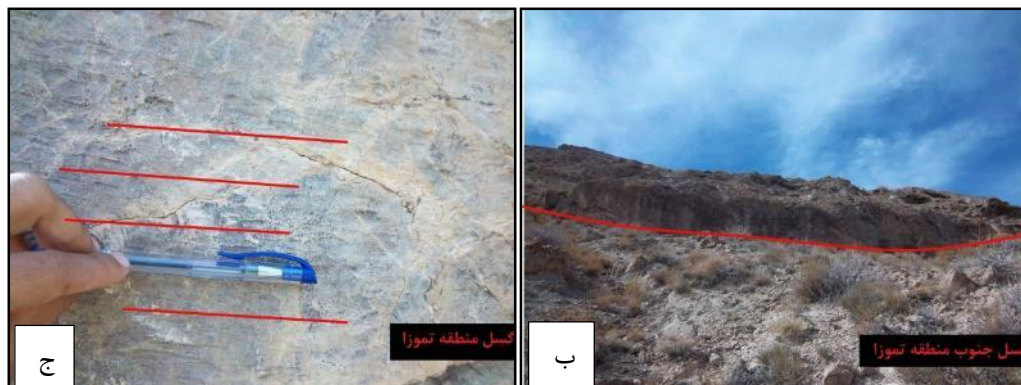
۳-۲-۲-۵- گسل منطقه تموزا^۱:

این گسل تقریباً در قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته و منطقه مورد مطالعه را به دو قسمت مساوی شمالی - جنوبی تقسیم می‌نماید. این گسل سبب رخنمون سازند شیلی کرج در کنار سازند

^۱ تموزا ارتفاعاتی در قسمت میانی منطقه مورد مطالعه می باشد.

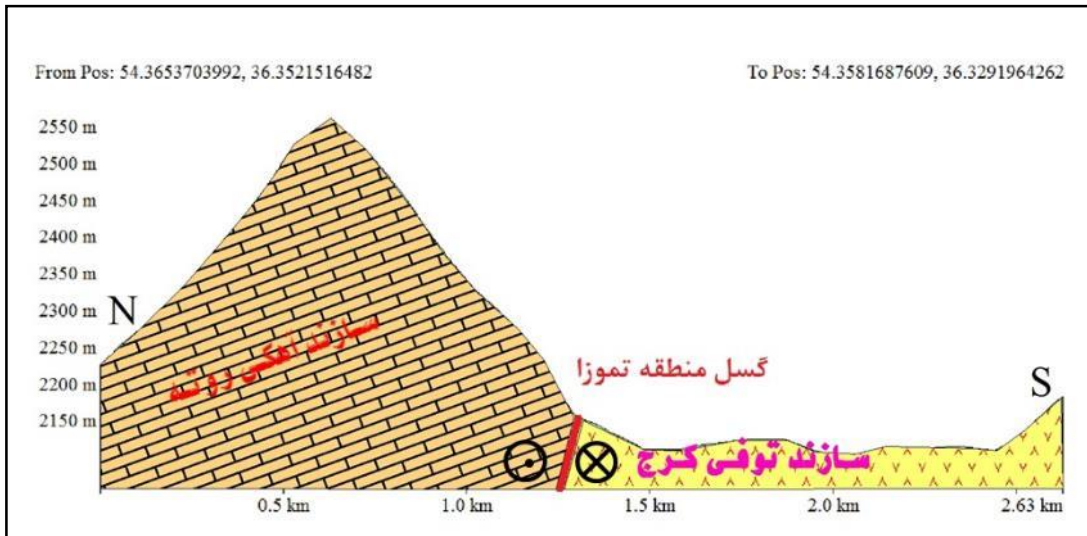
آهکی روته در قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه و هم‌چنین سبب رخنمون بخش ماسه‌سنگی سازند کرج در کنار سازند آهکی روته در نواحی غربی گشته است (شکل ۳-۱۹ الف). این گسل روند تقریبی شرقی - غربی و هم‌چنین با شیب نزدیک به قائم می‌باشد. خطواره‌های لغزشی برداشت شده از سطح این گسل سازوکار امتداد لغز غالب را برای این گسل بیان می‌دارد (شکل ۳-۱۹ د). داده‌های برداشت شده از این گسل، گسل تموزا را این‌چنین نشان می‌دهند:

N 80° E, 89° N



شکل ۳-۱۹- گسل جنوب منطقه تموزا. الف- نمایی باز از گسل جنوب تموزا (دید به سمت شمال غرب) ب-

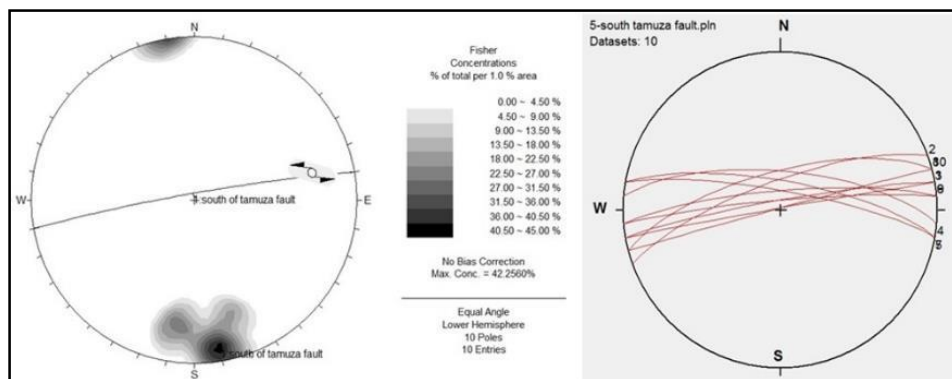
نمایی نزدیک از گسل منطقه تموزا. ج-خس لغزهای گسل تموزا که تا حد زیادی امتداد لغز بودن این گسل را آشکار می‌کند.



شکل ۳-۲۰- مقطع عرضی از گسل منطقه تموزا.

جدول ۳-۴- خصوصیات هندسی گسل منطقه تموزا.

نام گسل	طول گسل (در منطقه) کیلومتر	امتداد گسل	زاویه و سمت شیب گسل	راستای خطواره لغزشی	میل خطواره لغزشی	سازوکار
گسل منطقه تموزا	10	N 80° E	89°N	078	20	چپ بر

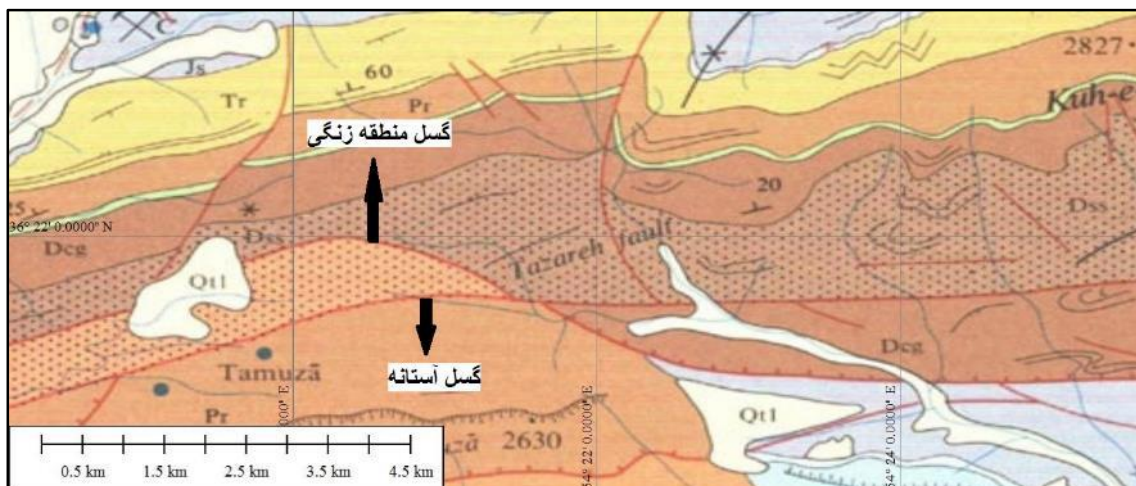


شکل ۳-۲۱- تصویر استریوگرافیک شیب و امتداد گسل منطقه تموزا.

۳-۲-۶- گسل منطقه زنگی:

شاید بتوان این گسل را از شاخه‌های فرعی و هم روند گسل آستانه در نظر گرفت. چرا که به لحاظ سازوکار و روند تا حد زیادی مشابه با گسل آستانه می‌باشد. اما به دلیل تفاوت در چگونگی رخنمون (عدم رخنمون سطح گسلی در سازندی سخت)، این گسل در دسته‌ای جداگانه مطالعه می‌گردد.

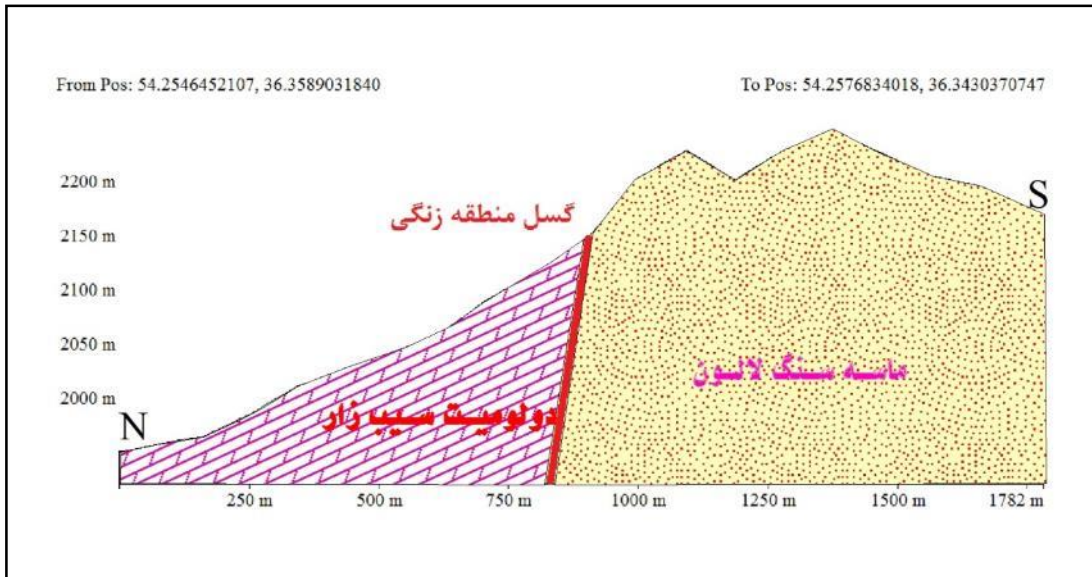
این گسلش در مرز میان سازند سیب‌زار و سازند ماسه سنگی لالون روی داده است. این گسل دارای روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشد و از سمت غرب به شرق، به سمت جنوب تغییر مسیر داده توسط گسل آستانه جابه‌جا می‌گردد (شکل ۳-۲۲). از این پدیده می‌توان به دلیلی بر جوان بودن گسل آستانه نسبت به گسل منطقه زنگی استناد جست. میزان جابه‌جایی روی داده محاسبه شده توسط نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان به اندازه ۲۵۰ متر می‌باشد. این گسل دارای رخنمون تقریبی ۱۵ کیلومتر در منطقه می‌باشد.



شکل ۳-۲۲- جابه‌جایی چپ بر گسل منطقه زنگی توسط گسل آستانه.



شکل ۳-۲۳- تصویر گسل منطقه زنگی در شمال ناحیه مورد مطالعه (دید به سمت شمال).



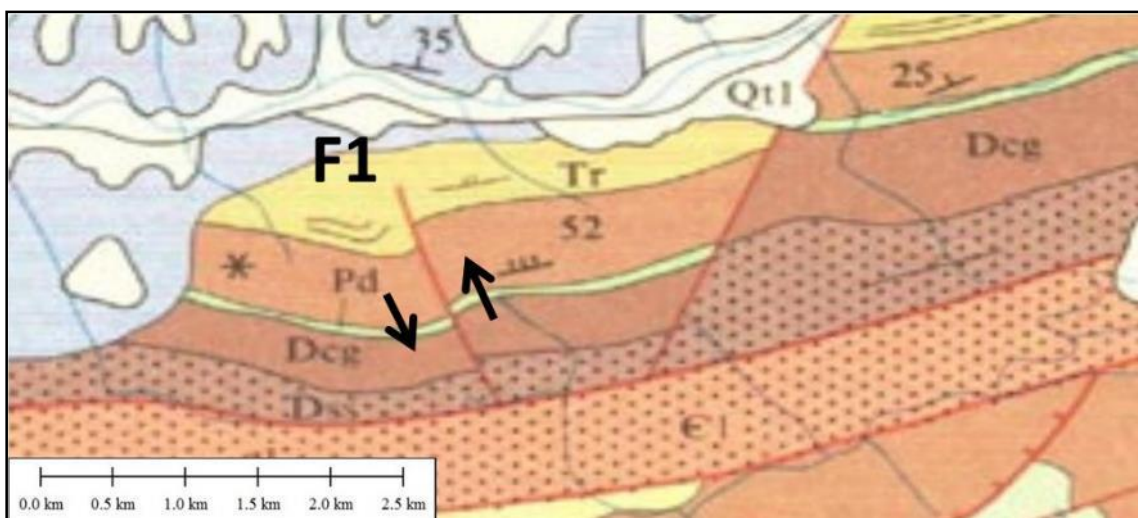
شکل ۳-۲۴- مقطع عرضی از گسل منطقه زنگی.

۳-۲-۷- مجموعه گسل‌های فرعی شمالی (منطقه کلاریز):

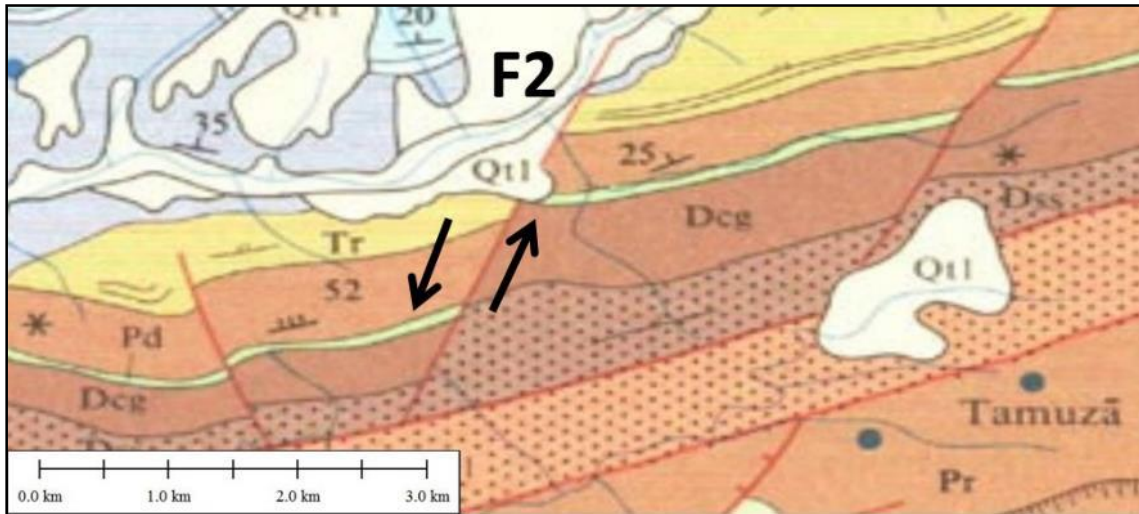
این مجموعه گسلی در شمالی‌ترین قسمت مجموعه مورد مطالعه واقع شده است. این مجموعه گسلی به طور عمده از گسل شرقی - غربی منطقه زنگی و گسل آستانه منشعب می‌گردند. به دلیل عدم وجود راه دسترسی مناسب به این نواحی، بیشتر داده‌های برداشت شده از این ناحیه از طریق سنجش دور بوده و مطالعات صحرایی نقش‌چندانی در این ناحیه نداشته است. تقریباً شرقی - غربی بودن ساختارهای سنگ‌شناسی در این منطقه و همچنین متمایل به شمالی - جنوبی بودن امتداد این مجموعه گسل‌ها سبب آشکارا نشان دادن جهت جابه‌جایی گسل مورد مطالعه و در نتیجه سهولت بررسی‌های ماهواره‌ای و هوایی گشته است.

۳-۲-۷-۱- گسل F1:

این گسل با امتدادی متمایل به شمال غرب - جنوب شرق از شاخه‌هایی است که از گسل منطقه زنگی منشعب می‌گردد. رخمون تقریبی این گسل در ناحیه ۱/۵ کیلومتر می‌باشد. روندی که برای این گسل محاسبه گردید N20W می‌باشد. سازوکار امتداد لغز این گسل (برخلاف سه گسل در آینده ذکر شده)، چندان واضح و آشکار نمی‌باشد. تصویر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان، ۱۰۰ متر جابه‌جایی چپ‌لغز برای این گسل نشان می‌دهد (شکل ۳-۲۵).



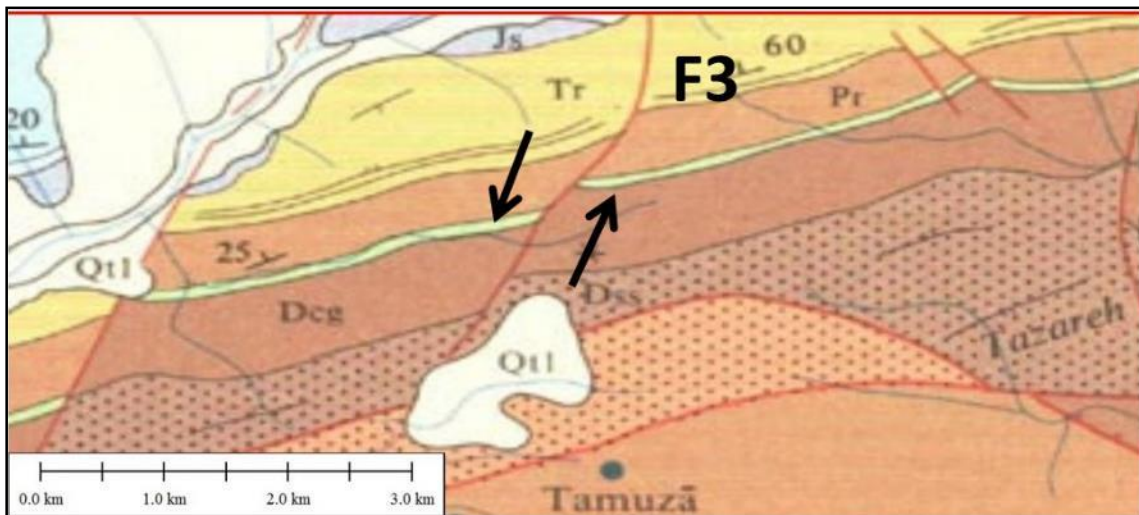
شکل ۳-۲۵- جابه‌جایی چپ بر گسل F1 در منطقه کلاریز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان).



شکل ۳-۲۷- جابه‌جایی چپ بر گسل F2 در منطقه کلاریز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ دامغان).

۳-۲-۲-۷-۳- گسل F3:

این گسل دارای طول تقریبی ۴ کیلومتر و روندی مشابه با گسل F2 می‌باشد (N30E). این گسل از گسل منطقه زنگی منشعب می‌گردد. سازوکار این گسل نیز همانند گسل F2 امتداد لغز چپ بر می‌باشد. میزان جابه‌جایی محاسبه گردیده برای این گسل ۳۶۵ متر و چپ‌بر می‌باشد (شکل ۳-۲۸).



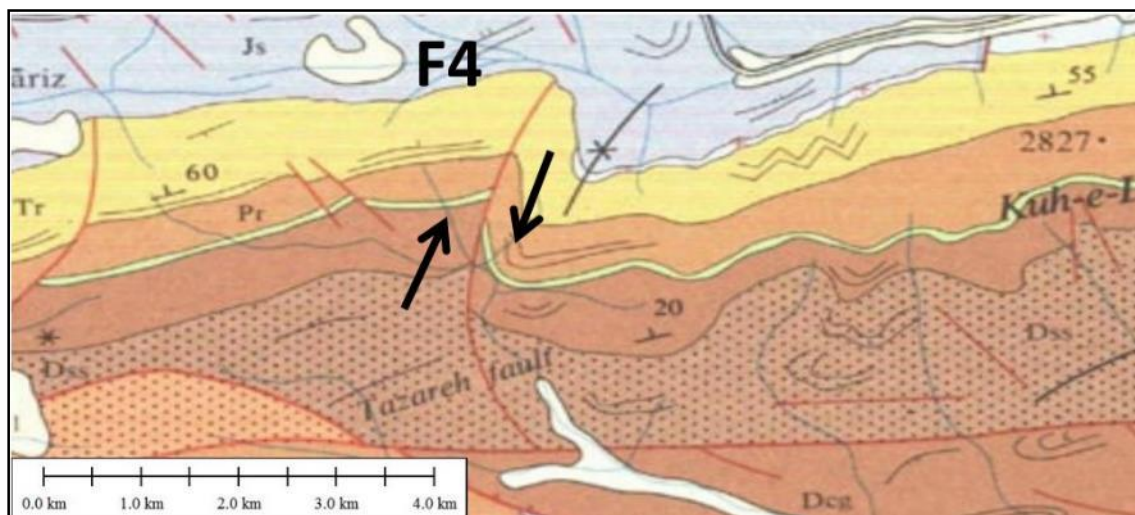
شکل ۳-۲۸- جابه‌جایی چپ‌بر گسل F3 در منطقه کلاریز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ دامغان).

۳-۲-۲-۷-۴- گسل F4:

ویژگی‌های ساختاری گسل F4 کمی متفاوت از ۳ گسل ذکر شده پیشین است. برخلاف سه گسل پیشین که از گسل منطقه زنگی منشعب می‌شدند، این گسل از گسل اصلی آستانه منشعب می‌گردد. قسمت غربی ناحیه مورد مطالعه (جایی که این گسل از گسل آستانه منشعب می‌گردد) نقطه‌ای است که در آن گسل منطقه زنگی تغییر مسیر داده و به جنوب گسل آستانه منحرف می‌گردد. همچنین این گسل برخلاف سه گسل پیشین که امتدادی ثابت و یکنواختی را از خود به نمایش می‌گذاشتند، این گسل روندی سینوسی و چرخشی را از خود نشان می‌دهد. و در انتها به عنوان آخرین تفاوت، این گسل دارای سازوکار امتداد لغز راست بر می‌باشد (برخلاف سه گسل پیشین که چپ‌بر بوده‌اند).

علیرغم اینکه در ظاهر گسل F4 در رده بندی کلی مجموعه گسل‌های قسمت شمالی قرار می‌گیرد، اما به دلایل ذکر شده در فوق باید این گسل را گسلی با سازوکار تشکیل متفاوت دانست.

به نظر می‌رسد این گسل در طی دو دوره تکاملی شکل گرفته است. در دوره اول این گسل از گسل آستانه با روندی متمایل به شمال غرب (همانند گسل F1) شکل گرفته است. اما در ادامه این گسل وارد فاز دوم تکاملی خود گشته است. در این مرحله قسمت‌های شمالی این گسل تحت تاثیر تنش‌ها و نیروهایی رو به سمت شرق قرار گرفته است. این تنش، ضمن اینکه موجب منحرف شدن قسمت شمالی از روند خطی و ایجاد روندی سینوسی شده، سبب شکل‌گیری سازوکاری راست بر در گسل گشته است.



شکل ۳-۲۹- جابه‌جایی راست بر گسل F4 در منطقه کلاریز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان).

۳-۳- تحلیل ساختاری چین‌های موجود در منطقه:

در اثر حرکات زمین‌ساختی (کوهزادی)، سنگ‌های لایه‌ای دگرشکلی حاصل کرده و در اثر این فرآیند سطوح صاف تبدیل به سطوح خمیده می‌شوند که به این سطوح خمیده اصطلاحاً چین گفته می‌شود. غالباً برای شناخت چین‌ها از پارامترهای مختلفی استفاده می‌شود که می‌توان از آنها به عنوان عناصر چین نام برد.

در منطقه مورد مطالعه چین‌های متعددی قرار گرفته است. این چین‌ها را می‌توان در سه مقیاس بزرگ (اصلی) و چین‌های کوچک (فرعی) و ریزچین‌ها (چین‌های کوچک‌تر از ۱ متر) مورد بررسی قرار داد. چین‌های اصلی منطقه، چین‌هایی هستند که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان قابل ملاحظه هستند و وسعت نسبتاً زیادی را به خود اختصاص می‌دهند. تحلیل موقعیت و جهت‌گیری خصوصیات هندسی این چین‌ها می‌تواند گامی مؤثر در راستای پی‌بردن به جهت‌گیری تنش و نیروهای موجود در منطقه نماید.

ریز چین‌ها و چین‌های فرعی که در اندازه‌های کوچک‌تر از چین‌های اصلی می‌باشند، از دیگر مواردی

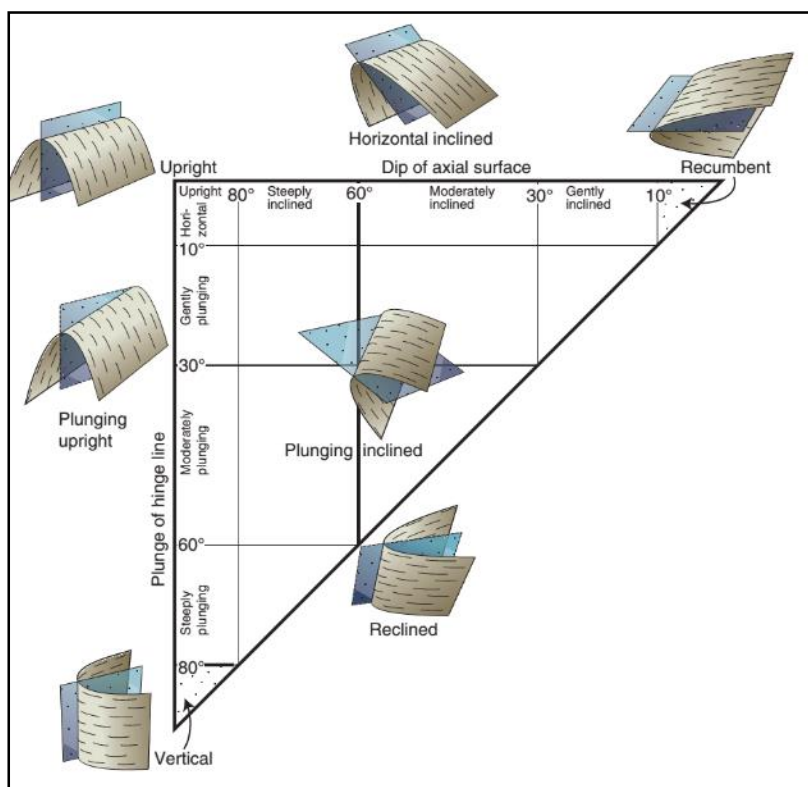
است که در مبحث چین‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند. در نگاه اول، این چین به نظر می‌رسد که این ریز چین‌ها از لحاظ اهمیت درجه اهمیت کمتری نسبت به چین‌های عمده منطقه داشته باشند؛ چرا که بیشتر گواهی و شواهدی بر جهت‌گیری میدان تنش در منطقه‌ای محدود محسوب می‌گردند. اما تکثر و زیاد بودن این نوع از چین‌ها سبب گشته تا با بررسی آماری و نموداری این گونه از چین‌ها، حتی در مواردی به نتایج قابل اطمینان‌تری نسبت به برداشت‌های چین‌های بزرگ دست یابیم.

چین‌های موجود در منطقه در دو گروه مجزاً مورد بررسی قرار می‌گیرد. در دسته‌بندی نوع اول چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی مورد بررسی قرار می‌گیرند. در این روش با توجه به میزان شیب دو یال چین، زاویه بین یالی چین تعیین گردیده و در یکی از گروه‌های جدول ۳-۱۳ قرار می‌دهیم.

در دسته‌بندی نوع دوم موقعیت و میزان شیب سطح محوری و پلانژ لولای چین مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این روش با توجه به میزان شیب سطح محوری و پلانژ لولا، چین در یکی از گروه‌های شکل ۳-۳۰ قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۵- طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) برای فشردگی چین‌ها.

شکل چین	زاویه بین یالی
ملایم	$120^{\circ} - 180^{\circ}$
باز	$70^{\circ} - 120^{\circ}$
بسته	$30^{\circ} - 70^{\circ}$
تنگ	$0^{\circ} - 30^{\circ}$
هم‌شیب	0°



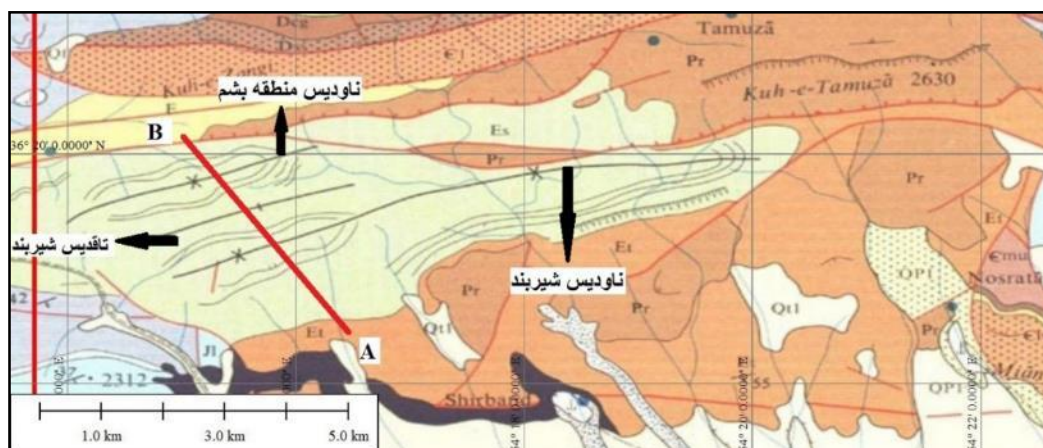
شکل ۳-۳۰- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (fleuty 1964).

از جمله مشکلات موجود در این بخش (همانند بخش گسلها)، می‌توان به عدم نام‌گذاری چین‌های موجود (اعم از طاق‌دیس و یا ناودیس) در نقشه‌ها اشاره کرد. لذا این مورد سبب گشته تا در نوشته‌های متفاوت اسامی گوناگونی برای آن‌ها لحاظ دارند. همواره تلاش ما در راستای نام‌گذاری این چین‌ها استفاده از نام بومی محل می‌باشد.

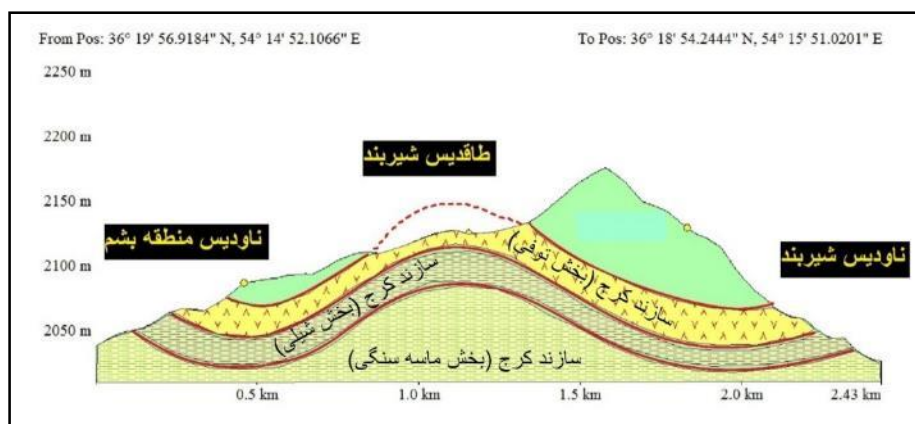
۳-۳-۱- چین خوردگی‌های اصلی:

این دسته از چین خوردگی‌ها دارای طولی بیش از ۳ کیلومتر می‌باشند. این چین خوردگی‌ها بیشتر بر روی قسمت ماسه‌سنگی سازند کرج و در قسمت میانی منطقه مورد مطالعه (در میان گسل‌های شمال دامغان و آستانه - طزره) قرار گرفته‌اند. این دسته از چین‌ها دارای امتداد تقریبی N75E می‌باشند

(شکل ۳-۳۱).



شکل ۳-۳۱- چین‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه.



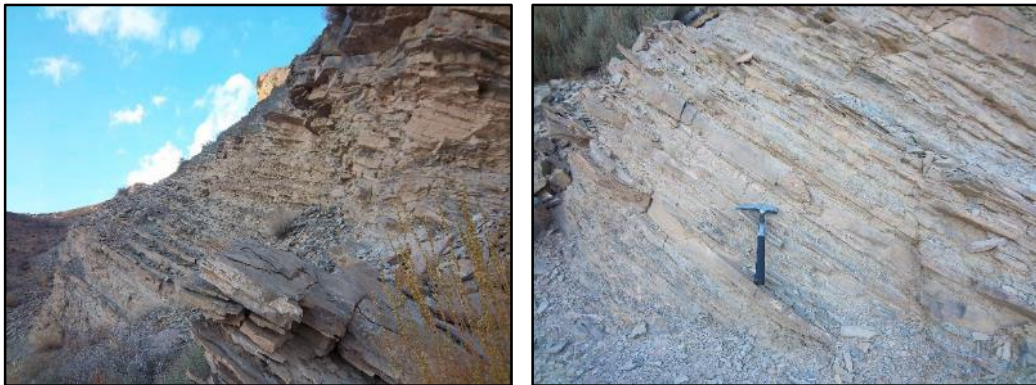
شکل ۳-۳۲- مقطع عرضی چین‌های اصلی موجود در منطقه مورد مطالعه (اغراق در جهت قائم).

۳-۳-۱-۱- ناودیس شیربند:

این ناودیس در قسمت شمالی کوه شیربند قرار گرفته است و دارای امتدادی نسبتاً شرقی - غربی می‌باشد. این ناودیس سبب چین‌خوردگی بخش ماسه‌سنگی سازند کرج گشته است. به دلیل مقاوم نبودن سازند کرج در برابر فرسایش، یال‌های این ناودیس تا حد زیادی دچار فرسایش گشته است. این پدیده (فرسایش) سبب ناهمگون شدن شکل ظاهری این ناودیس و در نتیجه دشوار شدن دسته‌بندی

این ناودیس گردیده است.

برداشت‌های صحرایی نشان می‌دهد که این ناودیس در طبقه‌بندی فلوتی (1964)^۱ بر اساس زاویه بین یالی، در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد. هم‌چنین این چین بر اساس رده‌بندی موقعیت سطح محوری و شیب لولای چین در رده شیب محور لولای ملایم و دارای سطح محوری ایستاده قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۳۳- نمایی از ناودیس شیربند در سازند کرج واقع در شمال ناحیه شیربند (دید به سمت شمال شرق)

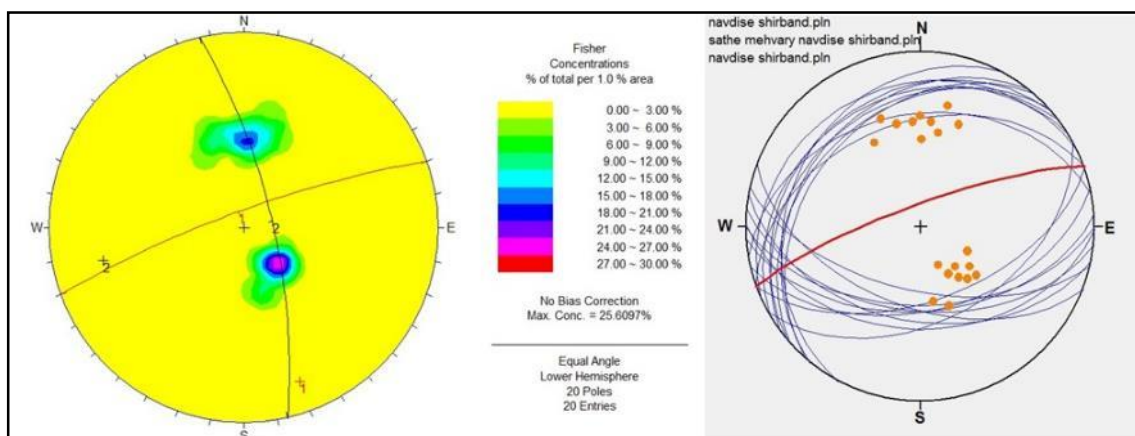
جدول ۳-۶- خصوصیات هندسی ناودیس شیربند.

نام چین	میانگین شیب یال جنوبی	میانگین شیب یال شمالی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
ناودیس شیربند	30°, 341°	50°, 165°	80°, 350°	20°, 250°	100

جدول ۳-۷- جایگاه ناودیس شیربند در تقسیم بندی فلوتی.

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
ناودیس شیربند	Open	Gently plunging- upright inclined

^۱ Fluety



شکل ۳-۳۴- استریوگرام ناودیس شیربند

۳-۳-۱-۲- طاقدیس شیربند:

طاقدیس شیربند میان ناودیس شیربند و ناودیس منطقه بشم واقع است. روند سطح محوری این طاقدیس نیز موازی با روند ناودیس شیربند می‌باشد (N70E). این طاقدیس نیز همچون ناودیس شیربند سبب چین خوردگی سازند کرج شده است. طول تقریبی این طاقدیس ۳ کیلومتر و دارای روند نسبی N70E می‌باشد. این طاقدیس بر اساس رده‌بندی فلوتی بر مبنای زاویه بین یالی در رده چین‌های باز و همچنین بر مبنای رده‌بندی موقعیت سطح محوری و لولای چین در رده شیب محور لولای ملایم و دارای سطح محوری ایستاده قرار می‌گیرد.



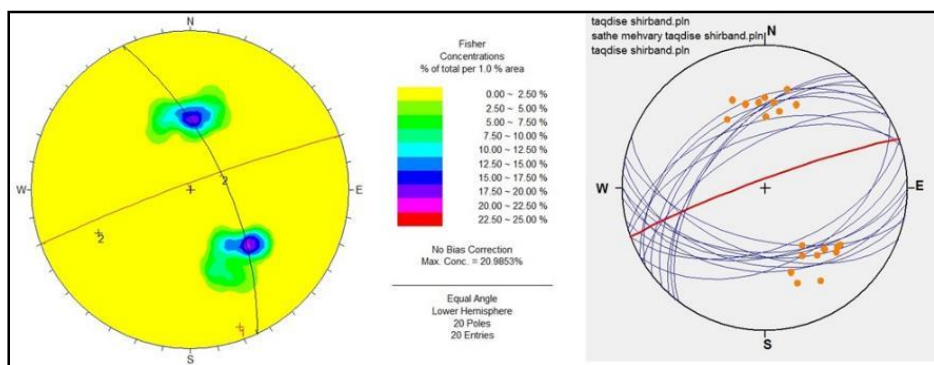
شکل ۳-۳۵- نمایی از طاقدیس شیربند در سازند کرج واقع در شمال ناحیه شیربند (دید به سمت شرق)

جدول ۳-۸- خصوصیات هندسی طاقدیس شیربند.

نام چین	میانگین شیب یال جنوبی	میانگین شیب یال شمالی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
طاقدیس شیربند	50°, 155°	52°, 335°	85°, 340°	18°, 250°	80

جدول ۳-۹- جایگاه طاقدیس شیربند در تقسیم بندی فلوتی.

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
طاقدیس شیربند	Open	Gently plunging- upright inclined

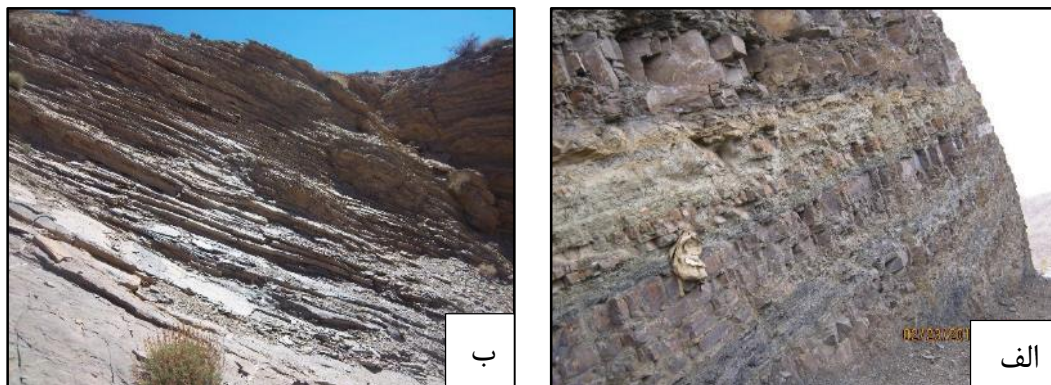


شکل ۳-۳۶- استریوگرام تاقدیس شیربند.

۳-۱-۳- ناودیس منطقه بشم:

ناودیس منطقه بشم از دیگر ناودیس‌های اصلی موجود در منطقه می‌باشد که در قسمت شمالی طاقدیس شیربند قرار گرفته است. این ناودیس هم‌روند با طاقدیس و ناودیس شیربند می‌باشد. این ناودیس چین‌خوردگی است که در سازند کرج روی داده و با روند N70E دارای طولی به اندازه ۳/۵ کیلومتر می‌باشد. این ناودیس بر مبنای رده‌بندی بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های باز و در رده‌بندی در مبنای موقعیت سطح محوری و شیب سطح لولا در رده شیب محور لولای ملایم و دارای سطح محوری

ایستاده قرار می‌گیرد.



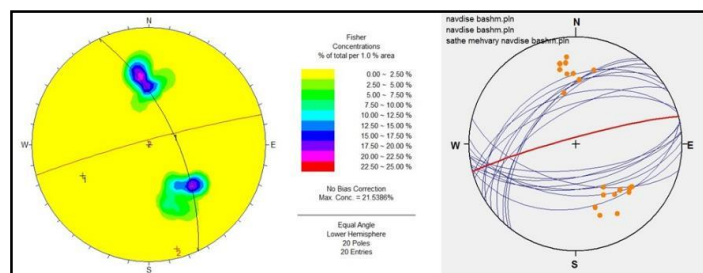
شکل ۳-۳۷- نمایی از ناودیس بشم در سازند کرج واقع در ناحیه بشم (الف - جهت دید به سمت جنوب شرق ب- جهت دید به سمت شرق).

جدول ۳-۱۰- خصوصیات هندسی ناودیس منطقه بشم.

نام چین	میانگین شیب یال جنوبی	میانگین شیب یال شمالی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
ناودیس منطقه بشم	52°, 350°	55°, 160°	85°, 345°	15°, 254°	70

جدول ۳-۱۱- جایگاه ناودیس بشم در تقسیم بندی فلوتی.

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
ناودیس منطقه بشم	Open	Gently plunging- upright inclined



شکل ۳-۳۸- استریوگرام ناودیس منطقه بشم.

۳-۳-۲- چین خوردگی های فرعی:

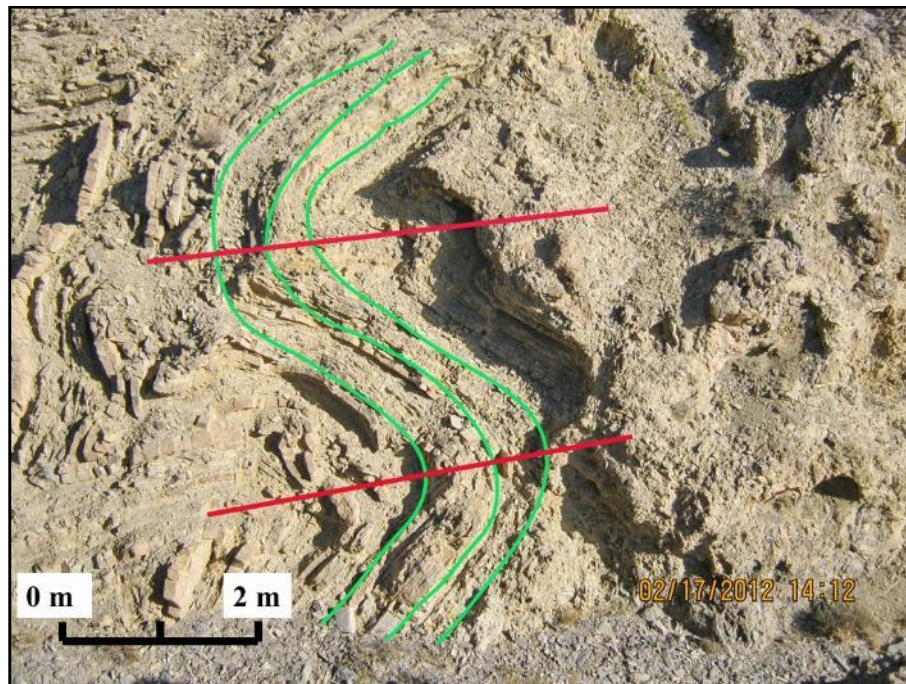
اغلب می توان روی یال ها و در ناحیه لولای چین های بزرگ، چین هایی کوچکی را یافت که محور آن ها موازی محور چین های اصلی است. به این چین های کوچک، چین های فرعی گویند. معمولاً چین های فرعی که در ناحیه لولای چینی بزرگ تر ایجاد می شوند، متقارن بوده و گاهی به دلیل شکل شان از آن ها به نام چین M یاد می شود. آن هایی که روی یال چین های بزرگ ایجاد می شوند، معمولاً نامتقارن بوده و بسته به شکل نیمرخ، ممکن است چین های Z یا S نامیده شوند.

این چین خوردگی ها دارای طولی کمتر از چین های اصلی موجود در منطقه می باشند و عموماً در مقیاسی با طول موج چند متر ظاهر می گردند. اگر چه این چین ها به لحاظ اهمیت دارای درجه کمتری از چین خوردگی های اصلی موجود در ناحیه هستند، اما این دسته از چین ها به دلیل فراوانی بیشتر می تواند شاخصی مناسب در کنار چین های اصلی منطقه به منظور دریافتن تنش دیرین در منطقه به کار رود. این دسته از چین ها برخلاف چین های عمده موجود در منطقه روندها و سینماتیک مختلف و متفاوتی را از خود به نمایش می گذارند و تنوع زیادی را به لحاظ ساختاری از خود نشان می دهند. رخنمون این دسته از چین ها نیز محدودیت خاصی را از خود به نمایش می گذارند. به عنوان مثال در سازندهای فرسایش پذیر (مانند بخش شیلی سازند کرج)، این دسته از چین ها کمتر نمایان می گردند. در حالی که در سازندهایی از جنس آهک و یا ماسه سنگ با لایه بندی نازک این چین ها به سهولت قابل رؤیت و شناسایی هستند.

۳-۳-۱- چین FO1:

این چین در ۱ کیلومتری شمال شرقی غار شیربند مطالعه گردید. این چین خوردگی در میان سازند کرج قرار گرفته است. این چین متشکل از چین هایی خنثی (طاقدیس گون-ناودیس گون) می باشد. چین خوردگی FO1 دارای روند تقریبی N75E می باشد. سطح محوری این چین نزدیک به افقی می باشد

که منجر به قرارگیری این چین در دسته چین‌های خوابیده می‌گردد. داده‌های برداشت شده از این چین موقعیت سطح محوری $10^{\circ}, 345^{\circ}$ و هم‌چنین محور لولایی با موقعیت $00^{\circ}, 075^{\circ}$ را نشان می‌دهد. این چین در رده بندی فلوتی بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های باز و هم‌چنین در دسته بندی بر اساس موقعیت سطح محوری و زاویه لولای چین در رده محور لولای تقریباً افقی و دارای سطح محوری خوابیده قرار می‌گیرد.



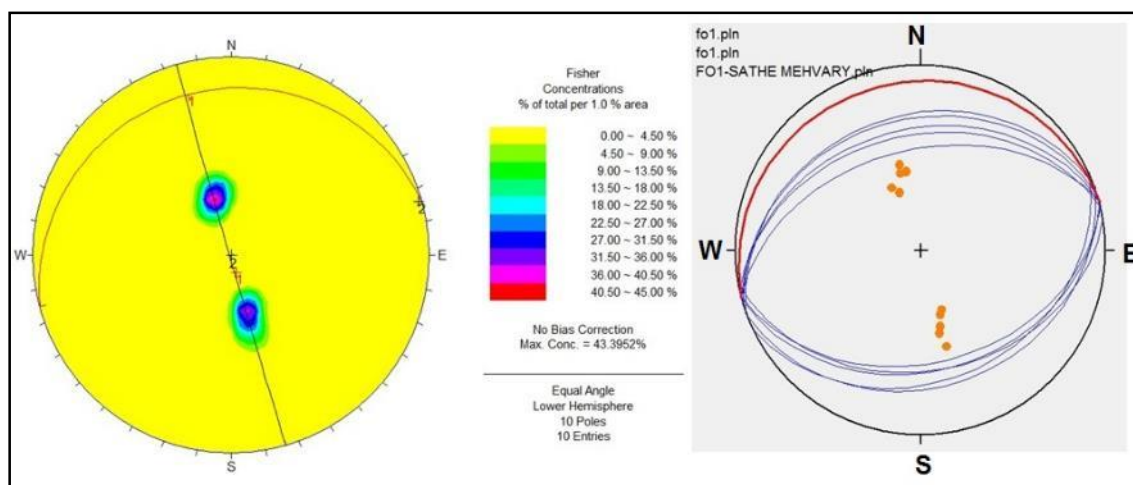
شکل ۳-۳۹- چین خوردگی FO1 در شمال شرق غار شیربند (دید به سمت شمال شرق).

جدول ۳-۱۲- خصوصیات هندسی چین FO1.

نام چین	میانگین شیب یال بالایی	میانگین شیب یال پایینی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
FO1	35 N	35 S	$10^{\circ}, 345^{\circ}$	$00^{\circ}, 075^{\circ}$	70

جدول ۳-۱۳- جایگاه چین FO1 در تقسیم بندی فلوتی.

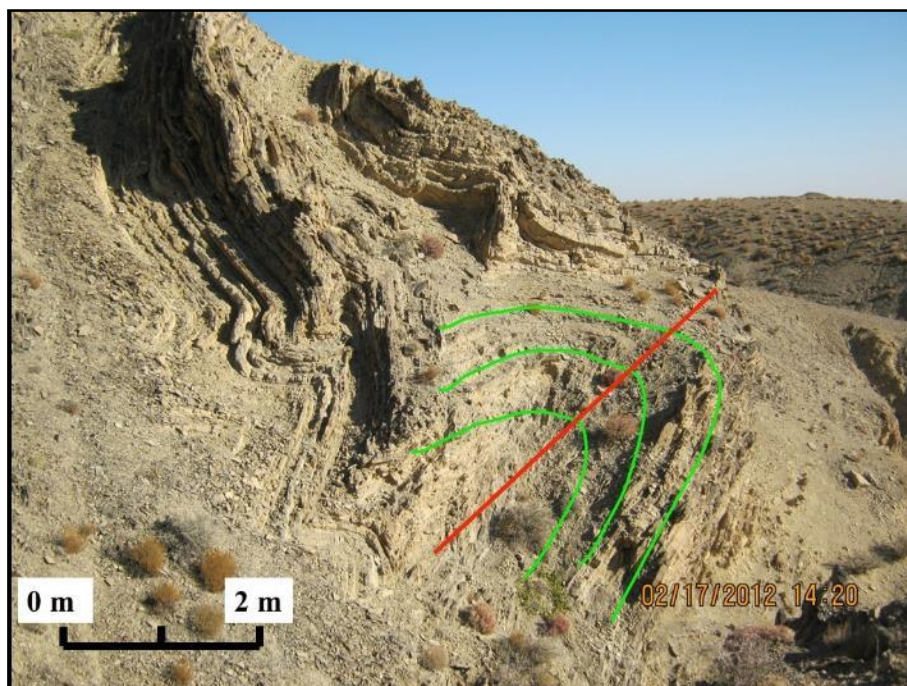
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
FO1	Open	Sub horizontal plunging- recumbent inclined.



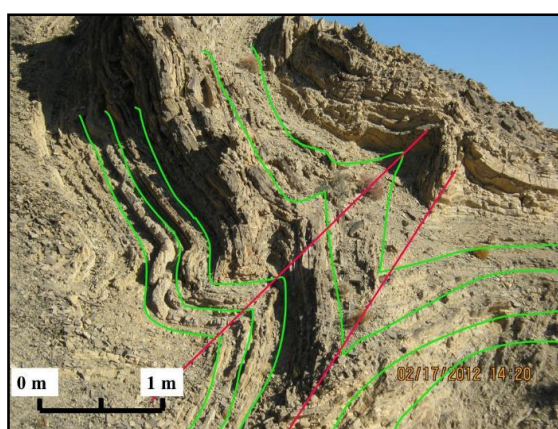
شکل ۳-۴۰- استریوگرام چین خوردگی FO1.

۳-۲-۲-۳- چین FO2:

این چین در جنوب منطقه تموزا شناسایی گردید. این چین خوردگی در سازند کرج روی داده و دارای ارتفاع تقریبی ۲/۵ متر می باشد. محور این چین دارای تمایلی نسبی رو به سمت شرق می باشد. از نکات جالب در مورد این چین هم سو بودن جهت شیب دو یال است. در این چین یال های دو جناح لولای چین هر دو دارای شیبی به سمت شمال هستند. داده های برداشت شده موقعیت سطح محوری این چین را $330^{\circ}, 45^{\circ}$ و همچنین موقعیت محور لولای چین را $12^{\circ}, 050^{\circ}$ بیان می کند. بر اساس دسته بندی فلوتی (بر اساس زاویه بین یالی)، این چین در رده چین های بسته قرار می گیرد. هم چنین این چین بر اساس میل سطح محوری و زاویه لولای چین در رده زاویه محور لولای کم و به همراه خوابیدگی میانه سطح محوری قرار می گیرد.



شکل ۳-۴۱- چین خوردگی FO2 در منطقه تموزادر میان سازند کرج (دید به سمت شمال شرق).



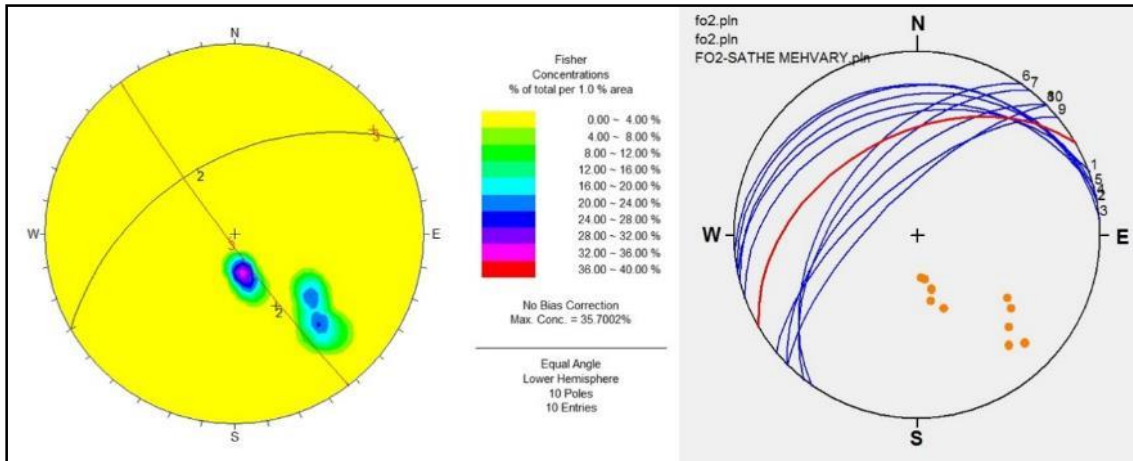
شکل ۳-۴۲- چین جناغی حاشیه چین خوردگی FO2 در سازند کرج (دید به سمت شمال شرق).

جدول ۳-۱۴- خصوصیات هندسی چین FO2.

نام چین	میانگین شیب یال جنوبی	میانگین شیب یال شمالی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
FO2	25N	60N	45°,330°	12°,050°	45

جدول ۳-۱۵- جایگاه چین FO2 در تقسیم‌بندی فلوتی.

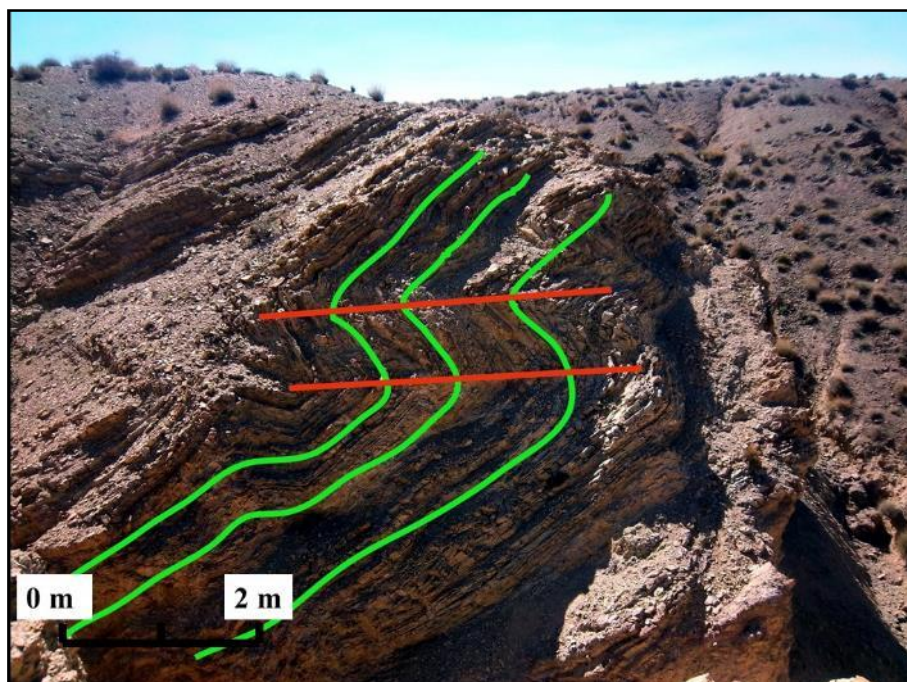
توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).	نام چین
Close	Gently plunging- moderately inclined	FO2



شکل ۳-۴۳- استریوگرام چین خوردگی FO2.

۳-۲-۳-۳- چین FO3:

این چین در محل تقریبی ۲ کیلومتری شمال منطقه شیربند برداشت گردید. این چین نیز همانند چین‌های پیشین در سازند کرج شکل گرفته است. یال‌های این چین دارای دو سمت شیب کاملاً متفاوت با یکدیگر هستند (دو یال بالایی و میانی دارای شیب رو به سمت شمال و یال میانی با شیب رو به سمت جنوب). موقعیت سطح محوری این چین تا حد زیادی به سطح افق نزدیک است. داده‌های برداشت شده موقعیت سطح محوری این چین را $05^{\circ}, 340^{\circ}$ و همچنین موقعیت محور لولای چین را $00^{\circ}, 070^{\circ}$ بیان می‌کند. بر اساس دسته‌بندی فلوتی (براساس زاویه بین یالی)، این چین در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد. در رده‌بندی بر اساس موقعیت سطح محوری و شیب لولای چین (فلوتی ۱۹۸۶)، این چین در رده زاویه محور لولای چین افقی و دارای سطح محوری خوابیده قرار می‌گیرد.



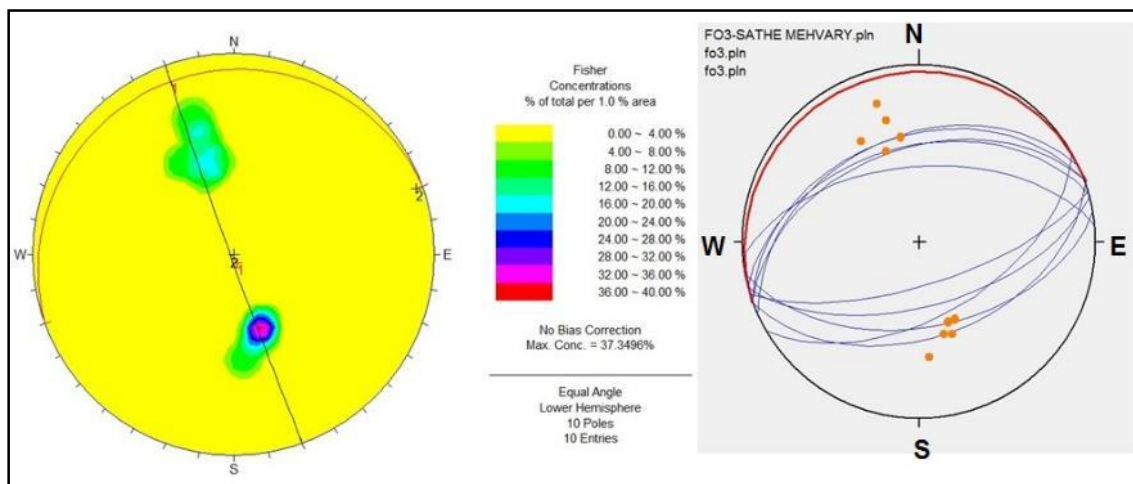
شکل ۳-۴۴- چین خوردگی FO3 در سازند کرج در شمال ناحیه شیربند (دید به سمت شرق).

جدول ۳-۲۴- خصوصیات هندسی چین FO3 .

نام چین	میانگین شیب یال بالایی	میانگین شیب یال پایینی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
FO3	45 N	50 S	05°, 340°	00°, 070°	90

جدول ۳-۲۵- جایگاه چین FO3 در تقسیم‌بندی فلوتی.

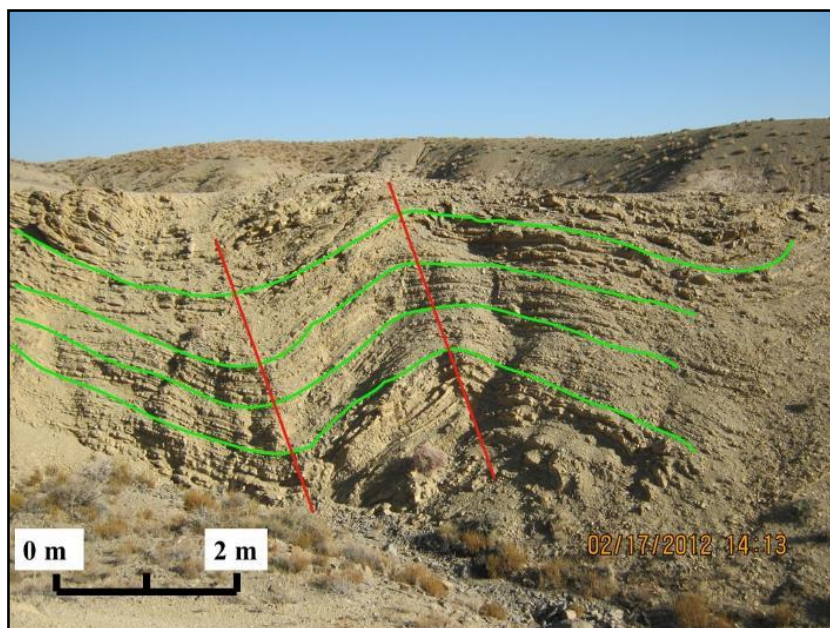
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
FO3	Open	Horizontally plunging- recumbent inclined



شکل ۳-۴۵- استریوگرام چین خوردگی FO3.

۳-۲-۴- چین FO4:

این چین نیز در ۲ کیلومتری شرق غار شیربند شناسایی گردید. از ویژگی‌های این چین می‌توان به پر شیب بودن یال میانی این چین اشاره کرد. کم شیب بودن یال شمالی و جنوبی و پر شیب بودن یال میانی سبب گشته تا سطح محوری این چین دارای شیبی نسبی رو به سمت جنوب باشد. داده‌های برداشت شده موقعیت سطح محوری این چین را 70° , 140° و هم چنین موقعیت محور لولای چین را 10° , 055° بیان می‌کند. بر اساس دسته‌بندی زاویه بین یالی، این چین در رده ملایم و هم‌چنین بر اساس رده‌بندی در مبنای موقعیت سطح محوری و شیب لولای چین، این چین در رده شیب لولای ملایم به همراه سطح محوری کمی میل دار جای می‌گیرد.



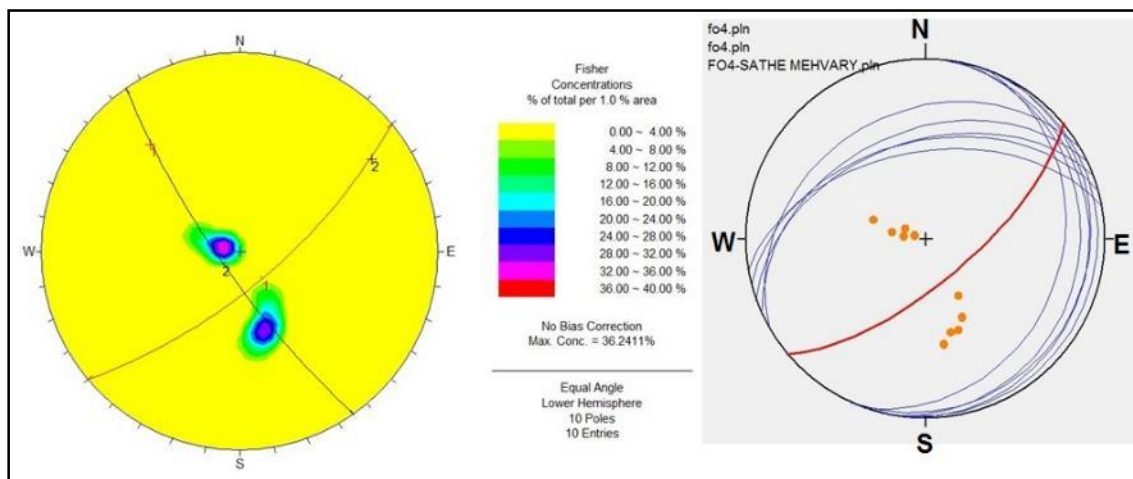
شکل ۳-۴۶- چین خوردگی FO4 در سازند کرج واقع در شرق غار شیربند (دید به سمت شرق).

جدول ۳-۱۶- خصوصیات هندسی چین FO4.

نام چین	میانگین یال جنوبی	میانگین یال شمالی	موقعیت سطح محوری	موقعیت محور لولا	زاویه بین یالی
FO4	35 N	15 S	70°,140°	10°,055°	130

جدول ۳-۱۷- جایگاه چین FO4 در تقسیم بندی فلوتی.

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fluety 1964).	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fluety 1964).
FO4	Gentle	Gently plunging- steeply inclined.



شکل ۳-۴۷- استریوگرام چین خوردگی FO4.

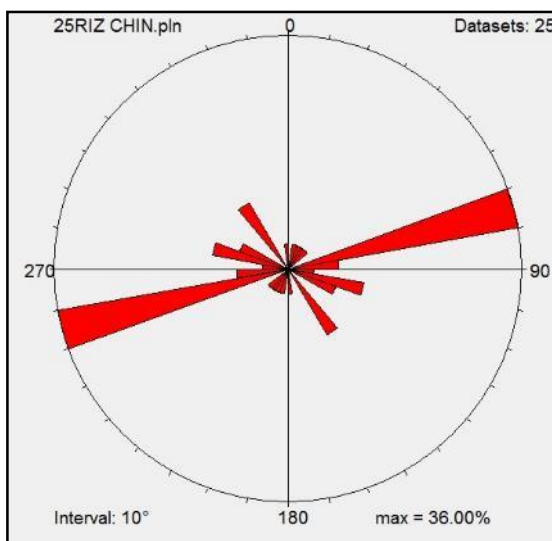
۳-۳-۳- ریزچین‌ها (چین‌هایی در مقیاس کوچک):

چین‌هایی با طول موج کمتر از ۱ متر در این گروه جای می‌گیرند. این چین‌ها گوناگونی و تنوع زیادی را به لحاظ جهت‌گیری و خصوصیات سینماتیکی دارا هستند. به عنوان مثال در ناحیه به ندرت چین‌هایی با روند سطح محوری متمایل به شمال - جنوب رؤیت می‌گردد اما ساخت‌های ریزچین‌ها در مواردی چنین جهت‌گیری از خود نشان می‌دهند. این دسته از چین‌ها گسترش به مراتب بیشتری از دسته‌های پیشین دارا هستند و در اکثر سازندها دیده می‌شوند. مطالعه آماری این دسته می‌تواند کمک شایانی در راستای پی بردن به جهت‌گیری تنش دیرین در ناحیه مورد مطالعه باشد.

این چین‌ها از نظر سینماتیکی نیز گوناگونی و تنوع زیادتری نسبت به دو گروه پیشین چین‌ها دارا هستند. به عنوان مثال چین‌هایی با لولای جناغی کمتر در دو گروه چین مطالعه شده پیشین قابل مشاهده است اما در این گروه چین‌های با چنین ساختاری به کرات قابل مشاهده است. بیشتر برداشتها از این چین‌ها در قسمت‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه و اطراف غار شیربند می‌باشد. در این گروه از چین‌ها هدف ما دسته‌بندی و یا تحلیل سینماتیکی این گونه از این چین‌ها نمی‌باشد. چرا که تحلیل چنین ریز ساختارهایی خارج از مجال این پایان نامه می‌باشد. در این قسمت هدف صرف بیان صرف

جهت‌گیری سطح محوری چین‌های برداشت گردیده و تحلیل آماری این دسته چین‌های برداشت شده می‌باشد.

برداشت‌هایی که از ۲۵ ریز چین موجود در ناحیه شمال شیربند انجام شده نشان می‌دهد که اکثر این ریز چین‌ها دارای روند سطح محوری N70E تا N80E می‌باشند.



شکل ۳-۴۸- رز دیاگرام امتداد سطح محوری ۲۵ ریز چین برداشت شده از منطقه شیربند.



شکل ۳-۴۹- ریز چینی در ناحیه شیربند.

۳-۴- تحلیل ساختاری درزه‌های موجود در منطقه:

درزه‌ها شکستگی‌هایی طبیعی در سنگ‌ها هستند که برخلاف گسل‌ها، جابه‌جایی از خود نشان نمی‌دهند. درزه‌ها ممکن است به شکل شکستگی‌های موازی با فاصله‌های منظم و در چندین گروه، در سنگ به وجود آمده و ظاهری قطعه قطعه به بیرون زدگی بدهد. اگر تعداد زیادی از درزه‌ها دارای هندسه مشابه و فاصله یکسان از هم باشند، یک دسته درزه سیستماتیک را ایجاد می‌کند. درزه‌های غیر سیستماتیک درزه‌هایی هستند که دارای شکل نامنظم و معمولاً غیر مستوی هستند. اما درزه‌ها معمولاً کمتر منظم و سیستماتیک هستند. هر جا یک گروه درزه‌ی قابل تشخیص وجود دارد، معمولاً می‌توان آن را به گونه‌ای به تنش‌های تکتونیکی و به شکل و ابعاد توده‌ی سنگ در بردارنده درزه ربط داد.

یک منطقه ممکن است با چند دسته درزه قطع شود. مجموعه دسته درزه‌هایی که در یک رخنمون وجود دارد یک سیستم درزه را ایجاد می‌کند. آگاهی از سیستم شکستگی‌ها به تعیین تاریخچه تنش و واتنش یک منطقه کمک می‌کند و از این رو در تحلیل‌های تکتونیکی منطقه‌ای، از اهمیت بسزایی برخوردار است.

به طور کلی درزه‌های موجود در منطقه را از لحاظ منشأ می‌توان در دو دسته جای داد: ۱- درزه‌هایی که در ارتباط با چین به وجود آمده‌اند، ۲- درزه‌هایی که در ارتباط با تغییر برشی در سنگ‌ها ایجاد شده‌اند و بیشتر در ارتباط با گسلش موجود در منطقه می‌باشند.

چگونگی گسترش و پراکندگی درزه‌ها تا حد زیادی به سنگ شناسی منطقه نیز بستگی دارد. از آن جا که بیشتر واحدهای سنگی قسمت‌های میانی و بالایی منطقه مورد مطالعه دارای سنگ شناسی است که کمتر درزه‌ها را نشان می‌دهد (سازند کرج)، به همین دلیل بیشتر برداشت‌های درزه‌ها از قسمت‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه و از سازند آهکی روته بوده است.

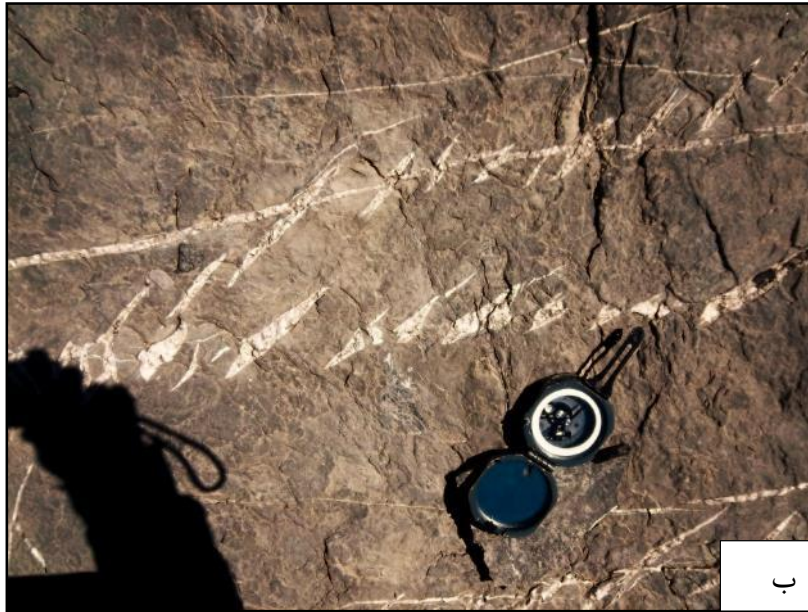
به منظور پی بردن به چگونگی جهت‌گیری درزه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، ۴ ایستگاه در

منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد. هر ۴ ایستگاه مورد مطالعه بر روی سازند سخت و شکننده روته قرار گرفته‌اند. در این بخش درزه‌های این ۴ ایستگاه را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۳-۴-۱- ایستگاه کوه شیربند:

این محل در نواحی غربی ارتفاعات شیربند واقع شده است. روند قالب درزه‌های برداشت شده از این ناحیه N40E تا N50E می‌باشد. این چنین به نظر می‌رسد که درزه‌های برداشت شده از این ایستگاه تا حد زیادی تحت تأثیر گسلش موجود در این ناحیه می‌باشد. درزه‌های برداشت شده از این ناحیه تا حدی با روند گسل موجود در این ناحیه که با نام گسل فرعی کوه شیربند معرفی گردید، هم‌ساز هستند.

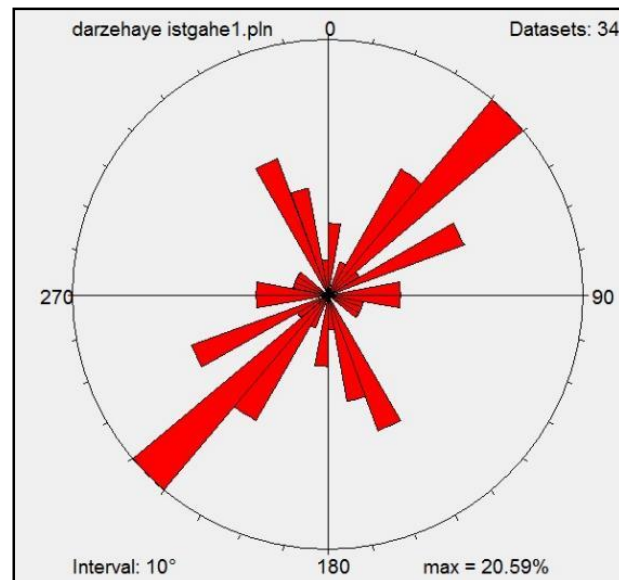




شکل ۳-۵۰- درزه‌هایی در ایستگاه کوه شیربند در سازند روتنه (جهت دید به سمت شمال شرق).

جدول ۳-۱۸- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه کوه شیربند.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد روند غالب
کوه شیربند	۳۴	N40-50E	۲۰,۶



شکل ۳-۵۱- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه کوه شیربند.

۳-۴-۲- ایستگاه غار شیربند:

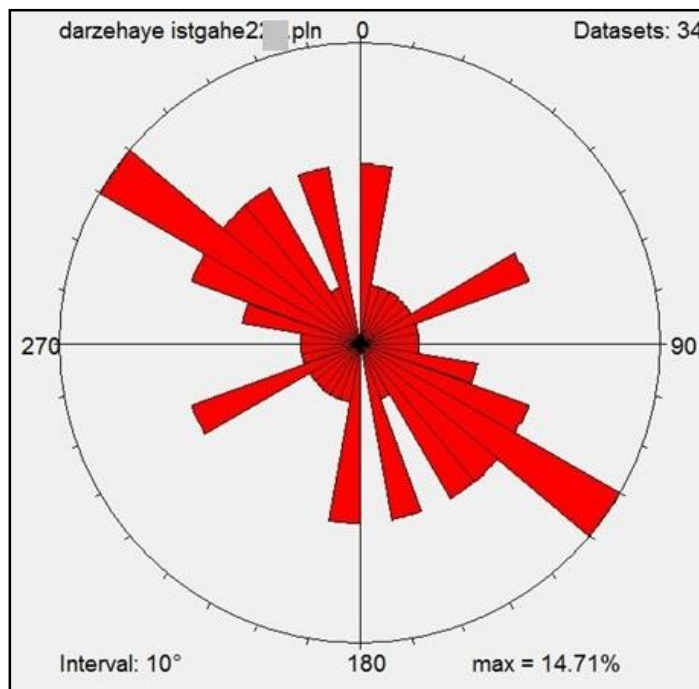
محل این ایستگاه شعاع یک کیلومتری شمال غار شیربند می‌باشد. داده‌های این ایستگاه نسبت به ایستگاه‌های دیگر پراکندگی بیشتری از خود نشان می‌دهد و این چنین به نظر می‌رسد عوامل متعددی در جهت‌گیری درزه‌های موجود در این ایستگاه دخیل بوده است. با این تفاسیر روند N50W تا N60W از جمله مهم‌ترین امتدادهایی هستند که درزه‌ها از خود نشان می‌دهند.



شکل ۳-۵۲- درزه‌هایی در اطراف غار شیربند.

جدول ۳-۱۹- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه اطراف غار شیربند.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد روند غالب
ایستگاه غار شیربند	۳۴	N50-60W	۱۴,۷



شکل ۳-۵۳- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه اطراف غار شیربند.

۳-۴-۳- ایستگاه منطقه نصرت آباد:

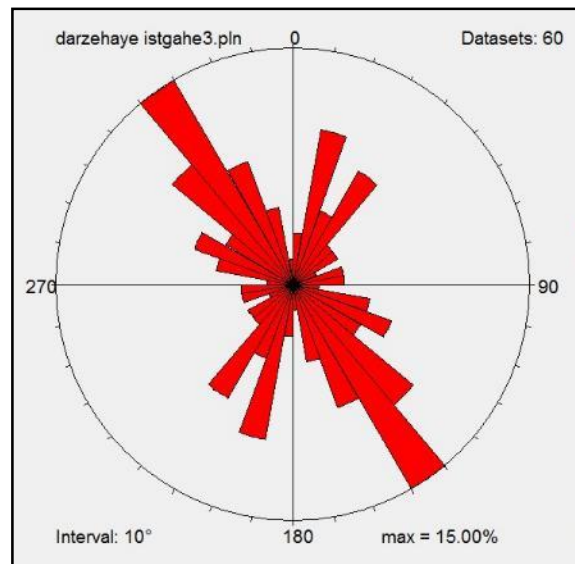
این ایستگاه در قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه و در شمال روستای نصرت آباد قرار گرفته است. برداشت‌های این ناحیه نیز از سازند روته بوده است. برداشت‌های صورت گرفته از این ناحیه روند N30W تا N40W را از خود نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که درزه‌های موجود در این ناحیه تا حد زیادی تحت تأثیر روند گسل شمال نصرت آباد قرار گرفته است. اگرچه این گسل روند خاصی را از خود نشان نمی‌دهد و با پیچ و خم‌های خود روندی سینوسی دارد اما در ایستگاه مورد بررسی درزه‌ها، روند گسل کمی به این امتداد تمایل دارد.



شکل ۳-۵۴- درزه مزدوج در منطقه نصرت آباد.

جدول ۳-۲۰- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه منطقه نصرت آباد.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد روند غالب
ایستگاه منطقه نصرت آباد	۶۰	N30-40W	۱۵



شکل ۳-۵۵- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه نصرت آباد.

۳-۴-۴- ایستگاه منطقه تموزا:

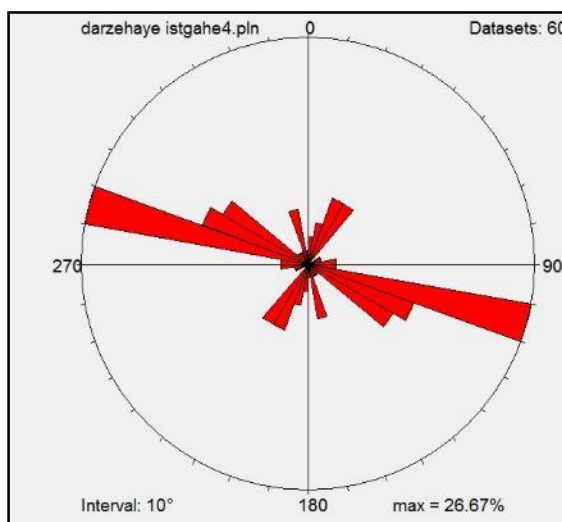
این ایستگاه به طور تقریبی در قسمت میانی منطقه مورد مطالعه و در قسمت‌های شمالی ارتفاعات تموزا قرار گرفته است. برداشت‌های این سازند نیز هم چون موارد پیشین از سازند سخت رفته بوده است. برداشت‌های صورت گرفته از این ایستگاه، تمرکز خاصی از خود نشان می‌دهد. روند کلی درزه‌های برداشت شده از این ایستگاه روند N70W تا N80W را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد درزه‌های این ناحیه نیز تا حد زیادی تحت تاثیر گسلش مجاور خود یعنی گسل منطقه تموزا (که پیش از این مورد بررسی قرار گرفت)، قرار گرفته است.



شکل ۳-۵۶- درزه هایی در ایستگاه منطقه تموزا

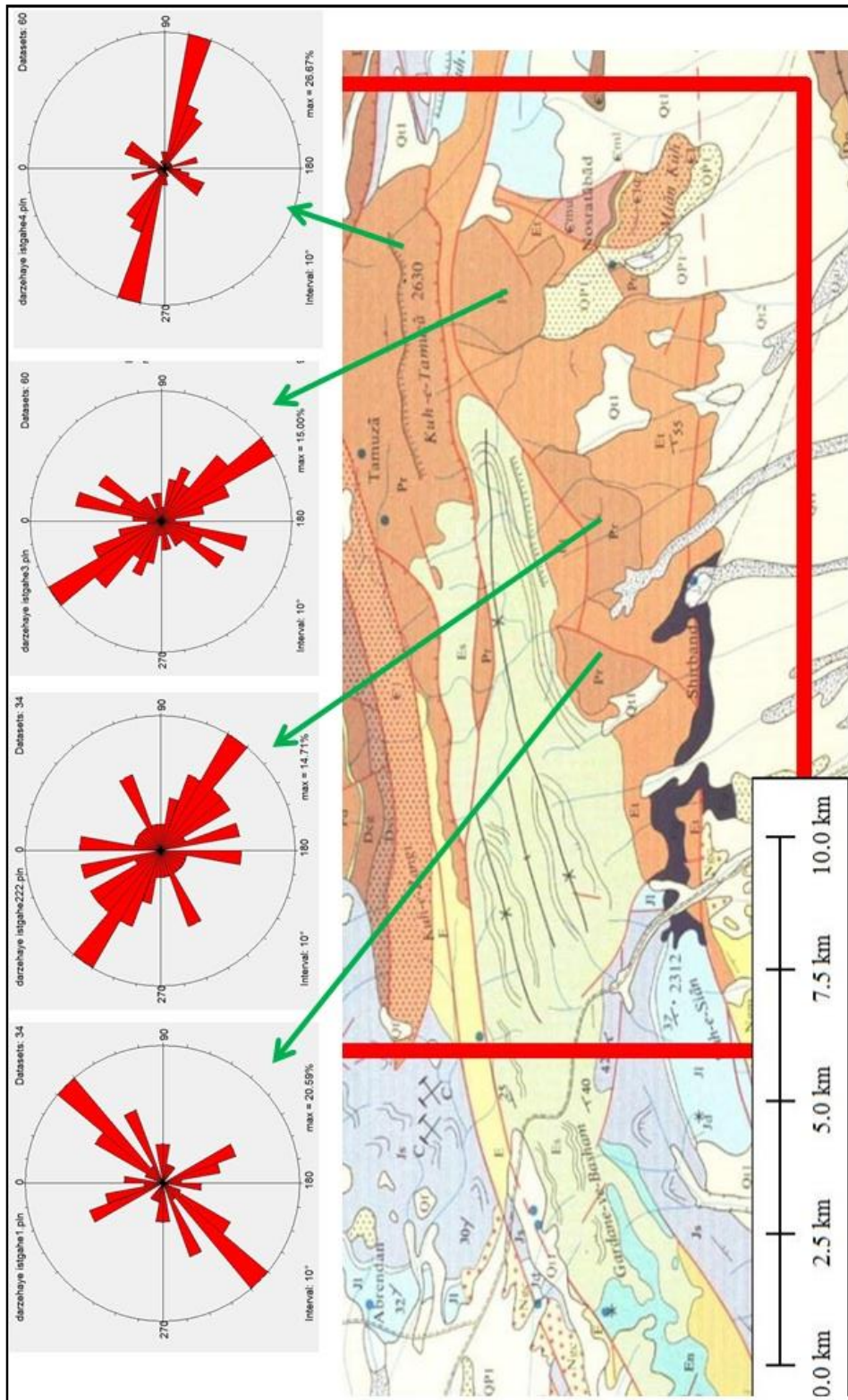
جدول ۳-۲۱- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه منطقه تموزا.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد روند غالب
ایستگاه منطقه تموزا	۶۰	N70-80W	۲۶,۷



شکل ۳-۵۷- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه تموزا.

به این ترتیب در جمع‌بندی کلی از درزه‌های موجود در ناحیه می‌توان چنین استنباط کرد که روند غالب درزه‌های موجود در ناحیه تا حد زیادی تحت تأثیر روند گسلش غالب موجود در منطقه بوده است. شکل ۳-۵۴ مکان تقریبی ایستگاه‌های مورد مطالعه و هم‌چنین رز دیاگرام حاصله از برداشت‌های صورت گرفته را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۵۸- محل ایستگاههای مورد مطالعه و رزیدیاگرام امتدادی درزه های برداشت شده. همان گونه که از شکل پیداست، روند غالب درزه های ایستگاههای مختلف تا حد زیادی تحت تاثیر گسلش مجاور می باشد.

فصل چهارم:

۴ بررسی میدان تنش در

محدوده مورد مطالعه

۴-۱- مقدمه:

در فصل قبل ویژگی‌های ساختاری عناصر موجود در منطقه مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل با تکیه بر ویژگی‌های ساختاری عناصر موجود در منطقه، ویژگی‌های حرکتی و همچنین تحلیل تنش مُسبب شکل‌گیری آن‌ها مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

رشته‌کوه البرز کمربندی V شکل است که در طول خود دچار انحنایی مُحدّب به سمت جنوب می‌باشد. داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که البرز تحت تأثیر حرکت رو به سمت شمال صفحه عربی می‌باشد. این پدیده سبب گشته تا شاهد شکل‌گیری میدان تنشی فشارشی با روند تقریبی شمالی - جنوبی در منطقه باشیم. اگرچه به طور کلی ایران را سرزمینی تحت فشار از سوی صفحه عربی در نظر می‌گیریم، اما داده‌هایی نظیر فوکال مکانیسم زلزله‌ها نشان می‌دهد که جهت‌گیری میدان تنش در واحدهای کوچکتر محلی‌تر گاهی انحراف‌ها و مغایرت‌هایی با میدان کلی تنش حاکم بر ایران دارند.

در دیدی کلی از منطقه مورد مطالعه جهت‌گیری چین‌خوردگیها و گسل‌ها چنین استنباط می‌گردد که منطقه مورد مطالعه در ناحیه‌ای با جهت‌گیری محور فشارشی شمالی - جنوبی تا شمال غرب - جنوب شرق واقع گردیده است. شرقی - غربی بودن امتداد گسل‌های موجود در منطقه و همچنین سطح محوری چین‌های موجود در ناحیه می‌تواند دلیلی بر این مُدعا باشد. در ادامه ما سعی بر آن داریم هر یک از ساختارها (اعم از چین‌خوردگی، گسلش) به طور مجزا و جداگانه مورد بررسی قرار گیرند تا به نتیجه‌گیری کلی در مورد چگونگی جهت‌گیری کلی میدان تنش دست یابیم.

۴-۲- بررسی ویژگی‌های میدان تنش:

یکی از مهمترین اهداف در بررسی‌های ویژگی‌های میدان تنش، یافتن جهت‌گیری محورهای $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ و σ_1 در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. σ_1 و σ_2, σ_3 به ترتیب معرف تنش‌های حداقل، میانی، حداکثر می‌باشند. در هر پهنه، تنش به سه محور اصلی $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ تعریف می‌شود که هر کدام از آنها یک

کمیت برداری (دارای جهت و مقدار) است. عوامل متعددی هستند که با بررسی آن‌ها می‌توان به جهت‌گیری میدان تنش حاکم بر منطقه دست یافت. به عنوان مثال فوکال مکانیسم زلزله‌های ثبت شده از چند ایستگاه از جمله مواردی است که می‌توان به کمک آن به این مهم دست یافت.

میدان تنش در زمان‌های متفاوت جهت‌گیری متفاوتی از خود نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند دلیلی بر حرکت و جابه‌جایی صفحات در طول زمان باشد. در این قسمت هدف صرف بیان جهت‌گیری تقریبی میدان تنش حاکم بر منطقه می‌باشد و بیان و محاسبه میزان نیروی وارده که سبب ایجاد چنین ساختاری در منطقه گشته، خارج از مجال این پایان نامه می‌باشد.

۴-۳- تعیین راستای تنش اصلی وارد بر منطقه مطالعاتی:

تعیین راستای تنش موجود در منطقه ابزاری کارآمد برای تحلیل تحوّل ژئودینامیکی منطقه در زمان‌های مختلف می‌باشد. لازمه دست یافتن به چنین هدفی تحلیل عناصر ساختاری منطقه نظیر چین‌ها و گسل‌ها می‌باشد.

در این بخش با استفاده از چین‌ها و گسل‌های موجود در منطقه به صورت محلی و کوچک مقیاس، راستای تنش موجود در منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. امروزه زمین‌شناسان برای تعیین راستای تنش اصلی از روش‌های متعددی استفاده می‌نمایند. به طور عمده عناصر مورد استفاده در این راستا، چین‌ها و گسل‌ها هستند. تعیین تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و بردار لغزش روی آن‌ها در گسل‌های مزدوج (conjugate fault) به طور اساسی پس از تئوری اندرسون (Anderson, 1942) شکل گرفت. روش‌های دیگر مانند الکساندروسکی (Aleksandrowski, 1985) و آرتود (Arthaud, 1969) مبتنی بر سطوح حرکتی (movement planes) هستند.

در این تحقیق در چند ایستگاهی که از منطقه مورد مطالعه داشته‌ایم روش دو جهتی عمود برهم (آنزلیه و ملچر)، روش پتیت و در انتها روش تعیین موقعیت تنش با استفاده از سطح محوری چین‌ها مورد

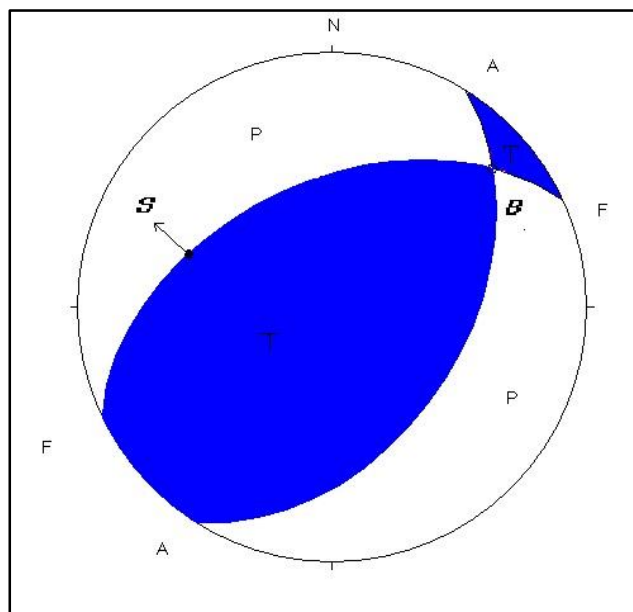
بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۳-۱- روش دو جهتی عمود بر هم:

این روش اولین بار توسط آنژلیه و ملچر (Angelier and melcher, 1977) ارائه شد. در این شیوه دو صفحه ترسیم می‌گردد. صفحه اول سطح گسل و صفحه دوم صفحه‌ای است که از دو نقطه قطب صفحه سطح گسل و بردار لغزشی سطح گسل می‌گذرد. به این ترتیب چهار منطقه بر روی صفحه ترسیمی مشاهده می‌گردد. دو قسمت از این نواحی فشارشی و دو قسمت دیگر کششی هستند (شکل ۴-۱).

ربع‌هایی که در شکل با حروف P و T نشان داده شده‌اند نشان دهنده محل فشارش و کشش در استریوگرام می‌باشد که به ترتیب به صورت بخش‌های تیره و روشن مشخص شده است.

بنابر قاعده‌ای کلی محور (σ_1) در ربع فشارشی و محور (σ_3) در ربع کششی قرار می‌گیرند. به ازاء هر سطح گسل و خش لغز روی آن یک دو وجهی عمود بر هم به دست خواهد آمد که محورهای تنش (σ_1) و (σ_3) به ترتیب به نواحی فشارشی و کششی آن تعلق دارند. به منظور دریافتن موقعیت دقیق سوگیرش محورهای تنش، لازم به تحلیل چندین گسل از ناحیه مورد مطالعه می‌باشیم. با انطباق استریوگرام‌های مربوط به دو وجهی هر سطح گسل بر روی هم، می‌توان نواحی مشترک فشارشی و کششی را تعیین نمود. پر واضح است که هر قدر تعداد گسل‌های مورد مطالعه بیشتر باشد، موقعیت محور فشارش محدودتر و دقیق‌تر خواهد بود.



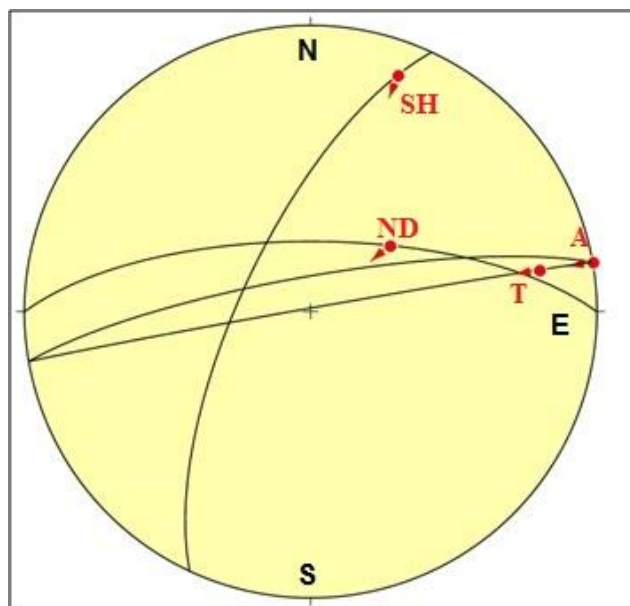
شکل ۴-۱- موقعیت تقریبی مکان فشارش و کشش در یک گسل معکوس.

دو وجهی حاصل از دو گسل در این شکل با هم ترکیب شده و نواحی فشارش تیره و کشش روشن محدودتری به دست آمده است. می‌توان این محدوده به دست آمده را با افزایش تعداد گسل‌ها، محدودتر نمود تا سرانجام به نقطه‌ای واحد که بیانگر موقعیت محور فشارشی است دست یابیم. همین عمل را می‌توان در مورد محور کششی (σ_3) نیز انجام داد. به عبارت دیگر در این روش، لغزش روی گسل‌هایی صورت می‌گیرد که وضعیت‌های متفاوتی دارند ولی تحت شرایط تنش یکنواخت هستند.

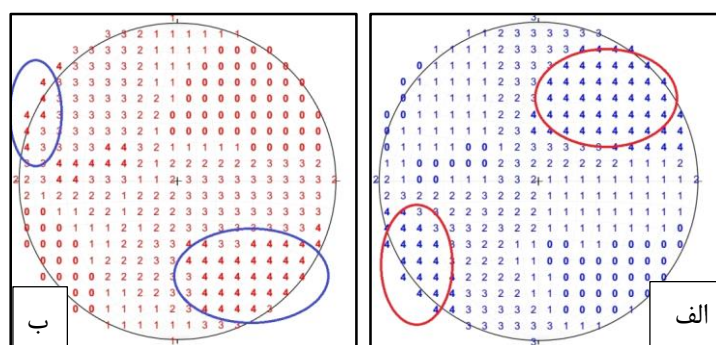
به منظور تعیین جهت تنش به این روش از چهار گسل آستانه، شمال دامغان، گسل شیربند و هم چنین گسل منطقه تموزا استفاده شده است. بر اساس روش دو وجهی برای داده‌های گسلی منطقه مطالعاتی، محور فشردگی دارای روند تقریبی شمال شرق- جنوب غرب و محور کشیدگی دارای روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق به دست آمد.

جدول ۴-۱- گسل‌های مورد استفاده جهت تعیین محور کشش و فشارش به روش دو صفحه عمود برهم.

نام گسل	امتداد گسل	شیب گسل	روند خطواره لغزشی	پلانژ خطواره لغزشی	سازوکار
گسل شمال دامغان (ND)	N 90 E	70 N	۰۵۰	۶۰	معکوس
گسل آستانه (A)	N 80 E	85 N	۰۸۰	۰۰	چپ‌بر
گسل کوه شیربند (SH)	N 25 E	70 NW	۰۱۳	۳۰	راست‌بر
گسل منطقه تموز (T)	N 80 E	89 N	۰۸۰	۲۰	چپ‌بر



شکل ۴-۲- موقعیت نسبی چهار گسل مورد بررسی جهت تعیین محورهای تنش.



شکل ۴-۳- استریوگرام موقعیت تقریبی سوگیرش محور فشارش (الف) و کشش (ب) به روش دو صفحه عمود بر هم. شکل الف- محور فشارش در ناحیه دارای جهت‌گیری تقریبی شمال شرق - جنوب غرب می باشد. شکل ب- محور کشش در ناحیه دارای جهت‌گیری تقریبی شمال غرب - جنوب شرق می باشد.

۴-۳-۲- روش پتیت:

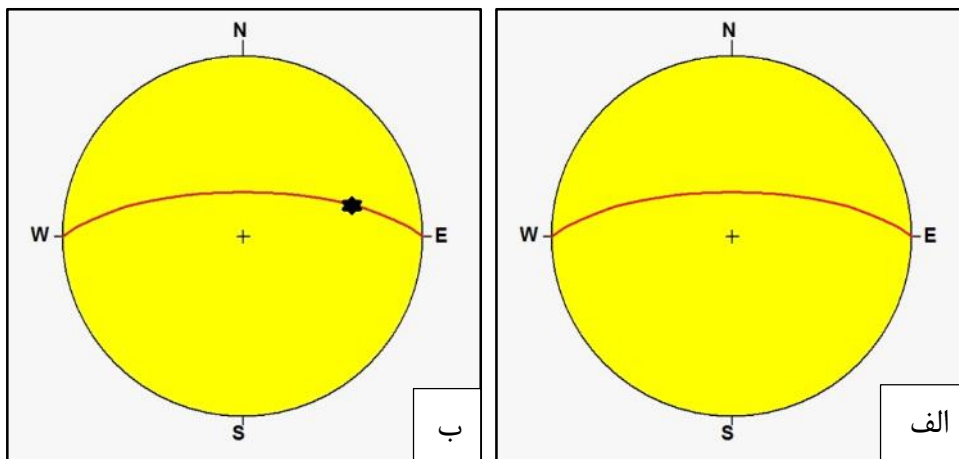
در این روش نیز همچون روش پیشین از گسل و خَش لغز روی آن استفاده می‌گردد. در این روش به شرح زیر اقدام می‌نماییم:

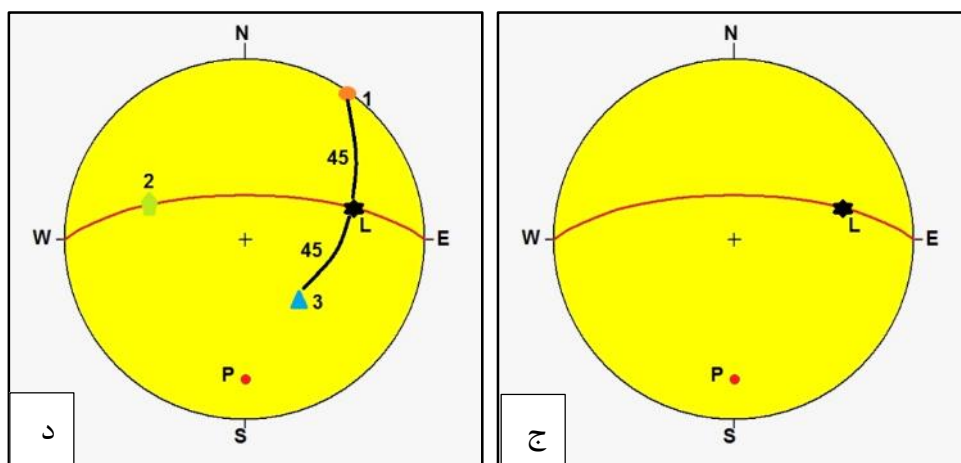
۱- ابتدا موقعیت گسل را بر روی شبکه اِشمیت ترسیم می‌نماییم (شکل ۴-۴-الف).

۲- در گام دوّم زاویه ریک یا افتادگی ساخت خطی آینه گسلی (خَش لغز) را بر روی سطح گسل مشخص می‌نماییم (شکل ۴-۴-ب).

۳- در مرحله آخر جهت لغزش و قطب گسل در صفحه‌ای که صفحه حرکت نامیده میشود، رسم می‌گردد (شکل ۴-۴-ج).

حال به تعیین تَنشِ حداکثر و حداقل می‌پردازیم. در صفحه در بردارنده قطب صفحه گسل و ساخت-های خطی موجود بر روی سطح گسل (خَش لغز)، اگر ۴۵ درجه به سمت سطح گسل حرکت نماییم، محل محور تنش حداکثر (σ_1) و در صورتی که ۴۵ درجه به سمت خلاف جهت حرکت نماییم، محل محور تنش حداقل (σ_3) مشخص می‌گردد. به این ترتیب محور (σ_1) و (σ_3) دارای فاصله‌ای ۹۰ درجه از هم هستند. محل قطب صفحه در بردارنده σ_1 و σ_3 نیز محل σ_2 را مشخص می‌نماید.





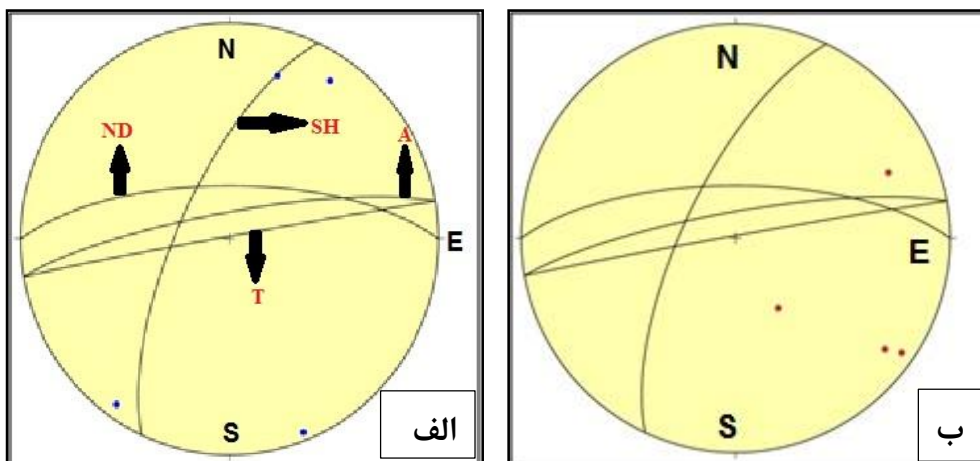
شکل ۴-۴- نحوه قرار گیری محورهای تنش در یک گسلش معکوس (گسل شمال دامغان).

این عمل را برای تمام گسل‌های موجود در منطقه صورت می‌دهیم و در انتها به منظور رسیدن به نتیجه نهایی، میانگینی از داده‌های محاسبه گشته می‌گیریم. اعداد نهایی بیان‌گر جهت‌گیری محورهای تنش در منطقه می‌باشد. شکل ۴-۶ مقدار میانگین محاسبه شده محورهای اصلی تنش منطقه را بازگو می‌نماید. به این ترتیب می‌توان جهت‌گیری محورهای تنش را به شرح زیر بیان نمود:

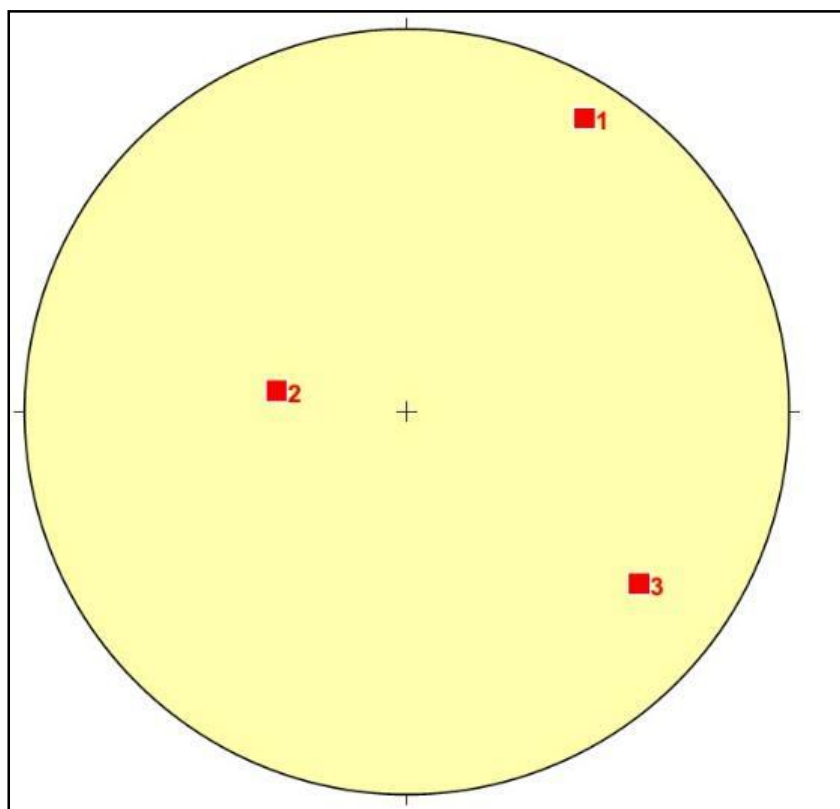
$$\text{تنش حداکثر} = 10^\circ / 0.20^\circ \quad \text{تنش میانگین} = 51^\circ / 281^\circ \quad \text{تنش حداقل} = 38^\circ / 116^\circ$$

جدول ۲-۴- گسل‌های مورد استفاده در روش پتیت.

نام گسل	امتداد گسل	شیب گسل	روند خطواره لغزشی	پلانژ خطواره لغزشی	سازوکار
گسل شمال دامغان (ND)	N 90 E	70 N	۰۵۰	۶۰	معکوس
گسل آستانه (A)	N 80 E	85 N	۰۸۰	۰۰	چپ‌بر
گسل کوه شیربند (SH)	N 25 E	70 NW	۰۱۳	۳۰	راست‌بر
گسل منطقه تموز (T)	N 80 E	89 N	۰۸۰	۲۰	چپ‌بر



شکل ۴-۵- جهت گیری محورهای فشارش و کشش. الف) جهت گیری محورهای فشارش در ۴ گسل مورد بررسی گسل شمال دامغان (ND)، گسل آستانه (A)، گسل کوه شیربند (SH) و گسل منطقه تموز (T). ب) جهت گیری محورهای کشش در ۴ گسل مورد بررسی.



شکل ۴-۶- موقعیت محورهای تنش پس از میانگین گیری.

۴-۴- روش تعیین موقعیت محورهای تنش با استفاده از سطح محوری چین‌ها:

یکی از روش‌هایی که در آن می‌توان به جهت‌گیری محورهای اصلی تنش در منطقه پی برد، استفاده از چین‌ها می‌باشد. چین‌ها در زمین پاسخی به تنش‌های فشارشی می‌باشد. جهت‌گیری محورهای اصلی تنش در یک چین را می‌توان بدین شرح نام برد:

۱- قطب سطح محوری چین و یا همان خط عمود بر سطح محوری چین موقعیت محور تنش حداکثر (σ_1) را نشان می‌دهد.

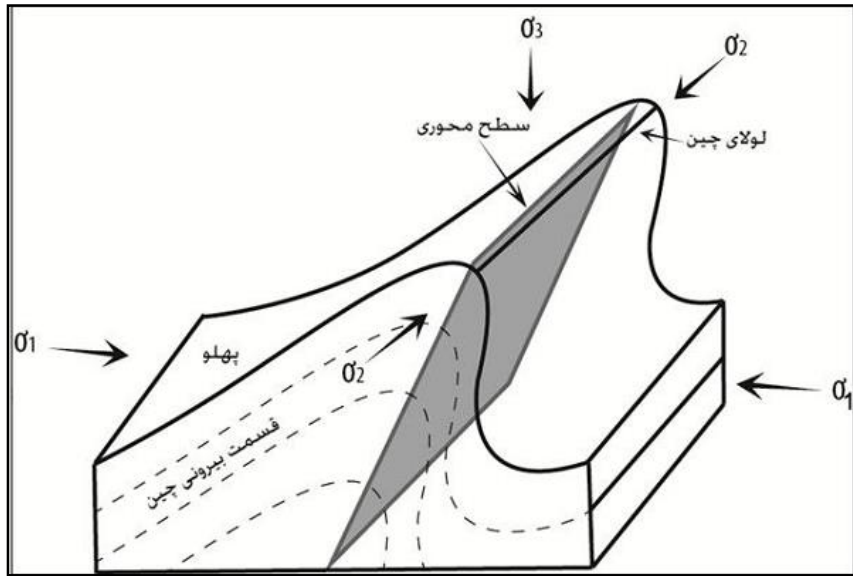
۲- جهت‌گیری خط لولای چین بیان‌گر موقعیت محور تنش میانه (σ_2) موجود در منطقه می‌باشد.

۳- در نهایت با توجه به عمود بودن سه محور تنش حداکثر (σ_1)، تنش میانه (σ_2) و تنش حداقل (σ_3) می‌توان با داشتن موقعیت تنش حداکثر (σ_1) و تنش میانه (σ_2)، به راحتی موقعیت محور تنش حداقل (σ_3) را تعیین کرد.

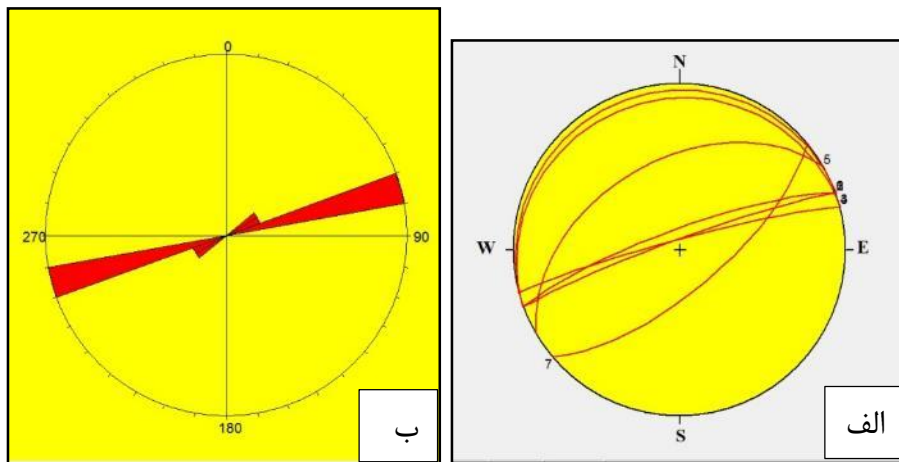
شکل ۴-۷ موقعیت نسبی جهت‌گیری محورهای اصلی تنش را در یک چین نشان می‌دهد.

همان‌گونه که از رز دیاگرام شکل ۴-۸ استباط می‌گردد، علیرغم اینکه چین‌های مورد مطالعه دارای گوناگونی فراوانی در مقدار و جهت شیب سطح محوری هستند، عموماً دارای امتداد سطح محوری N70E تا N80E می‌باشند.

جدول ۴-۲ موقعیت جهت‌گیری محورهای تنش را برای چین‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. چین‌های بزرگ مقیاس موجود در منطقه مورد مطالعه از اهمیت به مراتب بیشتری نسبت به چین‌های کوچک مقیاس موجود در منطقه دارد. بررسی آماری این چین‌ها نشان می‌دهد که محور فشارش در منطقه روندی تقریبی شمالی - جنوبی (کمی متمایل به شمال غرب - جنوب شرق) دارا هستند.



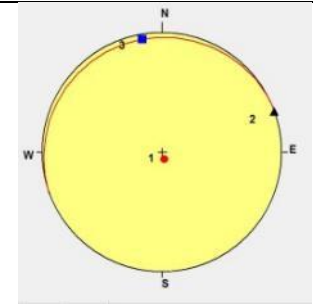
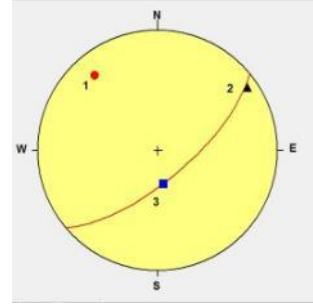
شکل ۴-۷- جهت گیری محورهای تنش در یک چین خوردگی (برگرفته از Davis & Reynolds, 1996).



شکل ۴-۸- امتداد سطح محوری چین های موجود در منطقه. الف-استریوگرام چین های برداشت شده از منطقه ب- رزداگرام امتدادی سطح محور چین های برداشت شده از منطقه.

جدول ۳-۴- موقعیت محورهای اصلی تنش در چین های برداشت شده.

شماره	نام چین	موقعیت محور _۱ σ_1	موقعیت محور _۲ σ_2	موقعیت محور _۳ σ_3	موقعیت سطح محوری	استریوگرام
۱	ناودیس شیربند	۱۰/۱۶۰	۱۹/۲۵۳	۶۷/۰۵۴	۸۰/۳۴۰	
۲	طاقدیس شیربند	۰۵/۱۶۰	۱۸/۲۵۰	۷۱/۰۵۵	۸۵/۳۴۰	
۳	ناودیس منطقه بشم	۰۵/۱۶۵	۱۵/۲۵۴	۷۱/۰۳۹	۸۵/۳۴۵	
۴	FO1	۸۰/۱۶۵	۰۰/۰۷۵	۱۱/۳۴۴	۱۰/۳۴۵	
۵	FO2	۴۵/۱۵۰	۱۲/۰۵۰	۴۳/۳۰۸	۴۵/۳۳۰	

	۰۵/۳۴۰	۰۵/۳۴۰	۰۰/۰۷۰	۸۵/۱۶۲	FO3	۶
	۷۰/۱۴۰	۶۷/۱۷۰	۱۰/۰۵۵	۲۰/۳۲۰	FO4	۷

۴-۵- نتیجه گیری و جمع بندی:

در دیدی کلی، داده های حاصل از روش دو جهتی عمود بر هم نشان می دهد که محور فشارش محدوده مورد مطالعه به طور تقریبی دارای جهت گیری شمالی - جنوبی، متمایل به شمال شرق - جنوب غرب می باشد. اما در روش پتیت محور فشارش منطقه به طور دقیق تری تعیین محل گردید. محور فشارش منطقه مورد مطالعه دارای امتداد تقریبی N20E می باشد. این امتداد به طور نسبی در محدوده محاسبه شده با روش دو جهتی عمود بر هم قرار می گیرد. اما نتایج با استفاده از سطح محوری چین ها کمی نتایج متفاوت تری را از خود نشان می دهد. با میانگین گرفتن از جهت گیری محل قرارگیری محور فشارش به این روش، درمی یابیم که محور فشارش تغییر جهت داده و حدود ۴۰ درجه به سمت غرب متمایل می گردد. محور فشارش در این روش دارای جهت گیری تقریبی N22W می باشد. شاید بتوان مهم ترین علت وجود این تمایز را در کمبود اطلاعات قابل اطمینان از ساختارهای موجود در منطقه عنوان کرد. چرا که بی شک با افزوده شدن میزان ساختارهای برداشت شده از ناحیه، بر میزان دقت جهت گیری محورهای تنش افزوده شده و این تمایز به حداقل کاهش پیدا می کند.

در جمع‌بندی کلی که از این فصل می‌توان چنین عنوان کرد که ناحیه مورد مطالعه به طور تقریبی تحت تأثیر میدان فشارشی با روند تقریبی شمالی - جنوبی قرار گرفته است.

فصل پنجم:

۵ مُطالعه ساختاری غار

شیربند

۵-۱- مقدمه:

غار شیربند از پدیده‌های جالب موجود در منطقه می‌باشد که به نظر می‌رسد تکتونیک حاکم بر منطقه نقش مؤثری در شکل‌گیری این غار داشته است. این غار در میان سازند آهکی روته روی داده و ساخت-های زیبایی را در درون خود جای داده است.

در این فصل در ابتدا توضیحات مختصری درباره علل شکل‌گیری کارست و غار (به عنوان گونه‌ای از اشکال کارست)، پرداخته می‌شود و سپس در ادامه سعی بر آن داریم تا با مقایسه عناصر موجود در بیرون غار و درون غار پی به چگونگی شکل‌گیری غار شیربند ببریم. برداشت مستقیم از درون غار نقش پر رنگ‌تری داشته است؛ اما به دلیل عدم کارکرد GPS در محیط درون غار، برداشت‌های درون غار چندان مَصون از خطا نمی‌باشد و به دلیل برداشت با متر نواری باید درصدی را به عنوان خطا در نظر گرفت.

۵-۲- تعریف کارست:

کارست در لغت به معنی یک منطقه سنگی است (در زبان قدیمی اقوام هند و اروپا) و هم‌چنین نام منطقه‌ای واقع در دالماسی در کشور یوگسلاوی است که سنگ‌های کربناته آن محل بر اثر فرآیندهای فرسایشی (karstification) شکل و منظر خاصی پیدا کرده است. به همین جهت ناهمواری‌ها و عوارض ناشی از عملکرد کارست را در سنگ‌های کربناته در نقاط مختلف دنیا، نواحی کارستیک می‌نامند.

فرآیندهای انحلالی روی سنگ‌های نواحی کارستیک موجب پیدایش اشکال و عوارض ظاهری در این ناحیه می‌گردد، به طوریکه این مناطق در بیشتر نقاط دنیا از یک منظره و زیبایی خاصی برخوردارند. به عنوان مثال منطقه کارستی شهر Guilin کشور چین که از جاذبه‌های گردشگری کشور چین محسوب می‌گردد و یا غار علیصدر در منطقه همدان که به نوبه خود از جاذبه‌های توریستی کشورمان می‌باشد، می‌توان نام برد.

این نکته نیز قابل ذکر است که پدیده انحلال علاوه بر سنگ‌های کربناته در سایر سنگ‌های قابل حل از قبیل، ژیپس، سنگ نمک و ژیپس نیز صورت می‌گیرد ولی از نظر گسترش و وسعت همانند سنگ‌های کربناته چندان قابل توجه و چشم گیر نیست اند.

۵-۳- چگونگی بروز کارست:

بطور کلی عامل اصلی در عمل کارستی شدن، انحلال سنگ‌های قابل حل است. این سنگ‌ها به ترتیب درجه انحلال عبارت‌اند از: سنگ نمک، انیدریت، گچ (ژیپس)، آهک، دولومیت. در این سنگ‌ها سنگ نمک، انیدریت و گچ چون نرم هستند و در مقابل فشار قابلیت انعطاف از خود نشان می‌دهند، درز و شکاف و شکستگی‌ها گسترش کمتری نسبت به سنگ‌های کربناته دارد. تنها قسمت‌های سطحی سنگ‌های مذکور در آب حل می‌شوند و تغییر شکل پیدا می‌کنند. ولی در سنگ‌های کربناته (که ذاتاً سنگ‌هایی با تراوایی پایین هستند) بر اثر تخلخل ثانویه ناشی از شکستگی‌ها و درز و شکاف‌های موجود و هم چنین عبور آب باران از لابه‌لای این درزه‌ها، توسعه و گسترش کارست بیش از سنگ‌های با قابلیت انعطاف بالا می‌باشد.

بدیهی است عواملی در تشدید انحلال سنگ‌های کربناته نقش دارند که از آن جمله می‌توان به پدیده گسستگی و خردشدگی تکتونیکی و شرایط محیطی دیگر از قبیل اسیدیتته و درجه حرارت و درجه خلوص سنگ‌های کربناته اشاره کرد.

۵-۴- عوامل مؤثر در بروز کارست:

عوامل متعددی در بروز کارست مؤثر هستند. مهم‌ترین این عوامل را می‌توان به شرح زیر نام برد:

جنس سنگ: انحلال‌پذیری مواد تشکیل دهنده سنگ و یا کلاً استعداد کارستی شدن سنگ در مقابل شرایط هیدرولیکی محیط.

حُضور آب: بویژه آب‌هایی که دارای مقدار قابل ملاحظه‌ای گاز کربنیک محلول باشد و یا حاوی اسید هومیک و سایر املاح تشدید کننده انحلال سنگ در آب باشند.

فرسایش هیدرولیکی: بخصوص زمانی که سنگ‌های قابل حل در معرض جریان آب قرار بگیرند. لذا در مناطق کم باران (۲۵۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر در سال) و بویژه در مناطق گرم گسترش کارست کمتر صورت می‌گیرد.

دمای محیط: انحلال سنگ‌های کربناته در آب‌های حاوی گاز کربنیک محلول با درجه حرارت پایین، بیشتر از آب‌های با درجات بالاتر است. بنابراین در ارتفاعات سرد سیر در صورت حضور سایر شرایط امکان کارستی شدن بیشتر است.

عامل آسیدیته: عامل دیگری که در انحلال‌پذیری سنگ‌های کربناته نقش اساسی و عمده‌ای دارد عامل PH می‌باشد. انحلال‌پذیری در PH های پایین بیشتر و سریع‌تر از PH های بالا صورت می‌گیرد. بنابراین در محیط‌هایی که به دلایل مختلف PH پایین است (حلالیت زیاد CO₂ در آب و وجود اسید هومیک و...) عمل انحلال سنگ‌های کربناته بیشتر صورت می‌گیرد.

از دیگر عواملی که در بروز کارست مؤثراند می‌توان نوع سنگ آهک، نوع جریان آب و موقعیت جغرافیایی منطقه را نام برد که هر مورد از این عوامل به نوبه خود در گسترش پدیده‌های کارستی اثر بسزایی می‌تواند داشته باشد.

۵-۵- نقش تکتونیک در گسترش کارست:

با توجه به عوامل مؤثر در کارستی شدن، بدیهی است که گسترش، فراوانی و شدت شکستگی‌ها می‌تواند نقش اساسی در تشدید کارستی شدن داشته باشد. به‌طورکلی پدیده‌های تکتونیکی نقش بسزایی در گسترش مناطق کارستیک و پدیده‌های کارستی می‌تواند داشته باشد. بخصوص جریان یافتن آب به داخل درز و شکاف‌ها نقش عمده‌ای بازی می‌کنند. بنابراین یکی از عوامل بسیار مهمی که در

گسترش کارست در مناطق آهکی و بخصوص سفره‌های آبدار در این مناطق (علاوه بر سایر عوامل مؤثر در گسترش)، عامل تکتونیک است. اطلاعات مربوط به این فاکتور را می‌توان به کمک نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی منطقه و یا به کمک حفاری و گرفتن مغزه از توده سنگ و تعیین درصد شکستگی سنگ (RQD) و جمع‌آوری اطلاعات حاصل از حفاری و گمانه زنی و همچنین از طریق اطلاعات آماري گسترش و فراواني درزه‌ها و گسله‌ها، تا حدودی از وضعیت تکتونیکي منطقه حاصل نمود.

نتیجه مطالعات انجام شده حاصل از حفاری‌ها در سنگ‌های آهکی که به صورت ناودیس و یا طاقدیس چین‌خورده‌اند و در قسمت‌های سطحی آن‌ها سینک هول‌ها و سایر اشکال کارستی دیده شده، نشان داده است که به دلیل اینکه معمولاً کمان داخلی ناودیس یا تاقدیس تحت اثر نیروی بسیار زیاد قرار دارد و این مسئله موجب جلوگیری از عمل کارستی شدن در این نواحی می‌گردد. دلیل این رویداد این است که این نیروی تراکمی بسیار بالا موجبات فشردگی و تخلخل کم و در نتیجه ناتراوایی سنگ را موجب می‌گردد. به این ترتیب پدیده کارستی شدن کمتر در این مناطق گسترش می‌یابد.

معمولاً در مطالعات تکتونیکي فراواني شکستگی‌ها بصورت دیاگرام‌های گلسرخی تهیه و مورد مطالعه قرار می‌گیرد، بطور معمول آنالیز شکستگی‌ها شامل مراحل زیر است:

- تعیین میزان باز شدگی درزه‌ها، تعیین نوع مواد پر کننده و بررسی سطوح شکستگی‌ها از نقطه نظر هموار و یا نا هموار بودن.

- بررسی آماري درزه‌ها و تعیین شیب و امتداد آن‌ها و همچنین تعیین اندازه و گسترش آن‌ها.

- رده بندی شکستگی‌ها و نحوه تشکیل آن‌ها.

۵-۶- غارها:

غارها یکی از عوارض کارستی هستند که بیشتر در زیر زمین و بطور پراکنده در قسمت‌های سطحی سنگ‌های مناطق کارستیک دیده می‌شوند. می‌توان غار را این گونه تعریف کرد: غار عبارت است از راهرویی زیرزمینی که معمولاً از یک مجرای تقریباً افقی تشکیل شده که به مجاری فرعی افقی یا قائم دیگر متصل می‌شود. مهم‌ترین عوامل که در تشکیل غارها مؤثراند عبارتند از:

۱- نوع سنگ آهک

۲- نوع جریان آب

۳- موقعیت جغرافیایی منطقه

نوع سنگ آهک: به طور کلی سنگ‌های آهکی عموماً به صورت لایه‌بندی منظم و دارای سیستم‌های درزه و شکاف هستند. بنابراین سطح لایه‌بندی و یا همان درز و شکاف‌ها محل‌های اولیه مناسبی برای نفوذ آب و شروع عمل انحلال در توده سنگ می‌باشد. عموماً محل شروع تشکیل غارها، در محل تماس یک لایه آهک خالص با یک لایه آهک ناخالص می‌باشد. با توجه به وسعت و توسعه درز و شکاف‌ها در توده سنگ آهک اشکال مختلفی از غارها به وجود می‌آید.

نوع جریان آب: غارها بر اثر فرآیندهای فرسایشی فیزیکی و شیمیایی جریان‌ها یا رودخانه‌های زیرزمینی شکل می‌گیرند. این عمل فرسایشی توسط رودخانه‌های زیرزمینی و یا تشکیل غارها به دو صورت انجام می‌گردد: اول زمانی که جریان آب در داخل درز و شکاف و یا غارها حالت آزاد داشته باشند. (یعنی قسمتی از مقطع پر از آب بوده و بقیه را هوا اشغال کرده باشد جریان آزاد گفته می‌شود). و این حالت زمانی به وقوع می‌پیوندد که محل تشکیل غار بالاتر از سطح آب زیرزمینی باشد.

دوم زمانی که تشکیل غار نتیجه عمل تخریبی دو رژیم جریان باشد. یعنی ابتدا جریان تحت فشار بوده و سپس تبدیل به جریان آزاد تبدیل گردیده است. که در این حالت مقطع غار به شکل بیضی و یا دایره دیده می‌شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه: این عامل به دو صورت در توسعه و ایجاد غار مؤثر است:

۱- شرایط آب و هوایی این منطقه از قبیل درجه حرارت و میزان بارندگی و ارتفاع منطقه و... از عواملی هستند که در تشکیل غار مؤثراند، همان‌طور که می‌دانیم درجه انحلال سنگ آهک با درجه حرارت آب نسبت عکس دارد یعنی اگر آب سردتر باشد مقدار بیشتری CO₂ را در خود حل خواهد کرد و بنابراین غارهایی که در محیط‌های سردتر توسعه می‌یابند دارای طول بیشتر و مقطع بزرگ‌تری هستند.

۲- پوشش گیاهی منطقه: پوشش گیاهی و جنگلی موجب می‌گردد که مقدار مواد عالی و هوموس خاک افزایش یافته و در نتیجه تجزیه این مواد، مقدار CO₂ موجود در خلل و فرج خاک زیادتر شود و آب‌های نفوذی حاوی مقدار بیشتری CO₂ گردند و این پدیده خود در عمل تخریب و تشکیل و توسعه مؤثر است. آهک‌هایی که در محل ریزش آب در غارها تشکیل می‌گردند معمولاً به صورت استوانه یا مخروط‌هایی باریک در سقف و کف غار در می‌آید که به نام‌های استالاگتیت و استالاگمیت خوانده می‌شوند. نقش اسید هومیک که ناشی از پوسیده شدن گیاهان در خورندگی آهک‌ها را نمی‌توان در این زمینه نادیده گرفت.

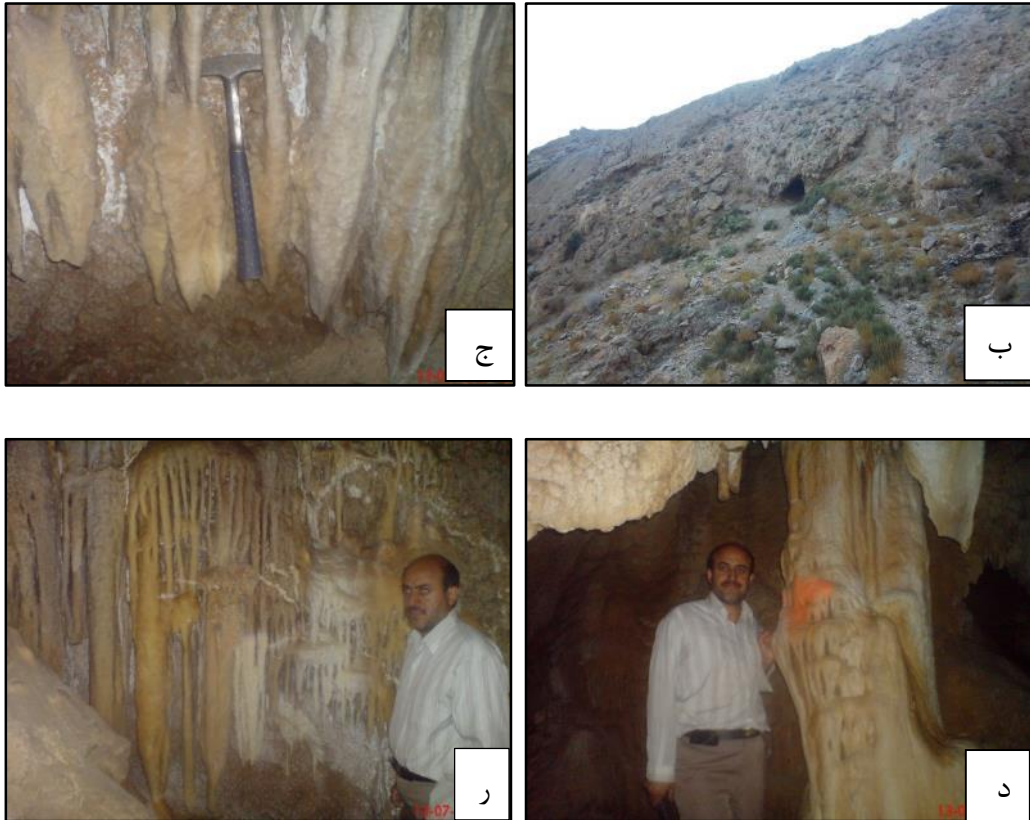
۵-۷- موقعیت غار شیربند:

غار شیربند در شمال دامغان و با مختصات دهانه عرض ۲۷٫۷' ۱۸° ۳۶ و طول ۰۸٫۵" ۱۹' ۵۴° در ارتفاع تقریبی ۱۸۲۰ متر از سطح دریا و در سازند آهکی روته شکل گرفته است. غار شیربند یک نمونه کارست تکامل یافته به طول تقریبی ۷۰۰ متر است که در امتداد روند غالب درزه‌ها و شکستگی‌های منطقه گسترش یافته است. روندیابی غار شیربند ۲ روند خاص را از خود نشان می‌دهد. ۱۵۰ متر

ابتدایی این غار داری روند تقریبی N55W است. این غار در ادامه مسیر خود تغییر روند داده و در ادامه طول تقریبی ۵۰۰ متر دارای روند تقریبی N65E می‌باشد.

به عقیده جلسون و زانگ مقدار ریزش‌های جوی بویژه به صورت برف از عوامل بسیار مهم در توسعه فضاها و درزها و خطوط گسلی و ایجاد گالری‌های زیرزمینی و غارها دارد؛ زیرا قابلیت انحلال آهک در صفر درجه حداکثر می‌رسد و وجود فشار زیاد در داخل سازندها، میزان انحلال را بالا می‌برد. آب‌های نفوذی به داخل درزه و شکافهای غار سرانجام به محیط داخلی غار هدایت می‌شوند. چکیده شدن این آب‌های نفوذی از سقف غار به سمت کف غار سبب به وجود آمدن استلاگمیت‌ها و استالاکتیت‌های زیبایی در درون غار گشته است. در برخی نقاط استالاگمیت‌ها و استالاکتیت‌ها به هم متصل شده و تشکیل ستون‌هایی به ارتفاع تقریبی ۳ متر گشته است.





شکل ۵-۱- برخی ساخت‌های درون غار شیربند. الف- نمایی نزدیک از دهانه غار شیربند (دید به سمت غرب).
 ب- موقعیت تقریبی دهانه غار شیربند در نمایی باز (دید به سمت جنوب غرب). ج- چکنده‌هایی که در دیواره غار شیربند
 شکل گرفته است. د- ستونی در درون غار شیربند که بر اثر به هم پیوستن استالاکمیت و استالاکتیت شکل گرفته
 است. ر- چکنده‌هایی کربناتی در اعماق درون غار شیربند.

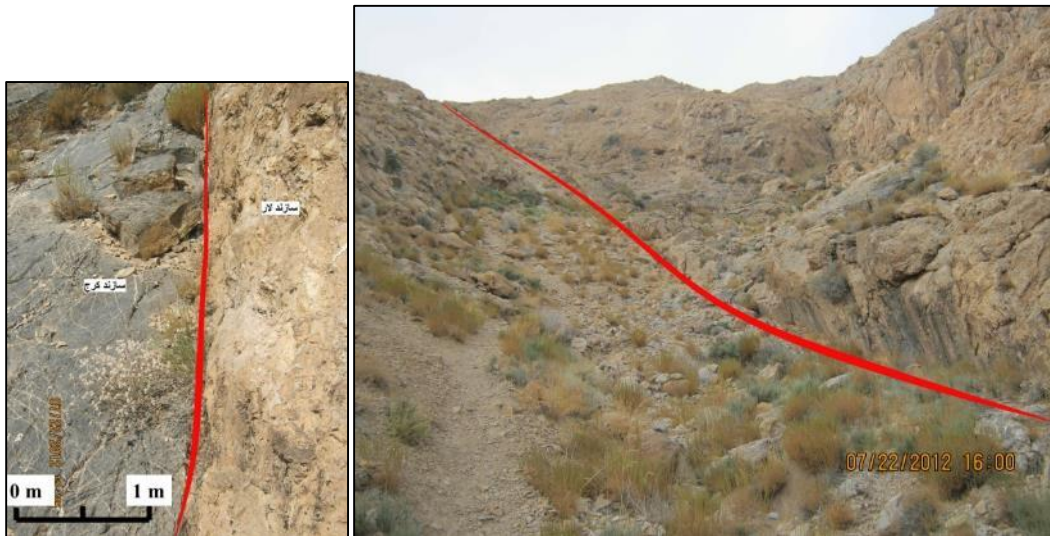
۵-۸- درزه‌ها و شکستگی‌های بیرون غار شیربند:

به منظور پی‌بردن به روند غالب درزه‌های موجود در منطقه، ایستگاهی برای این منظور در نظر گرفته شد. محل این ایستگاه دقیقاً خارج غار شیربند می‌باشد. درزه‌های موجود در این ایستگاه دو روند غالب را از خود به نمایش می‌گذارد. رز دیاگرام ترسیم شده این منطقه نشان می‌دهد که روند $N50W$ تا $N60W$ و هم‌چنین روند $N70E$ تا $N60E$ مهم‌ترین امتدادهایی هستند که درزه‌ها از خود نشان می‌دهند. این دو روند دقیقاً مطابق با همان روندهایی هستند که غار شیربند از خود نشان می‌دهد. بدین ترتیب این امر ما را به این نکته رهنمون می‌سازد که روند درزه‌های موجود در منطقه تا حد زیادی با

روند غالب غار شیربند منطبق بوده و تکتونیک منطقه نقش بسزایی در شکل‌گیری غار شیربند داشته است.

جدول ۱-۵ تعداد ۳۴ درزه برداشت شده از منطقه مورد مطالعه (شیربند) را نشان می‌دهد. همان‌طور که از رز دیاگرام ترسیم شده این درزه‌ها استنباط می‌گردد (شکل ۳-۵)، دو روند غالب در امتداد این درزه‌ها و شکستگی‌ها مشاهده می‌گردد. این دو روند غالب تا حد زیادی مطابق با روند درزه‌های برداشت شده از درون غار شیربند و هم‌چنین روند عمومی گسترش غار شیربند می‌باشد.

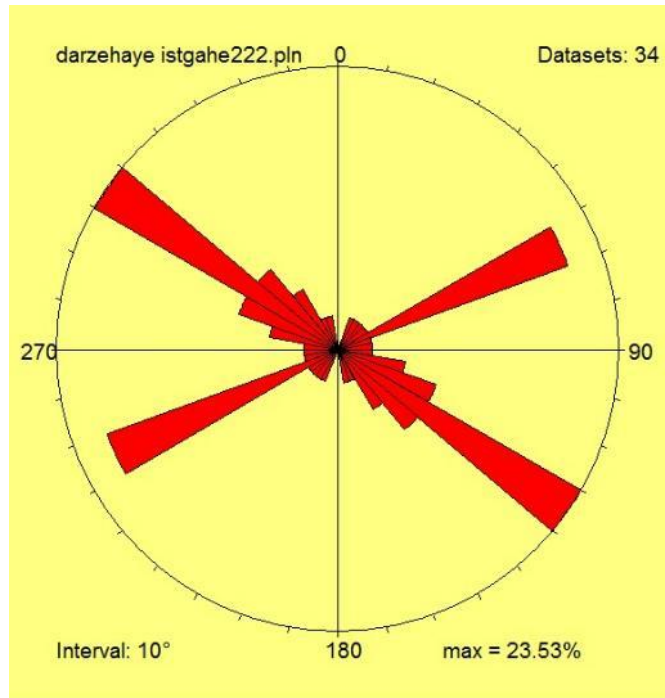




شکل ۵-۲- درزه و شکستگی‌های اطراف غار شیربند. الف- موقعیت تقریبی دهانه غار و شکستگی اطراف دهانه غار شیربند. غار شیربند در ادامه روند گسترشی خود به سمت این شکستگی متمایل می‌گردد و در امتداد آن ادامه می‌یابد (دید به سمت شمال غرب). ب- نمایی نزدیک از شکستگی که غار شیربند در امتداد آن گسترش می‌یابد (دید به سمت غرب). ج- شکستگی به همراه کنتاکت سنگ شناسی (لار و کرج) در بیرون غار شیربند (دید به سمت شمال).

جدول ۵-۱- درزه‌های برداشت شده در اطراف غار شیربند.

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
۱	۳۰	۷۱	۱۲	۲۰	۶۵	۲۳	۳۰	۷۸
۲	۳۵	۷۵	۱۳	۱۵	۷۱	۲۴	۴۰	۷۳
۳	۲۵	۶۰	۱۴	۱۵۰	۷۵	۲۵	۳۰	۸۰
۴	۱۵۵	۸۰	۱۵	۱۵۵	۷۶	۲۶	۱۶۰	۶۸
۵	۱۵۵	۶۶	۱۶	۱۵۰	۷۶	۲۷	۱۰	۷۴
۶	۱۴۵	۷۰	۱۷	۱۲۰	۷۱	۲۸	۱۸۰	۷۵
۷	۱۳۵	۷۳	۱۸	۳۵	۶۸	۲۹	۳۵	۸۲
۸	۱۱۵	۷۹	۱۹	۴۰	۷۵	۳۰	۵۰	۷۶
۹	۷۰	۷۵	۲۰	۱۷۰	۸۰	۳۱	۴۰	۶۹
۱۰	۳۵	۶۹	۲۱	۱۵۵	۸۲	۳۲	۵۰	۷۲
۱۱	۲۰	۷۹	۲۲	۳۵	۷۹	۳۳	۶۰	۷۷
						۳۴	۱۵۵	۷۶



شکل ۵-۳- رز دیاگرام امتدادی درزه‌های برداشت شده در منطقه اطراف غار شیربند.

جدول ۵-۲- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه اطراف غار شیربند.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد
ایستگاه غار شیربند	۳۴	N50-60W N60-70E	۲۳,۵۳

۵-۹- درزه‌ها و شکستگی‌های درون غار شیربند:

سطوح گسله و شکستگی‌ها و قطعه سنگ‌هایی که بر اثر شکستگی از دیواره غار و سقف غار جدا شده‌اند، از مناظر متداول در درون غار شیربند می‌باشند (شکل ۵-۴). مشاهده سطوح گسلی و درزه‌های متعدد در طول مسیر به خوبی شاهدهی بر تکتونیزه بودن این غار می‌باشد. برداشت روند و شیب درزه‌ها و شکستگی‌ها در درون غار احتیاج به مهارت و دقت بیشتری نسبت به برداشت درزه‌ها در خارج از غار دارد؛ چرا که علاوه بر تاریک بودن محیط و کمبود نور، باید دقت نمود که برداشت از سطوح شکستگی قطعه سنگ‌های نا برجا (جابه‌جا شده و جدا شده از دیواره) صورت نگیرد. در برخی موارد نیز سطوح شکستگی و گسله توسط فرآیند کانه‌زایی ثانویه (توسط کانی‌هایی مانند آهک و ژیپس) پوشیده

شده اند (شکل ۵-۴ ج). در این موارد هرچند سطوح صاف قابل انتظار از شکستگی‌ها دیده نمی‌شود، اما از این سطوح پوشیده می‌توان به عنوان سطح شکستگی برداشت نمود.

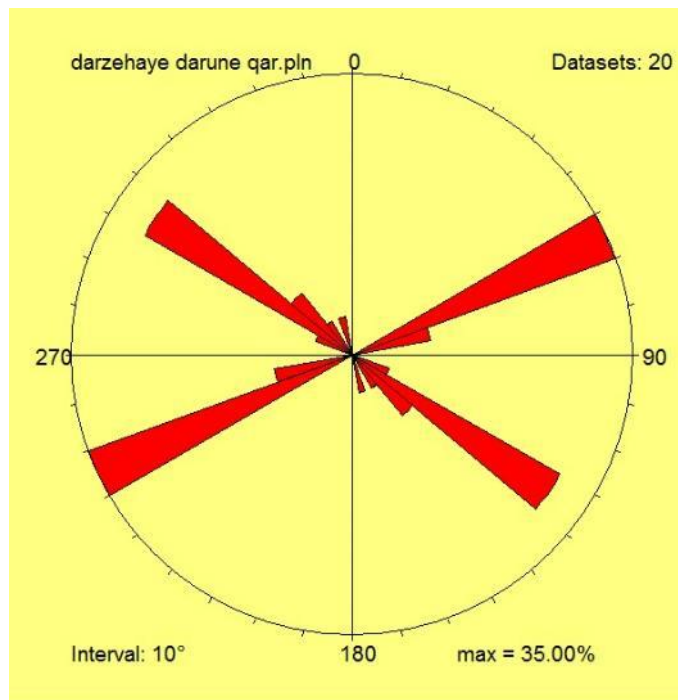
جدول ۵-۳ تعداد ۲۰ درزه برداشت شده از درون غار شیربند را نشان می‌دهد. بیشتر این درزه‌ها همانند درزه‌های بیرون غار درزه‌هایی با شیب زیاد هستند. رز دیاگرام امتدادی ۲۰ درزه برداشت شده از درون غار شیربند روند N50W تا N60W و روند N70E تا N60E را از خود نشان می‌دهد که تا حدی با روند درزه‌های برداشت شده در خارج از غار مطابقت دارد (شکل ۵-۳). تطابق نسبی روند درزه‌های برداشت شده درون غار با بیرون غار نظریه نقش تکتونیک در شکل‌گیری و گسترش غار شیربند را قوت می‌بخشد.



شکل ۵-۴- درزه و شکستگی‌هایی در درون غار شیربند. الف، ب- شکستگی‌هایی با کنتاکت واضح سنگ شناسی در درون غار شیربند. ج- سطح شکستگی در اعماق درون غار شیربند که توسط فرآیند کانه زایی ثانویه پوشیده گشته. د- سطح شکستگی عریان بدون فرآیند کانه زایی در قسمت‌های ابتدایی غار شیربند.

جدول ۵-۳- درزه های برداشت شده در درون غار شیربند.

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
۱	۳۳۴	۶۸	۸	۳۳۸	۸۰	۱۵	۰۳۳	۸۲
۲	۰۲۰	۷۵	۹	۳۴۰	۶۸	۱۶	۰۴۵	۷۶
۳	۰۳۸	۸۰	۱۰	۰۳۹	۷۴	۱۷	۳۴۸	۶۹
۴	۳۳۷	۷۹	۱۱	۳۳۲	۷۵	۱۸	۰۳۶	۷۲
۵	۳۳۸	۷۵	۱۲	۰۳۳	۷۶	۱۹	۳۳۵	۷۷
۶	۳۳۲	۶۹	۱۳	۰۵۸	۷۱	۲۰	۰۳۲	۷۶
۷	۲۵۶	۷۹	۱۴	۰۴۹	۸۲			



شکل ۵-۵- رز دیاگرام امتدادی درزه های برداشت شده در درون غار شیربند.

جدول ۴-۵- خصوصیات درزه‌های برداشت شده از ایستگاه درون غار شیربند.

نام منطقه	تعداد درزه برداشت شده	روند غالب	حداکثر درصد
ایستگاه درون غار شیربند	۲۰	N50-60W N60-70E	۳۵,۰۰

۵-۱۰- رابطه عناصر ساختاری و روند گسترش غار شیربند:

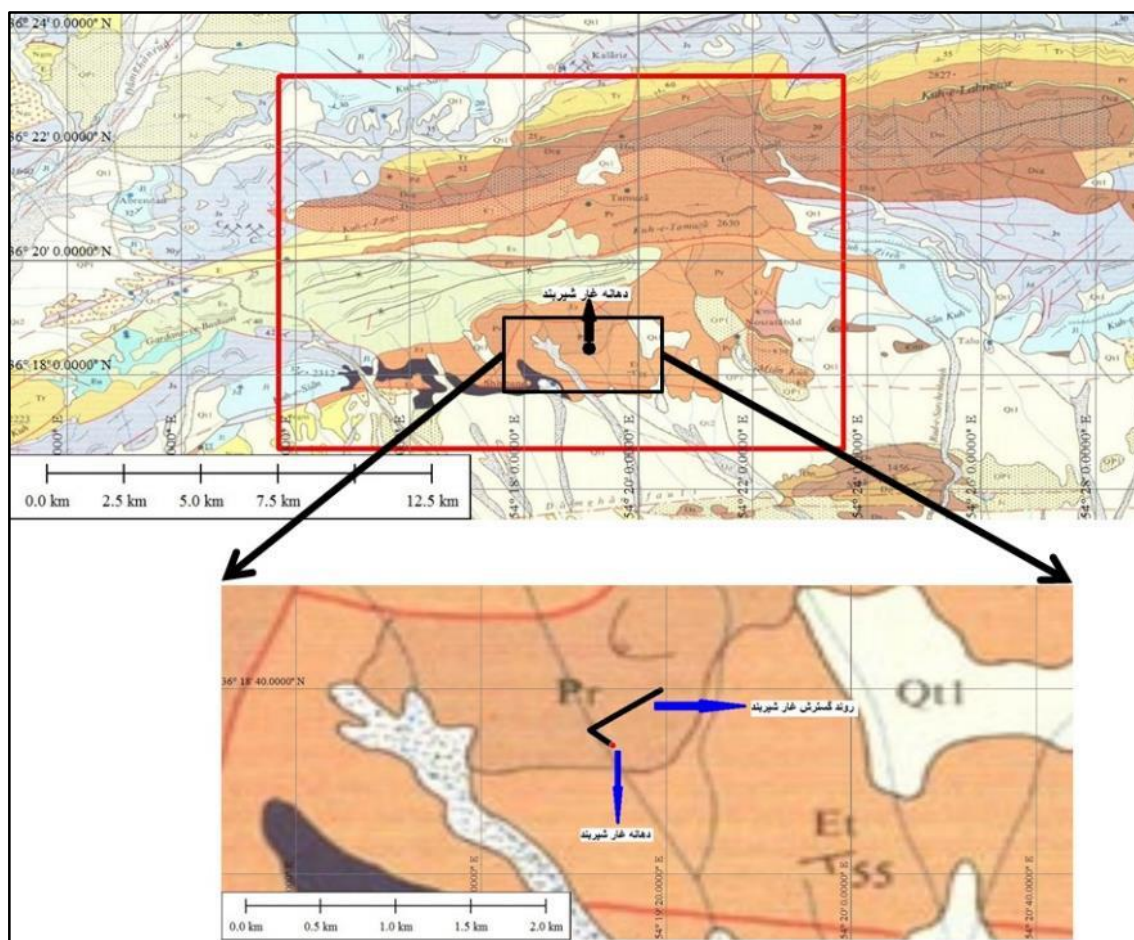
غار شیربند، غاری به طول تقریبی ۷۰۰ متر می‌باشد که در میان سازند آهکی روته قرار گرفته است. این غار دارای دالان‌ها و راهروهای باریک متعدد می‌باشد. این پدیده موجب سخت‌تر شدن عمل روندیابی غار می‌گردد. روند عمومی غار شیربند با توجه به حداکثر مسافت گسترش غار شیربند (که در برخی موارد موجب نادیده گرفته شدن برخی دالان‌ها می‌گردد)، با استفاده از مشاهدات عینی و متر نواری تعیین گردید. بررسی‌های درون غار شیربند نشان می‌دهد که این غار دارای دو روند گسترش عمومی می‌باشد. ۱۵۰ متر ابتدایی این غار دارای روند تقریبی N50W و ۵۰۰ متر انتهایی دارای روند N60E می‌باشد. این روند گسترش تا حد زیادی با روند درزه‌های غالب موجود در منطقه مطابقت دارد. به طور کلی دو عامل ساختاری تکتونیکی را می‌توان در روند گسترش غار شیربند مؤثر دانست:

۱- درزه‌ها و شکستگی‌های یال‌های چین خوردگی شیربند.

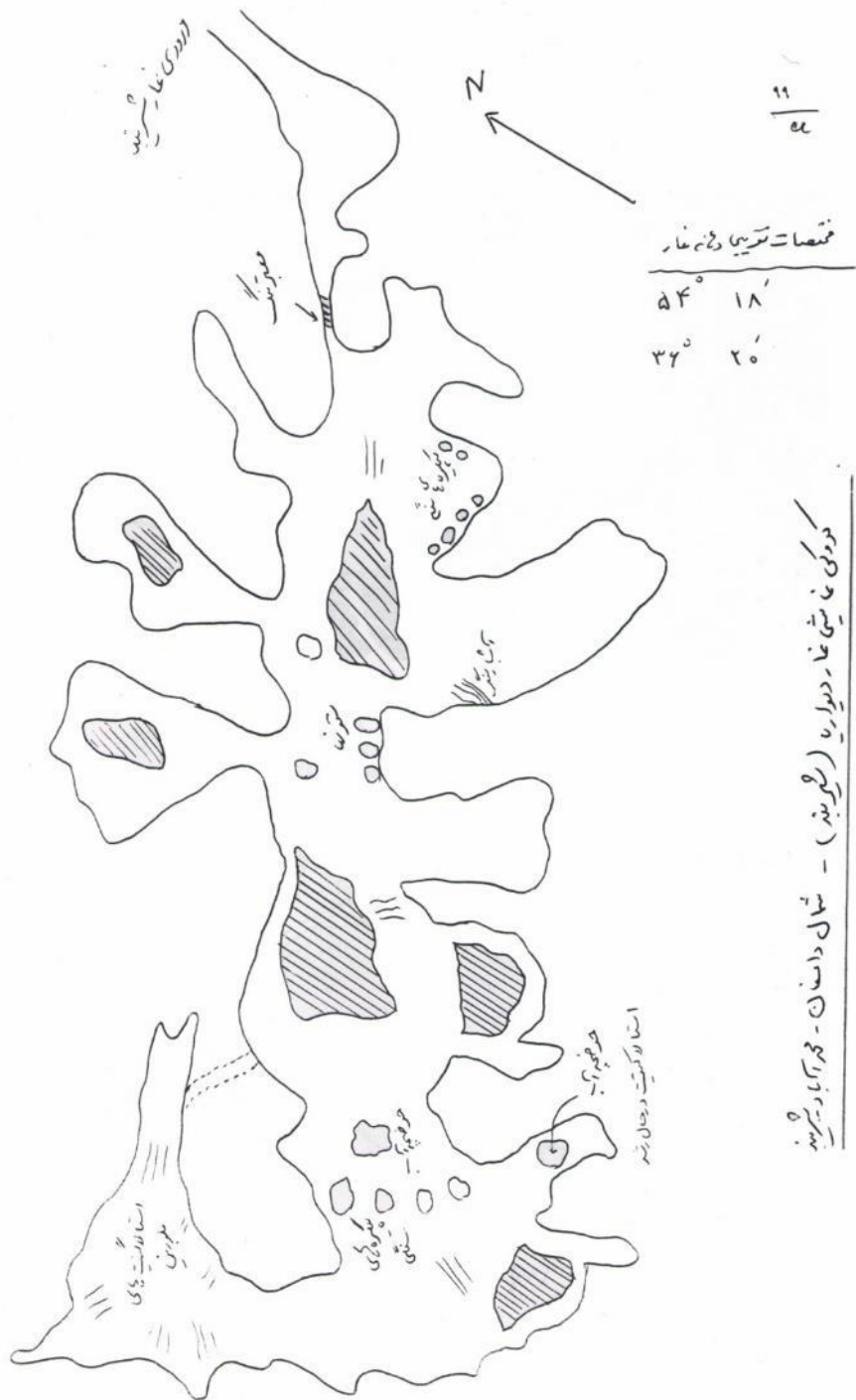
۲- درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل گسلش موجود در منطقه.

به طور کلی با ذکر دو دلیل می‌توان چنین بیان نمود که گسلش موجود در منطقه نقش بارزتری نسبت به چین خوردگی، در شکل‌گیری غار شیربند داشته است: اولاً، دهانه غار شیربند در فاصله ۲,۵ کیلومتری از سطح محوری ناودیس مجاور قرار دارد. چنین فاصله زیادی موجب گشته تا غار شیربند تا حد زیادی از شعاع تأثیر چین خوردگی منطقه که در سازند کرج روی داده، به دور باشد.

ثانیاً، همان گونه که در فصل ۳ بیان شد، در بیشتر موارد روند درزه‌های موجود در منطقه تا حد زیادی متأثر از روند گسلش مجاور می‌باشد. بنابراین می‌توان در مورد غار شیربند چنین بیان داشت که گسلش بیشترین تأثیر را در روند گسترش غار شیربند داشته است.



شکل ۵-۶- موقعیت تقریبی دهانه و روند گسترش غار شیربند بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان.



کروکی ناحیه غار دیوارها (شیربند) - شمال داسان - مازندران

شکل ۵-۷- روند گسترش و کروکی تقریبی غار شیربند (برگرفته از گزارش غارهای استان سمنان، رضانی ۱۳۸۰)

فصل ششم:

۶ نتیجه گیری و پیشنهادات:

۶-۱- نتیجه گیری:

بر اساس آنچه بیان شد، نتایج حاصل از این پژوهش را می توان به شرح زیر خلاصه کرد:

- شواهد ساختاری از قبیل چین ها و گسل های منطقه مورد مطالعه با مدل ترفشارشی در نظر گرفته شده برای البرز، همخوانی دارد.
- رژیم تکتونیکی عمومی حاکم بر منطقه فشارشی و دارای روند تقریبی شمالی - جنوبی عمل کرده است؛ وجود چین ها و راندگی های متعدد با روند شرقی - غربی شاهدهی بر این مدعاست.
- در منطقه مورد مطالعه ۳ دسته چین وجود دارد:
 ۱. چین های بزرگ مقیاس با روند غالب N75E
 ۲. چین های متوسط مقیاس با روند غالب N70E
 ۳. چین های کوچک مقیاس با روند غالب N75E
- چین های بزرگ مقیاس موجود در منطقه دارای روند N75E می باشند. این چین ها را می توان به دلیل کوتاه شدگی در البرز در نتیجه برخورد صفحه عربی به ایران دانست.
- چین های اصلی موجود در منطقه در تقسیمات زاویه بین یالی در گروه چین های باز و هم چنین در رده بندی بر اساس ویژگی های سطح محوری در گروه سطح محوری ایستاده با میل اندک لولای چین قرار می گیرند.
- بررسی گسل های منطقه نشان می دهد که اکثر این گسل ها دارای ساز و کار چپ بر با کمی مؤلفه معکوس هستند و عمدتاً در سازند روتی رخ داده اند.
- در محدوده مورد مطالعه گسل هایی با روند تقریبی شرقی - غربی بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده اند. گسل هایی با روند شمال شرق - جنوب غرب در جایگاه دوم قرار می گیرند.

- درزه‌های برداشت شده در مناطق گوناگون، به لحاظ امتداد، پراکندگی زیادی را از خود نشان می‌دهند و چنین به نظر می‌رسد که روند درزه‌های موجود در منطقه به دلیل هم‌روند بودن با گسلش منطقه، تا حد زیادی تحت تأثیر گسلش در منطقه بوده است.
- راستای تنش اصلی وارد بر منطقه بر اساس روش دو وجهی عمود بر هم بدین شرح بیان می‌گردد: محور فشارش: شمالی - جنوبی تا شمال شرق - جنوب غرب، محور کشش: شرقی - غربی تا شمال غرب - جنوب شرق.
- با استفاده از داده‌های برداشتی از گسل‌های منطقه، موقعیت محورهای تنش بر اساس روش پتیت برابر: تنش حداکثر = $10^{\circ}/0.20^{\circ}$ ، تنش میانگین = $51^{\circ}/281^{\circ}$ ، تنش حداقل = $38^{\circ}/116^{\circ}$ محاسبه گردید.
- با میانگین گرفتن از موقعیت محورهای فشردگی به دست آمده از سطوح محوری چین‌ها مختصات محور فشردگی برای این منطقه برابر N10W می‌باشد.
- با توجه به هم‌روند بودن درزه‌های درون و بیرون غار شیربند و هم‌چنین با توجه به گسترش غار شیربند در جهت روند غالب درزه‌های موجود در منطقه می‌توان چنین نتیجه گرفت که تکتونیک حاکم بر منطقه نقش مؤثری در چگونگی شکل‌گیری غار شیربند داشته است.
- به دلیل مسافت قابل توجه غار شیربند از چین‌خوردگی اصلی موجود در منطقه و هم‌چنین به دلیل مرتبط بودن روند غالب درزه‌های منطقه با گسلش منطقه، می‌توان چنین استنباط نمود که گسلش منطقه نقش پررنگ‌تری نسبت به چین‌خوردگی منطقه در شکل‌گیری و گسترش غار شیربند داشته است.

۶-۲- پیشنهادات:

هر تحقیق و رساله به رغم گستردگی و حجم خود پیوسته کاستی‌ها و موارد ناگفته‌ای را به همراه دارد. این تحقیق نیز مُستثنی از این قضیه نمی‌باشد. لذا مواردی را که در ادامه جای بحث کردن دارد در این قسمت می‌توان با عنوان پیشنهاد ذکر کرد:

- سن‌سنجی دقیق‌تر پترولوژی منطقه به منظور هرچه دقیق‌تر پی بردن به سن و سازوکار گسلش منطقه از جمله مواردی است که توصیه می‌گردد. هم‌چنین نصب GPS حساس به منظور درک نحوه عمل کرد گسل‌های منطقه توصیه می‌گردد.
- جهت انجام مطالعات دقیق‌تر و تکمیلی، می‌توان به مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی و توان لرزه-زایی گسل‌های موجود در منطقه از قبیل گسل شمال دامغان و گسل آستانه اشاره کرد.
- مدل‌سازی آزمایشگاهی منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده‌های برداشت شده صحرایی حاصل از این تحقیق می‌تواند ابزار مفیدی جهت هر چه بهتر شناسایی چگونگی شکل‌گیری ساختارهای منطقه باشد.
- بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی به دلیل مشاهده ساختارهای قابل بررسی در مناطق جنوبی منطقه مورد مطالعه و در رسوبات کواترنری از دیگر مواردی است که پیشنهاد می‌گردد.
- و در انتها، غار شیربند به دلیل دارا بودن مناظر درونی دیدنی می‌تواند یکی از جاذبه‌های گردشگری شهر دامغان باشد. می‌توان با سرمایه‌گذاری درست در این منطقه گردشگران و علاقه‌مندان زیادی را به اهداف خود رهنمون ساخت.

۷ پیوست‌ها

پیوست ۱: داده‌های برداشت شده از سطح گسل شمال دامغان در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست‌بر ۴: چپ‌بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	عرض	طول
350	50	332	68	1	36° 17' 45.6"	54° 20' 58.3"
010	55	354	70	1	36° 17' 44.9"	54° 20' 48.1"
020	60	027	68	-	36° 17' 49.8"	54° 20' 27.2"
005	70	356	70	1	36° 17' 52.6"	54° 20' 56.2"
010	75	042	64	1	36° 17' 45.2"	54° 20' 40.8"
355	70	035	67	-	36° 17' 48.7"	54° 19' 53.6"
015	80	045	62	1	36° 17' 55.8"	54° 19' 22.5"
350	70	023	68	-	36° 17' 45.2"	54° 20' 42.6"
345	75	063	52	4	36° 17' 53.4"	54° 18' 50.7"
000	60	081	24	-	36° 17' 53.4"	54° 18' 43.7"
355	50	074	37	4	36° 17' 56.2"	54° 18' 32.3"
005	75	066	47	4	36° 17' 50.7"	54° 17' 57.3"
010	80	059	55	4	36° 17' 58.5"	54° 18' 24.0"
010	70	073	39	4	36° 17' 46.3"	54° 15' 36.2"

پیوست ۲: داده‌های برداشت شده از سطح گسل آستانه - طزره در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست‌بر ۴: چپ‌بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	عرض	طول
350	85	079	08	4	36° 20' 20.7"	54° 14' 37.6"
0	90	078	05	-	36° 20' 24.8"	54° 15' 18.9"
355	80	076	20	-	36° 20' 35.3"	54° 15' 55.6"
5	75	081	13	4	36° 20' 25.4"	54° 15' 25.8"
340	80	081	09	4	36° 20' 32.7"	54° 16' 12.9"
350	90	262	10	-	36° 20' 35.8"	54° 16' 36.4"
340	70	266	06	4	36° 20' 36.9"	54° 16' 51.1"
355	90	078	03	4	36° 20' 34.8"	54° 16' 32.8"
350	75	265	26	-	36° 20' 43.2"	54° 17' 28.3"
355	80	263	17	4	36° 20' 37.9"	54° 17' 0.5"
345	90	261	04	4	36° 20' 35.3"	54° 16' 33.8"
350	90	078	17	4	36° 20' 33.7"	54° 16' 23.4"
355	85	078	10	-	36° 20' 34.3"	54° 16' 12.9"
10	80	080	05	4	36° 20' 24.8"	54° 15' 26.3"

پیوست ۳: داده‌های برداشت شده از سطح گسل منطقه شیربند در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست بر ۴: چپ بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	طول	عرض
295	70	007	41	3	36° 18' 24.4"	54° 17' 44.1"
285	60	005	35	3	36° 18' 27.6"	54° 17' 44.5"
305	75	008	51	-	36° 18' 36.6"	54° 17' 50.1"
300	70	013	21	-	36° 18' 34.6"	54° 17' 45.9"
290	55	016	23	3	36° 18' 29.0"	54° 17' 45.5"
295	60	021	11	-	36° 18' 27.2"	54° 17' 44.9"

پیوست ۴: داده‌های برداشت شده از سطح گسل منطقه شمال نصرت آباد در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست بر ۴: چپ بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	طول	عرض
5	80	-	-	-	36° 19' 56.2"	54° 20' 20.0"
15	85	-	-	-	36° 20' 17.0"	54° 21' 01.3"
20	80	-	-	-	36° 20' 17.6"	54° 21' 08.2"
315	75	-	-	-	36° 20' 18.6"	54° 21' 17.1"
320	70	-	-	-	36° 20' 18.8"	54° 21' 21.7"

330	89	-	-	-	36° 20' 19.1"	54° 21' 32.5"
350	85	-	-	-	36° 20' 16.6"	54° 21' 44.7"
350	70	-	-	-	36° 20' 15.6"	54° 21' 57.0"
355	80	-	-	-	36° 20' 14.3"	54° 22' 05.6"
10	89	-	-	-	36° 20' 17.9"	54° 21' 44.0"

پیوست ۵: داده‌های برداشت شده از سطح گسل منطقه قهوه‌خانه بشم در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست‌بر ۴: چپ‌بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	طول	عرض
050	70	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 14' 44.0"
65	74	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 14' 44.0"
76	86	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 14' 44.0"
55	80	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 14' 44.0"
60	70	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 13' 44.0"
53	50	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 13' 44.0"
50	60	-	-	-	36° 18' 17.9"	54° 13' 44.0"

پیوست ۶: داده‌های برداشت شده از سطح گسل منطقه تموزا در محدوده مورد مطالعه.

* سازوکار: ۱: معکوس ۲: نرمال ۳: راست‌بر ۴: چپ‌بر

سطح گسل		ساز و کار			مختصات	
جهت شیب	شیب	امتداد	شیب	سازوکار	طول	عرض
350	89	079	49	4	36° 20' 25.2"	54° 22' 1.4"
340	75	080	37	4	36° 20' 26.6"	54° 21' 42.9"
350	85	079	25	-	36° 20' 27.8"	54° 21' 32.8"
5	70	082	26	-	36° 20' 26.8"	54° 21' 18.6"
10	80	080	08	4	36° 20' 25.3"	54° 21' 7.9"
355	85	075	09	-	36° 20' 23.4"	54° 20' 23.6"
10	75	080	09	4	36° 20' 20.4"	54° 20' 21.3"
345	89	076	27	4	36° 20' 21.8"	54° 20' 40.8"
355	80	079	57	-	36° 20' 23.2"	54° 20' 54.6"
345	70	260	24	4	36° 20' 25.9"	54° 21' 17.0"

پیوست ۷: داده‌های برداشت شده از ناودیش شیربند.

یال جنوبی				
شماره	سطح برداشت شده		مختصات	
	جهت شیب	شیب	عرض	طول
1	323	30	36° 18' 42.5"	54° 15' 15.5"
2	329	26	36° 18' 55.1"	54° 15' 30.7"

3	318	33	36° 18' 58.2"	54° 15' 53.4"
4	311	35	36° 19' 7.6"	54° 16' 1.7"
5	340	40	36° 19' 15.9"	54° 16' 24.3"
6	309	30	36° 19' 8.0"	54° 16' 56.5"
7	350	36	36° 19' 26.7"	54° 17' 14.7"
8	319	25	36° 19' 26.0"	54° 17' 43.0"
9	298	25	36° 19' 27.6"	54° 17' 54.1"
10	335	20	36° 19' 22.9"	54° 18' 2.7"
يال شمالي				
1	181	41	36° 19' 0.4"	54° 14' 56.7"
2	191	45	36° 19' 10.9"	54° 15' 7.9"
3	167	50	36° 19' 15.9"	54° 15' 29.2"
4	186	50	36° 19' 20.9"	54° 15' 54.9"
5	193	60	36° 19' 26.7"	54° 16' 15.4"
6	180	53	36° 19' 36.7"	54° 16' 39.7"
7	201	52	36° 19' 30.7"	54° 16' 12.9"
8	160	55	36° 19' 20.7"	54° 16' 1.7"
9	151	45	36° 19' 19.7"	54° 15' 26.7"

10	176	50	36° 19' 2.4"	54° 14' 43.6"
----	-----	----	--------------	---------------

پیوست ۸: داده‌های برداشت شده از طاق‌دیس شیربند.

یال جنوبی				
شماره	سطح برداشت شده		مختصات	
	جهت شیب	شیب	طول	عرض
1	181	41	36° 19' 0.4"	54° 14' 56.7"
2	191	45	36° 19' 10.9"	54° 15' 7.9"
3	167	50	36° 19' 15.9"	54° 15' 29.2"
4	186	50	36° 19' 20.9"	54° 15' 54.9"
5	193	60	36° 19' 26.7"	54° 16' 15.4"
6	180	53	36° 19' 36.7"	54° 16' 39.7"
7	201	52	36° 19' 30.7"	54° 16' 12.9"
8	160	55	36° 19' 20.7"	54° 16' 1.7"
9	151	45	36° 19' 19.7"	54° 15' 26.7"
10	176	50	36° 19' 2.4"	54° 14' 43.6"
یال شمالی				
1	316	50	36° 19' 14.4"	54° 14' 4.4"
2	329	65	36° 19' 26.7"	54° 14' 25.6"

3	331	45	36° 19' 31.2"	54° 14' 44.9"
4	343	52	36° 19' 32.2"	54° 15' 4.6"
5	327	40	36° 19' 38.9"	54° 15' 23.7"
6	312	57	36° 19' 43.2"	54° 15' 21.7"
7	309	55	36° 19' 43.7"	54° 15' 39.9"
8	307	56	36° 19' 45.9"	54° 15' 51.4"
9	341	60	36° 19' 35.2"	54° 15' 29.2"
10	322	50	36° 19' 25.4"	54° 14' 52.1"

پیوست ۹: داده‌های برداشت شده از ناودیش بشم.

یال جنوبی				
شماره	سطح برداشت شده		مختصات	
	جهت شیب	شیب	طول	عرض
1	316	50	36° 19' 14.4"	54° 14' 4.4"
2	329	65	36° 19' 26.7"	54° 14' 25.6"
3	331	45	36° 19' 31.2"	54° 14' 44.9"
4	343	52	36° 19' 32.2"	54° 15' 4.6"
5	327	40	36° 19' 38.9"	54° 15' 23.7"
6	312	57	36° 19' 43.2"	54° 15' 21.7"

7	309	55	36° 19' 43.7"	54° 15' 39.9"
8	307	56	36° 19' 45.9"	54° 15' 51.4"
9	341	60	36° 19' 35.2"	54° 15' 29.2"
10	322	50	36° 19' 25.4"	54° 14' 52.1"
پال شمالی				
1	167	40	36° 19' 41.2"	54° 13' 50.1"
2	183	50	36° 19' 43.4"	54° 14' 16.6"
3	178	55	36° 19' 44.7"	54° 14' 33.9"
4	168	60	36° 19' 49.7"	54° 14' 48.4"
5	173	65	36° 19' 55.9"	54° 15' 5.9"
6	194	60	36° 19' 54.7"	54° 15' 20.9"
7	169	65	36° 20' 0.2"	54° 15' 31.2"
8	174	70	36° 20' 2.9"	54° 15' 48.4"
9	173	55	36° 20' 0.2"	54° 15' 13.4"
10	183	50	36° 19' 40.4"	54° 14' 27.4"

پیوست ۱۰: داده‌های برداشت شده از چین FO1 :

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
1	340	28	6	160	27

2	343	30	7	155	30
3	345	35	8	165	35
4	347	38	9	166	39
5	345	45	10	170	35

پیوست ۱۱: داده‌های برداشت شده از چین FO2:

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
1	340	35	6	305	50
2	350	20	7	308	55
3	355	19	8	315	60
4	348	30	9	320	67
5	345	25	10	315	72

پیوست ۱۲: داده‌های برداشت شده از چین FO3:

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
1	95	40	6	150	55
2	100	46	7	160	45
3	110	40	8	170	50
4	115	45	9	165	60

5	105	55	10	163	70
---	-----	----	----	-----	----

پیوست ۱۳: داده‌های برداشت شده از چین FO4:

شماره	جهت شیب	شیب	شماره	جهت شیب	شیب
1	95	10	6	330	30
2	100	15	7	345	45
3	110	25	8	350	50
4	115	10	9	335	40
5	105	5	10	340	45

پیوست ۱۴- روند سطح محوری ریز چین‌ها:

شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد
1	163	6	52	11	162	16	180	21	169
2	85	7	10	12	128	17	27	22	168
3	100	8	165	13	10	18	161	23	175
4	110	9	130	14	50	19	11	24	166
5	166	10	168	15	22	20	172	25	51

پیوست ۱۵: درزه‌های برداشت شده از ایستگاه کوه شیربند.

شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد
1	130	8	90	15	60	22	60	29	135
2	135	9	70	16	30	23	120	30	135
3	70	10	115	17	15	24	130	31	130
4	155	11	120	18	65	25	175	32	150
5	65	12	150	19	140	26	180	33	155
6	85	13	70	20	170	27	20	34	5
7	130	14	120	21	90	28	125		

پیوست ۱۶: درزه‌های برداشت شده از ایستگاه غار شیربند.

شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد
1	30	8	115	15	90	22	70	29	35
2	35	9	70	16	150	23	30	30	50
3	25	10	50	17	120	24	40	31	40
4	95	11	20	18	70	25	30	32	50
5	155	12	20	19	40	26	160	33	60
6	145	13	15	20	170	27	10	34	90
7	135	14	150	21	100	28	180		

پیوست ۱۷: درزه‌های برداشت شده از ایستگاه منطقه نصرت آباد.

شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد
1	120	13	40	25	70	37	40	49	105
2	140	14	110	26	125	38	90	50	40
3	40	15	20	27	10	39	50	51	130
4	50	16	10	28	120	40	30	52	65
5	50	17	15	29	50	41	5	53	55
6	50	18	30	30	60	42	175	54	60
7	45	19	55	31	115	43	105	55	70
8	160	20	100	32	115	44	90	56	130
9	35	21	160	33	50	45	105	57	25
10	40	22	85	34	105	46	155	58	60
11	170	23	20	35	140	47	25	59	70
12	65	24	120	36	50	48	100	60	120

پیوست ۱۸: درزه‌های برداشت شده از ایستگاه منطقه تموزا.

شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد	شماره	امتداد
1	70	13	10	25	90	37	20	49	110
2	100	14	10	26	115	38	120	50	20

3	75	15	170	27	180	39	30	51	20
4	10	16	100	28	15	40	30	52	15
5	100	17	70	29	115	41	120	53	20
6	165	18	150	30	10	42	30	54	10
7	110	19	65	31	15	43	35	55	15
8	120	20	45	32	120	44	125	56	15
9	80	21	55	33	20	45	180	57	15
10	10	22	75	34	115	46	25	58	10
11	10	23	175	35	30	47	20	59	20
12	90	24	30	36	30	48	15	60	10

٨ منابع:

منابع فارسی:

۱. امیدی، پ.، (۱۳۸۰)، تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زون های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری در گستره سمنان - دامغان، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۶۴ صفحه.
۲. امیدی، پ.، نوگل سادات، م.ع.ا.، قرشی، م.، (۱۳۸۰)، جایگاه نظام گسلی دامغان در پهنه برشی همگرای آستانه - عطاری، فصل نامه علوم زمین، ۳۹-۴۰، ۲-۲۵.
۳. آقاباتی، ع.، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ ص.
۴. درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین شناسی ایران. موسسه انتشارات امیرکبیر دانشگاه تهران، ۹۰۱ صفحه.
۵. رحیمی، ب.، (۱۳۸۱)، مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
۶. رضانی اومالی، ر.، (۱۳۸۰)، بررسی غارهای استان سمنان، طرح پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۷ ص.
۷. شهرابی، م.، (۱۳۷۸)، تریاس در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۹ ص.
۸. علوی، م.، صالحی راد، ر.، (۱۹۷۵). نقشه زمین شناسی دامغان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۹. قاسمی، م.ر.، (۱۳۸۷)، پایه های زمین شناسی ساختمانی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۲۰ ص.
۱۰. قرشی، م.، آرین، م. (۱۳۸۹)، تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی، ۳۳۶ ص.

۱۱. کالزفیلیپس، ف.، (۱۳۷۸)، کاربرد تصاویر استریوگرافیک در زمین شناسی ساختمانی، ترجمه نوذر سامانی، انتشارات دانشگاه شیراز. ۱۳۴ ص.

۱۲. مارشاک، ا.، میترا، گ.، (۱۳۸۱)، روش های اساسی زمین شناسی ساختمانی. ترجمه محسن پورکرمانی، حسین معتمدی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.

۱۳. مدنی، ح. (۱۳۶۴)، زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک، انتشارات جهاد دانشگاهی دانشگاه صنعتی امیرکبیر.

۱۴. معماریان، ح.، (۱۳۸۷)، زمین شناسی ساختاری، انتشارات دانشگاه تهران، ۸۶۶ ص.

۱۵. نبوی، م. ح. (۱۳۵۵). دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

منابع لاتین:

1. Aharipour, R., Moussavi, M.R., Mosaddegh, H., Mistaen, B., (2010), "facies features and paleoenvironmental reconstruction of the early to middle devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (padeha formation) in the eastern alborz mountain", NE Iran , facies 56:279-294.
2. Alavi, M., (1991), "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran": Geol.Soc.Of Amer.,V.103, p.983-992.
3. Aleksandrowski, P., (1985), "Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthauds method": J.Struc.Geol.,V.7, P.73-82.
4. Allen, M. B., Jackson, J., & Walker, R. (2004). "Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates." Tectonics, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530 .
5. Allen, M.B., Ghassemi, M.R., shahrabi, M., Qorashi, M., (2003), "Accommpdation of late cenozoic oblique shortening in the alborz range", northern iran, journal of structural geology, v.25, pp.659-627.

6. Anderson, E., (1979), "The Dynamics of Faulting:" 2nded, Oliver and Boyd, Edinburgh.
7. Angelier, j. (1994). "Fault Slip Analysis & Paleostress reconstruction In Hancock," P. I. 1994. Continental Deformation, pergamon press Ltd. chapter 4, pp. 53-100.
8. Angelier, J., (1976), "Fault slip analysis and paleostress reconstruction:" (chapter 4), 72 p.
9. Angelier, J., and Melcher, P., (1977), "Sur un methode graphique de recherche des contraintes principes egalement utilisable en tectonique et en seismologie:" la methode des dièdres droites: Bull.Soc.Geol.F.V.7,p.1309-1318.
10. Angelier, J.,(1979), "Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population:" Tectonophysics, V.56, p.17-26.
11. Assereto, R. (1963), "the paleozoic formation in central Elborz(iran)", preliminary note. Rivista italian di paleontologia e stratigrafia, 69, pp. 503-543.
12. Berberian, M., (1976), "Quaternary fault in Iran in: contribution of the seismotectonics of Iran (part II)". Geol.Surv.Iran, Rep no.39.
13. Berberian, M., (1983), "Active faulting and tectonics of Iran in: continental deformation in Iranian plateau (contribution to the seismotectonic of Iran)". Part IV. Geol. Surv. Iran, Rep. no. 52.
14. Berberian, M., and King, G., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth sciences.V.18,p.210-265.
15. Berberian, M., King, G.G., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal Earth Science, 18: 210-265.
16. Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W., (2009), "South Caspian to Central Iran Basins", Geological Society London, London.
17. Bull, W. B. (2007). "Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology". Oxford: BLACKWELL.
18. Davis, G. H., & Reynolds, J. S. (1993). "Structural Geology of Rocks and Regions". New york: John Willy & Sons, INC.
19. Davis, G.H., (1984), "Structural geology of rocks and regions". Jhon Wiley and Sons. New york. 492.p.
20. Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmit, K.(1981), "on the rotation of the central – east iran microplate." N. Jb. Gcol. Palaont. Mh. (3), 108-192.

21. Dehghani, G.A., Makris, J.,(1983). "The gravity field and crustal structure of Iran". In: Geodynamics Project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Rep. ۵۱,۵۱- ۶۸.
22. Fleuty, M.J., (1964),"The description of fold, Proceedings of the Geologist Association", vol. 35, pp. 461-492.
23. Fossen, H., (2010),"Structural Geology", Cambridge University Press, New York.
24. Glaus, M., (1965), "die geologic des gebietes nordlich des kandovan." Geol.inst. E.T.H.U. Zurich, N.S., No. 48.
25. Hollingworth, J., Walker. R., Jackson, J., Bolourchi, M.J., Eshraghi, S.A.,
26. Hudleston, P. G., & Stephansson, O. (n.d.). "Ayer shorteing and Fold shap development in the buckling of single layers". Tectonophysics 17, 229-321.
27. Hugo, O., Franz, R., & Peter, A. (2002). "Easy handling of tectonic data": the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. Elsevier Science Ltd., Computers & Geosciences, 28, p. 1193-1200.
28. Jackson, J. A., & Mckenzie, D. P. (1984). "Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan". Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 77, p. 185-264.
29. Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M., (2002),"Active tectonic of the South Caspian Basin", Geophysical Journal International, v.148, p. 214-245.
30. Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Leanni, L., Bourles, D., Ahmadian, S., (2011a),"Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones)", Geodynamic implications for NNE Iran, Journal of Geodynamics, doi: 10.1016.
31. Jelson, p., zang, r. (2001). 'Hydrology of cave and karst' journal of hydrology.
32. John, G. R., & Martin, I. H. "The Techniques of Modern Structural Geology". Volume 2. Folds and Fracturing of Rock. Academic Press, USA. 391 pp.
33. Kronberg, P., (1983), "Patterns and principles of crustal fracturing as deduced from a Landsat – mosaic covering central and eastern Iran". Geological Survey of Iran, Report no.51,p.37-51.
34. Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). "Kinematic analysis of fault-slip data". journal of Structural Geology, V. 12, 973-986.

35. Marshak, S., Mitra, G., (1988), "Basic methods of structural geology", Newjersey: prentice Hall, Englewood Cliffs.
36. Price, N.J., and Cosgrove, J.W., (1990), "Analysis of geological structures", Cambridge University Press, 505. p.
37. Ramsay, J. G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", MacGraw-Hill, New York, 568p
38. Ramsay, J. G., & Huber, M. (1987). "The Techniques of modern structural geology". V(2)(fold and fractures), 3th Ed, Academic Press Limited 391.P.
39. Ramsay, J.G., (1988), "The Techniques of modern structural geology fold and fractures", Academic Press Limited V.2, 310.P.
40. Ramsay, J.G., 1976, "Folding and fracturing of rocks". Mc Grow – Hill Book Company, 568. p.
41. Ramsay, J.G., and Huber, M., (1987), "The Techniques of modern structural geology". V(1)(strain analysis), 4th Ed, Academic Press Limited 308.P.
42. Ramsay, J.G., and Huber, M., (1987), "The Techniques of modern structural geology". V(2)(fold and fractures), 3th Ed, Academic Press Limited 391.P.
43. Reading, H.G., (1996), "Sedimentary environments: processes facies and stratigraphy", 3rd Ed, Blackwell sciences, 688 pp.
44. Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaogor, T. and Hsu, K. J., (1988), "Origin and Assembly of the Tethyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys", (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), Geol. Soc. Of London, Spicial paper 37, 119-181.
45. Sengor, A.M.C., (1990), "a new model for the late paleozoic – mesozoic eveluation if iran and implication for oman." Geological society, special pub, no. 49, pp. 797-831.
46. Stampfli, G.M., (1978), "Etude geologique generale de Elburz oriental au S.Gonbad –e – qabus, (Iran, NE)", these fac. Sei. Univ. Geneve, 1-315.
47. Stampfli, G.M., (1978), "Etude geologique generale de Elburz oriental au S.Gonbad –e – qabus, (Iran, NE)", these fac. Sei. Univ. Geneve, 1-315.
48. Stampfli, G. M. (1978)." Etude geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad - e - Qabous, Iran NE". These Geneve, 329 p.

49. Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons". *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
50. Stocklin, J., (1968), "Structural history and tectonics of Iran, A review", *American Association of petroleum Geologists Bulletin*. v. 52, pp. 1229-1258.
51. Stocklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran"; A review. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* , 52, 1229-1258.
52. Stocklin, J. (1972). "Iran Central, Septentrional et Oriental". *Lexique stratigraphique International*, 3, Fascicule 9b, Iran, pp. 1-283, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
53. Stocklin, J. (1974). "Northern Iran: Alborz mountain, Mesozoic-Cenozoic orogenic belt, data for orogenic studies". *Geol. Soc. London, Sp. Pub.* 4, p. 213-234 .
54. Stockline, J., (1968), "Structural history of Iran". A review, *Bull Am Geol*,no.52.
55. Takin, M., 1972, Iranian, "geology and continental drift in the Middle East". *Nature*, V.235.
56. Tatar, M., (2001), "Etude seismotectonique de deux zones de collision continental: Le Zagros Central et l ' Alborz (Iran)", PhD. Thesis, University de Joseph Fourier.
57. Twiss, R., & Moores, E. (1992). "Structural Geology". W.H. Freeman and Company, NewYork.

ABSTRACT

Shirband region is a part of sedimentary structural zone of eastern Alborz which is located in north of Damqan. Stratigraphic studies illustrate outcrops of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rock units in this area with prevailing east – west to northeast – southeast structural trend. In this research cinematic and kinematic of fold and faults and situation of stress field of this area has been investigated. The strike of main faults in this area have east-west to northeast – southwest trend and reverse – left lateral mechanism. This geometrical arrangement and kinematics of faults is compatible with regional left lateral transpression. Survey of situation of folding in this area demonstrate that general trend of folding is east – west to northeast – southwest which this strike is due to northward movement of Arabian plate. Based on interlimb angle of fold (fluety 1964), most of the fold have taken place in open field. Based on the dip of axial plane and plunge of hinge line, the studied fold are classified into two domains: 1- upright sub horizontal 2-upright gentle plunging and just a few located in rank of steeply inclined gently plunging. The obtained result from the survey of situation of stress field using fold and faults plane show that direction of maximum stress have north – south (N-S) strike. Investigation result show shirband cave is a tectonic cave. Fault plane and joints line in this cave are instance for this topic.

Key words: shirband, eastern Alborz, structural analysis, transpression, stress field, shirband cave



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic Group

Structural analysis of Shirband area (north of Damqan)

Hamid Roohafza

Supervisor

Dr. R. Ramazani Oomali

Advisor

Dr. A. Taheri

February 2014