

سید محمد



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

تحلیل ساختاری گسل جنوب مشهد-چناران

نگارنده: مهسا ایزدی جاجرم

استاد راهنما

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر ناصر حافظی مقدس

بهمن ۱۳۹۵



مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

شماره: ۱۲۶۱۳
تاریخ: ۹۵/۱۲/۹
ویرایش:

فرم شماره ۷: صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خاتم مهسا ایزدی جاجرم به شماره دانشجویی ۹۲۳۴۳۱۴ رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان تحلیل ساختاری گسل جنوب مشهد-چناران که در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۱۸ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: بسیار امتیاز (۱۷/۸۵)) ☐ دفاع مجدد ☐ مردود ☐

نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☐

- ۱- عالی (۲۰-۱۹)
۲- خوب (۱۷/۹۹-۱۶)
۳- بسیار خوب (۱۸/۹۹-۱۸)
۴- قابل قبول (۱۵/۹۹-۱۴)
۵- تیره کتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رمضان رمضانچی اومالی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	دکتر ناصر حافظی مقدسی	استاد	-
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر علی اکبر مومنی	استادیار	
۴- استاد ممکن اول	دکتر پرویز امیدی	استادیار	
۵- استاد ممکن دوم	دکتر محسن خادمی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر امیدی
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: دکتر امیدی
۹۵/۱۲/۹



سپاس و ستایش مرخداى را جل و جلاله كه آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حكمت او در دل شب تار،
در قشآن. آفريدگارى كه نويشتن را به ما شناساند و دهمى علم را بر ما كشد و عمرى و فرصتى عطا فرمود تا بدان، بنده ضعيف نويش را در
طريق علم و معرفت يازمايد.

تقديم به

پدرم كه عالمانه به من آموخت تا چگونه در عرصه زندگى، ايستادگى را تجربه نمايم.
و به مادرم، ديامى بى گران فداكارى و عشق كه وجودم بر ايش همه رنج بود و وجودش برايم همه مهر.
و به برادرم كه همواره در طول تحصيل متحمل زحمت بود و نكيه گاه من در مواجهه با مشكلات، و وجودش ياد دگر مى من مى باشد.

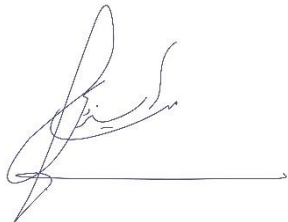
تقدیر و تشکر

اين پايان نامه با لگك، حمايت و راهنمايى بزرگوارانى به انجام رسيده كه بى شك تقدير از زحمات يكايك آنان به لگك كلمات بگاشته
بر صفحه كاغذ حق مطلب را بيان نمى كند.

سپاس بى پايان خود را در باب راهنمايى هاى خردمندانه استاد ارجمند و بزرگوارم "جناب آقاى دكتر رمضان رمضانى اواملى" عرض
مى نمايم بپنجنين نظرات مشاور گرامى "جناب آقاى دكتر ناصر حافظى مقدس" را ارج مى نمايم.

اینجانب مهسا ایزدی جاجرم دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل ساختاری جنوب مشهد- چناران تحت راهنمایی جناب آقای دکتر رمضان رضائی اومالی متعهد می شوم

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



امضای دانشجو

تاریخ: ۱۳۹۵/۱۲/۱۰

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده:

محدوده مورد مطالعه حد میان رشته کوه های بینالود و دشت مشهد، در مرز سنگ های اولترابازیک، اسپیلیت ها و سنگ های دگرگونی متعلق به پالئوزوئیک با رسوبات آبرفتی کواترنری دشت مشهد، قرار گرفته است. در این محدوده سنگ های دگرگونی، افیولیت ها، سنگ های معادل سازند لار و رسوبات کواترنری تحت تأثیر حرکات سامانه گسلی جنوب مشهد- چناران به طول ۱۵۰ کیلومتر قرار گرفته است. نتایج به دست آمده از بررسی وضعیت میدان تنش، با استفاده از ساختارهای موجود در منطقه و تحلیل لغزش گسل ها با استفاده از نرم افزار Win-Tensor، نشان می دهد که موقعیت محور تنش ماکزیمم (σ_1) در محدوده مطالعاتی شمال شرق- جنوب غرب به دست آمده است. با تحلیل تنش دیرین بر روی گسل جنوب مشهد- چناران و با توجه به جهت حداکثر تنش فشارشی (σ_1) و همچنین تحلیل خشلغزهای سطوح گسلی گسل جنوب مشهد- چناران دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و سازوکار امتداد لغز راست بر باکمی مؤلفه معکوس با شیب به سمت شمال شمال شرق تشخیص داده شده است. مؤلفه ی معکوس در این گسل بیان کننده سیستم فشارش در محدوده مورد مطالعه است. با توجه به شواهد صحرایی و نوزمین ساختی در مخروط افکنه ها، قطع شدگی و جابجایی آبراهه ها فعالیت گسل و حرکت آن به صورت راست بر تائید شد.

در نهایت پیشنهاد گردید نام این گسل به سامانه گسلی جنوب مشهد- چناران تغییر بیابد.

واژگان کلیدی: رشته کوه های بینالود، گسل مشهد- چناران، تحلیل سازوکار، تعیین تنش

فهرست مطالب

فصل اول

- ۱-۱) مقدمه..... ۲
- ۲-۱) تعریف مساله و تبیین موضوع..... ۲
- ۳-۱) سوالات تحقیق..... ۴
- ۴-۱) اهداف تحقیق..... ۴
- ۵-۱) فرضیه‌های تحقیق..... ۵
- ۶-۱) موقعیت جغرافیایی..... ۵
- ۷-۱) مهمترین راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه..... ۶
- ۸-۱) مورفولوژی و آب و هوای منطقه ۷
- ۹-۱) تاریخچه مطالعات قبلی منطقه..... ۱۰
- ۱۰-۱) پژوهش و مراحل انجام پایان نامه..... ۱۳
- ۱-۱۰-۱) گردآوری و مطالعه منابع..... ۱۳
- ۲-۱۰-۱) مطالعات صحرایی..... ۱۳
- ۳-۱۰-۱) پردازش داده‌ها..... ۱۴

فصل دوم

- ۱-۲) مقدمه..... ۱۶
- ۲-۲) موقعیت ایران در کمربند آلپ- هیمالیا..... ۱۶
- ۳-۲) موقعیت تکتونیکی و زمین شناسی عمومی گستره مورد مطالعه..... ۱۷
- ۴-۲) واحدهای سنگی موجود در منطقه..... ۲۱
- ۱-۴-۲) معادل سازند لار (آهک-ژوراسیک بالایی)..... ۲۲
- ۲-۴-۲) واحدهای کواترنری..... ۲۲

- ۲۳.....بیوتیت کرنودیوریت و بیوتیت کوارتز منزودیوریت‌ها (۳-۴-۲)
- ۲۴.....مجموعه افیولیت‌ها (۴-۴-۲)
- ۲۵.....ماگماتیسم (۵-۴-۲)
- ۲۶.....گرانیتوئیدهای مشهد (۶-۴-۲)

فصل سوم

- ۳۰مقدمه (۱-۳)
- ۳۰گسل (۲-۳)
- ۳۳هندسه و سازوکار گسل جنوب مشهد-چناران (۳-۳)
- ۳۴ایستگاه اول (۱-۳-۳)
- ۴۰ایستگاه دوم (۲-۳-۳)
- ۴۳ایستگاه سوم (۳-۳-۳)
- ۴۵ایستگاه چهارم (۴-۳-۳)
- ۴۶ایستگاه پنجم (۵-۳-۳)
- ۴۷ایستگاه ششم (۶-۳-۳)
- ۵۱تحلیل چین‌های منطقه (۴-۳)
- ۵۲چین‌های پارازیتی (۱-۴-۳)
- ۵۴عناصر ساختاری مرحله اول دگر ریختی (D1) (۱-۱-۴-۳)
- ۵۴عناصر ساختاری مرحله دوم دگر ریختی (D2) (۲-۱-۴-۳)
- ۵۷عناصر ساختاری مرحله سوم دگر ریختی (D3) (۳-۱-۴-۳)
- ۵۹تحلیل جنبشی عناصر ساختاری (۲-۴-۳)
- ۶۱ریخت زمین ساخت (۵-۳)

- ۳-۵-۱) بررسی روند آبراهه‌ها در زون گسل..... ۶۱
- ۳-۶) بررسی فرونشست دشت مشهد براساس داده‌های تداخل سنجی تصاویر ماهواره‌ای، ترازیبی جهانی..... ۶۴
- ۳-۷) زمین‌لرزه‌های زون گسل..... ۶۷

فصل چهارم

- ۴-۱) مقدمه ۷۲
- ۴-۲) رژیم‌های تنش از قدیم به جدید در شمال شرق ایران..... ۷۲
- ۴-۳) تعیین تنش..... ۷۳
- ۴-۳-۱) تعیین جهت تنش با کمک درزه‌ها..... ۷۳
- ۴-۳-۱-۱) درزه‌های پر مانند (Plumose Joint)..... ۷۳
- ۴-۳-۱-۲) درزه‌های مزدوج..... ۷۴
- ۴-۳-۲) تعیین تنش توسط بودیناژهای موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۷۷
- ۴-۳-۳) تحلیل تنش به وسیله چین‌خوردگی..... ۷۸
- ۴-۳-۴) تعیین تنش دیرین با کمک روش معکوس سازی..... ۷۸
- ۴-۴) تحلیل تنش دیرین در منطقه مورد مطالعه..... ۸۱
- ۴-۵) الگوی ساختاری در گستره مورد مطالعه..... ۸۳

فصل پنجم

- نتیجه‌گیری..... ۸۵
- منابع..... ۹۰

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گسل های موجود در محدوده مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۲-۱: موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۷
- شکل ۳-۱: تافونی های موجود در گرانیت های مشهد واقع در منطقه خواجه مراد ۹
- شکل ۴-۱: پدیده کارست در کوه های طرqbه مشهد..... ۹
- شکل ۵-۱: پدیده پوست پیازی در گرانیت های خواجه مراد مشهد..... ۹
- شکل ۱-۲: مدل ساختاری کوه های بینالود ۱۷
- شکل ۲-۲: تغییر شکل انقباضی/فشرdگی کوه بینالود همراه با مناطق اطراف آن..... ۱۸
- شکل ۳-۲: نمایی از لیتولوژی سازند مشابه لار در نزدیکی روستای جمعآب..... ۲۰
- شکل ۴-۲: نمایی از رسوبات کواترنری در محدوده کوه های خواجه مراد..... ۲۱
- شکل ۵-۲: نمایی از بیوتیت کرنودیوریت و بیوتیت کوارتز منزودیوریت ها پارک وکیل آباد مشهد..... ۲۲
- شکل ۶-۲: نمایی از کمپلکس افیولیتی منطقه در محدوده دهنو..... ۲۳
- شکل ۷-۲: رگه های پگماتیتی در زمینه گرانیت g^{r1} و g^{r3} خواجه مراد ۲۵
- شکل ۸-۲: گرانیت g^{r2} در محدوده کوه های کوهسنگی مشهد..... ۲۵
- شکل ۹-۲: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ۲۶
- شکل ۱-۳: موقعیت کلی گسل جنوب مشهد- چناران روی تصویر ماهواره ای MRSID ۳۰
- شکل ۲-۳: نقشه خطواره ای مغناطیسی بر پایه داده های مغناطیسی هوایی ۳۰
- شکل ۳-۳: تصویر ایستگاه های مطالعاتی و موقعیت تصاویر در ایستگاه ها..... ۳۱
- شکل ۴-۳: تصویر ماهواره ای SPOT از محدوده برداشت شده در کوه های خواجه مراد..... ۳۴
- شکل ۵-۳: نمونه ای از سطوح گسلی برداشت شده در منطقه خواجه مراد..... ۳۵

- شکل ۳-۶: نمایی از ساختار داماسبی در کوه‌های خواجه‌مراد..... ۳۶
- شکل ۳-۷: درزه‌های شمال غربی - جنوب شرقی در منطقه خواجه مراد مشهد ۳۷
- شکل ۳-۸: مسیر عبور گسل جنوب مشهد..... ۳۸
- شکل ۳-۹: تصویر ماهواره‌ای SPOT که نشان‌دهنده محدوده کوه‌های روستای زکریا..... ۳۹
- شکل ۳-۱۰: سطح گسل برداشت‌شده در منطقه کوه زکریا..... ۴۰
- شکل ۳-۱۱: مخروط افکنه چهل‌بازه و جابجایی راست‌گرد..... ۴۲
- شکل ۳-۱۲: زون برشی شکننده در توده‌های گرانیتوتئیدی مشهد..... ۴۴
- شکل ۳-۱۳: نقشه مورفوتکتونیک منطقه کاهو..... ۴۵
- شکل ۳-۱۴: تصویر ماهواره‌ای SPOT که نشان‌دهنده روستای جمع آب..... ۴۶
- شکل ۳-۱۵: سطح گسل در محدوده کوه‌های جمع آب..... ۴۷
- شکل ۳-۱۶: جابجایی راست‌گرد آبراهه جمع آب..... ۴۸
- شکل ۳-۱۷: تصویر شماتیکی از ریز چین‌های S، Z و M در یک چین بزرگ مقیاس..... ۵۰
- شکل ۳-۱۸: چین‌های (F_1) ۵۲
- شکل ۳-۱۹: نمای کلی ارتباط هندسی چین..... ۵۳
- شکل ۳-۲۰: تصویر شماتیکی از چین‌های مرتبه اول، دوم و سوم..... ۵۴
- شکل ۳-۲۱: چین‌های پلی‌هارمونیک F3..... ۵۵
- شکل ۳-۲۲: نقشه ساختاری منطقه مطالعاتی..... ۵۷
- شکل ۳-۲۳: تصویر ماهواره‌ای MrSid به همراه آبراهه‌های منطقه..... ۶۰
- شکل ۳-۲۴: فرونشست دشت مشهد..... ۶۱
- شکل ۳-۲۵: مقدار فرونشست در مقطع به طول ۵۳ کیلومتر به روش ترازیابی..... ۶۲
- شکل ۳-۲۶: نقشه فرونشست دشت مشهد با روش ترازیابی..... ۶۳

- شکل ۳-۲۷: نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای استان خراسان رضوی..... ۶۴
- شکل ۳-۲۸: توزیع مکانی زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی مشهد و اطراف آن..... ۶۶
- شکل ۴-۱: تصویر ساختار پر مانند..... ۷۰
- شکل ۴-۲: تصاویری از درزه های مزدوج در محدوده کوه های طرqbه..... ۷۱
- شکل ۴-۳: تصاویری از درزه های مزدوج در محدوده کوه های طرqbه..... ۷۲
- شکل ۴-۴: نمایی از بودین های کششی در محدوده گرانیتوئید و فیلیت های مشهد..... ۷۴
- شکل ۴-۵: استریوگرام نشان دهنده سطح محوری چین های مزوسکوپی..... ۷۵
- شکل ۴-۶: انواع رژیم تکتونیکی و ظاهری..... ۷۷
- شکل ۴-۷: صفحات گسلی منطقه مورد مطالعه و سازوکار آن بر روی شبکه اشمیت..... ۷۹
- شکل ۴-۸: الگوی شماتیکی از گسل جنوب مشهد-چناران..... ۸۱
- شکل ۵-۱: روند و سازوکار دو گسل جنوب مشهد-چناران و کشف رود..... ۸۵
- شکل ۵-۲: گسل های جنوب مشهد-چناران و سنگ بست-شاندیز و چین نامتقارن Z شکل..... ۸۶

فهرست جداول

جدول ۳-۱) مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل..... ۵۹

جدول ۴-۱: سطوح مختلف کیفیت تنسور تنش..... ۷۷

فصل ۱:

کلیات

(۱-۱) مقدمه

با توجه به این که گسل جنوب مشهد- چناران تاکنون از منظر ساختاری مورد مطالعه قرار نگرفته است، لذا در این تحقیق سعی بر آن است که با تجزیه و تحلیل ساختارهای اصلی منطقه شامل گسل‌ها، شکستگی‌ها و رگه‌ها به جهت تنش اصلی در منطقه و رسم یک مدل فرضی برای روند و ساختار گسل مذکور و با استفاده از داده‌های لرزه‌ای به ویژگی‌های لرزه‌ای گستره‌ی مورد مطالعه دست یافت.

(۲-۱) تعریف مساله و تبیین موضوع

تعیین تأثیر گسل جنوب مشهد- چناران بر روی آبرفت‌های جوان و رسوبات و مشخص کردن ارتباط گسل با ایجاد ساختمان‌هایی مثل انواع درزه‌ها و شکستگی‌ها می‌تواند تعیین کننده‌ی میزان فعالیت آن باشد.

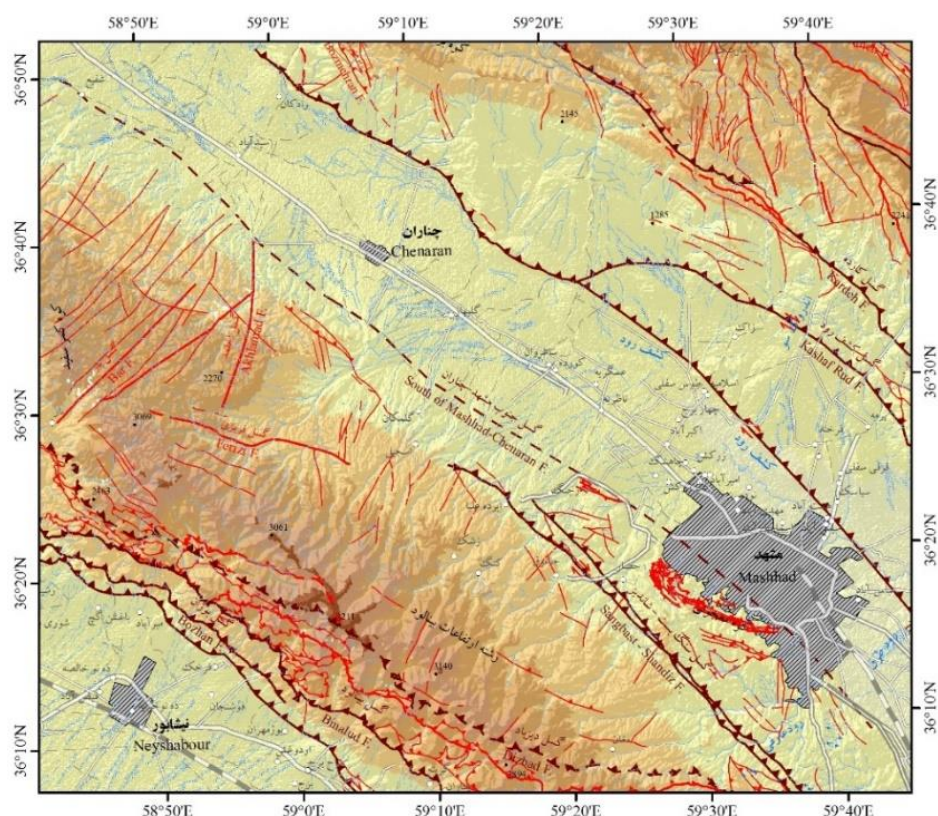
محدوده مورد مطالعه در دشت مشهد، استان خراسان رضوی قرار دارد. این منطقه (دشت مشهد) حوضه فروافتاده با عرض متوسط ۲۰ کیلومتر کشیدگی شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که از شمال به کوه‌های هزار مسجد (کپه داغ) و از جنوب به رشته کوه‌های بینالود محدود می‌شود و توسط سازندهای مختلف زمین‌شناسی احاطه شده است. شرایط خاص فوق سبب گسلش و خردشدگی در سنگ کف منطقه شده است. درواقع این محدوده قسمت عمده حاشیه شمالی بینالود را در برمی‌گیرد.

زون بینالود روند شمال غرب - جنوب شرق داشته و واحدهای سنگی آن شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی می‌باشد که طی دوران‌های اول، دوم و سوم زمین‌شناسی تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفته‌اند. زون کپه داغ روند شمال غرب- جنوب شرق داشته و واحدهای سنگی آن شامل سنگ‌های رسوبی به سن ژوراسیک زیرین تا کواترنری می‌باشد. در بررسی عکس‌های هوایی شهر مشهد سامانه گسلی جنوب مشهد با روند شمال غرب- جنوب شرق و طول حدود ۱۵۰ کیلومتر قرار دارد. منطقه پیشنهادی محدود به سه گسل، گسل توس (شاخه‌ای از گسل کشف رود)، گسل کشف رود و گسل سنگ بست- شان‌دیز می‌باشند.

گسل فشارشی کشف رود، گسلی با راستای خمدار شمال غرب- جنوب شرق و دارای طول ۱۲۰ کیلومتر می‌باشد. این گسل به موازات رشته کوه‌های کپه داغ و کناره شمالی دشت مشهد کشیده شده و به وضوح رسوبات آبرفتی کواترنر دشت را می‌برد. شیب این گسل به سمت شمال شرق است. این گسل لرزه‌زاست و به گمان دو زمین‌لرزه ۱۶۷۳ و ۱۶۸۷ مشهد به سبب جنبش دوباره این گسل روی داده است (بربریان و همکاران ۱۳۷۸).

گسل توس شاخه‌ای از گسل کشف رود است که روند شمال غرب- جنوب شرق دارد. شواهد زمین ریخت شناختی نشان می‌دهد که ادامه این گسل از شمال غربی شهر مشهد در نزدیکی‌های توس وارد محدوده شهری می‌شود. گسل توس با پهنه‌ای به عرض ۲-۳ کیلومتر، دارای سازوکار معکوس با شیبی به سمت شمال شرق است که فعالیت آن در طی دوره کواترنر کاملاً مشهود است.

گسل سنگ بست شاندیز دارای امتداد تقریباً ۱۴۰ الی ۱۴۵ درجه و شیب به سوی شمال شرق است که همراه با چین‌های گسترش گسلی می‌باشد. حرکت این گسل راست‌گرد تعیین شده است. گسل جنوب مشهد- چناران از جنوب غربی شهر مشهد عبور کرده و به سمت چناران امتداد یافته است. گسل مذکور به تازگی در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گسل‌های فعال و غیرفعال خراسان رضوی که توسط سازمان زمین‌شناسی مشهد (شکل ۱-۱) رسم شده است. اطلاعاتی دقیقی در رابطه با روند آن در دسترس نیست و به صورت یک گسل مشکوک به حساب می‌آید. این گسل در تصاویر ماهواره‌ای قابل ردیابی می‌باشد. در این مطالعه سعی بر این است سازوکار و روند این گسل مشخص گردد.



شکل ۱-۱: نقشه گسل‌های موجود در محدوده مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ گسل‌های فعال و غیرفعال خراسان رضوی)

۳-۱) سؤالات تحقیق

ویژگی‌های هندسی و سازوکار گسل جنوب مشهد- چناران چگونه است؟

تعیین حدود طولی گسل و تاریخچه تشکیل و فعالیت آن در چه زمان بوده است؟

ارتباط میان فروافتادگی دشت مشهد و گسل‌های مجاور آن چگونه است؟

۴-۱) اهداف تحقیق

ازجمله اصلی‌ترین اهداف این تحقیق به موارد زیر می‌توان اشاره داشت:

۱) شناخت و بررسی ویژگی‌های سطح گسل

۲) تحلیل سنی گسل و تعیین میزان فعالیت آن

۳) تعیین استرس ایجادکننده گسل

۴) بررسی شکستگی‌های مجاور گسل و تعیین ارتباط آن‌ها با شکل‌گیری گسل

۵) تعیین جهت تنش‌های تکتونیکی حاکم بر منطقه طی ادوار گذشته

۵-۱) فرضیه‌های تحقیق

در صورتیکه این گسل آبرفت‌های جوان و رسوبات کوارترنری را بریده و جابجا کرده باشد می‌تواند به‌عنوان یک گسل جوان موردتوجه قرار گیرد. این فرض امکان آگاهی از مراحل فعالیت گسل و اینکه آیا این گسل فقط در گذشته فعال بوده یا ممکن است امروزه نیز فعالیت داشته باشد را فراهم می‌کند. اثبات ارتباط مابین درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه با گسلش می‌تواند ما را در تعیین سن، میزان فعالیت گسل و استرس ایجادکننده آن یاری دهد و متقابلاً از این اطلاعات می‌توان برای تعیین میزان لرزه‌خیزی گسل استفاده کرد که با توجه به مجاورت آن با مناطق مسکونی اهمیت بسیاری دارد.

۶-۱) موقعیت جغرافیایی

رشته‌کوه البرز در شمال ایران به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا می‌باشد و رشته‌کوه بینالود ادامه شرقی البرز است که در شمال شرق ایران جای گرفته است. گسل جنوب مشهد- چناران به‌عنوان یکی از گسل‌های دامنه شمال شرقی رشته‌کوه بینالود در حدفاصل بین مشهد و چناران واقع شده است. این پهنه گسلی از نظر مختصات جغرافیایی در میان طول‌های $40^{\circ} 58^{\circ}$ تا $50^{\circ} 59^{\circ}$ و عرض‌های $36^{\circ} 10^{\circ}$ تا $36^{\circ} 50^{\circ}$ قرار گرفته است.

از نظر تقسیمات کشوری، این منطقه از توابع استان خراسان رضوی می‌باشد و حدفاصل بین شهرستان سنگ‌بست و مشهد شروع شده، جنوب شهر مشهد را تحت تأثیر قرار داده، در بقیه مسیر خود از شهرستان چناران عبور کرده و در خروجی آن و نرسیده به قوچان خاتمه می‌یابد.

۷-۱) مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

این منطقه از راه‌های ارتباطی خوبی برخوردار است که شهر مشهد را به شهرها و آبادی‌های اطراف متصل می‌کند (شکل ۲-۱). راه‌های ارتباطی انتخاب‌شده به گستره مورد مطالعاتی اغلب آسفalte بوده که از جاده‌های زیر منشعب می‌شوند:

- بزرگ‌راه مشهد-نیشابور
- بلوار نماز
- بلوار نمایشگاه
- جاده مشهد-شاندیز
- جاده مشهد-قوچان
- بولوار گلپهار

از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه، جاده مشهد-شاندیز می‌باشد که گرانیتهای منطقه را قطع می‌کند و از جاده‌های اصلی فوق راه‌های ارتباطی درجه دو و سه بسیاری منشعب شده است که امکان دسترسی به قسمت‌های مختلف توده را فراهم می‌کند.

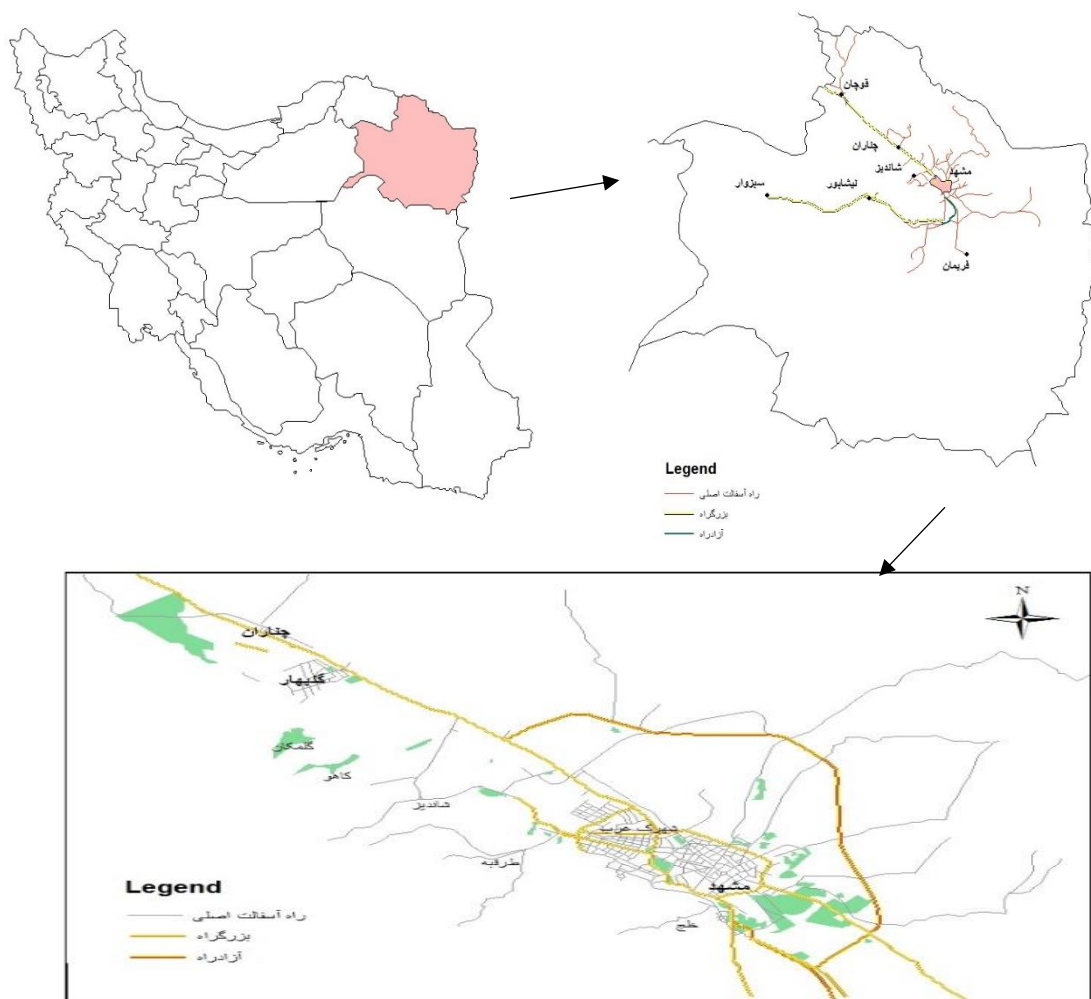
دومین راه ارتباطی بزرگ‌راه مشهد-نیشابور است که توسط راه‌های فرعی مختلف به کوه‌های خواجه مراد منتهی می‌شود.

نزدیک‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه در نزدیکی بلوار نماز و همچنین بلوار نمایشگاه می‌باشد.

جابجایی‌های آبراهه‌ها در بلوار نمایشگاه و پل چهل بازه قابل رویت است.

با عبور از جاده مشهد-قوچان عوارض جانبی در اطراف آن قابل دسترسی است.

شکل ۲-۱ راه‌های دسترسی به منطقه به همراه روستاهای واقع در مسیر را نمایش می‌دهد.



شکل ۱-۲: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۸-۱) مورفولوژی و آب‌وهوای منطقه

منطقه مورد مطالعه در دامنه شمال شرقی کوه‌های بینالود واقع شده است و از نظر مورفولوژی نسبتاً مرتفع می‌باشد. ارتفاع دشت مشهد حدود ۱۰۰۰ متر از سطح دریا است. توده‌های گرانیتی با روند شمال غرب-جنوب شرق در محدوده مطالعاتی واقع شده‌اند که بلندترین ارتفاعات این منطقه را تشکیل می‌دهند. در بعضی نقاط این توده‌ها مورفولوژی پست‌تری دارند که این ویژگی دسترسی به آن‌ها را آسان‌تر می‌کند. علت این نوع ریخت‌شناسی، تفاوت سنگ‌شناسی و تأثیر عوامل زمین‌ساختی همراه با عوامل فرسایش در منطقه می‌باشد.

شهر مشهد از نظر دسته‌بندی الگوهای آب‌وهوایی با توجه به نوع جغرافیا جزء مناطق دارای شرایط آب‌وهوایی خشک و نیمه‌خشک سرد می‌باشد (Peel et al., 2007) که یکی از خصوصیات بارز این مناطق نوسان شدید مقدار بارندگی این نواحی در سال‌های مختلف است.

آب‌وهوای این منطقه در فصل زمستان سرد و خشک و بارش‌ها در این فصل به‌صورت برف و باران می‌باشند. در فصل تابستان نیز این ناحیه دارای آب‌وهوای گرم و خشک می‌باشد. در فصل بهار هوای این منطقه بسیار مطبوع است که تفریحگاه‌های خوش آب‌وهوایی در اطراف شهر مشهد ایجاد کرده که مورد توجه مسافران و ساکنان بومی منطقه می‌باشد.

متوسط درجه حرارت سالیانه در این منطقه $15/2$ درجه سانتی‌گراد است. متوسط درجه حرارت در سردترین ماه‌های سال (ماه‌های دی و بهمن) 4 درجه سانتی‌گراد و گرم‌ترین ماه‌های سال (ماه‌های تیر و مرداد) $27/7$ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

یکی از خصوصیات بارز مناطق خشک و نیمه‌خشک، نوسان شدید مقدار بارندگی این نواحی در سال‌های مختلف می‌باشد. بارش متوسط سالانه در مشهد $254/3$ میلی‌متر است. بیشینه میانگین بارندگی در ماه اسفند تا اوایل فروردین (480 میلی‌متر) و کمینه میانگین بارندگی ماه‌های تیر تا مهر دارای ($2-0$ میلی‌متر) هستند. بارش‌های سیل‌آسا، کوتاه‌مدت و رگباری قسمت عمده بارندگی‌های سالیانه را تشکیل می‌دهد (اداره کل هواشناسی استان خراسان رضوی). در اکثر سال وارونگی هوا در شهر وجود داشته که آلودگی هوا را خطرناک می‌کند.

ازجمله پدیده‌های مورفولوژی در محدوده مطالعاتی، می‌توان منطقه هوازدگی حفره‌ای (تافونی) (شکل ۱-۳)، تشکیل کارست (شکل ۱-۴) و فرسایش پوست‌پیزی (شکل ۱-۵) می‌باشد.



شکل ۱-۳: تافونی‌های موجود در گرانیت‌های مشهد واقع در منطقه خواجه مراد



شکل ۱-۴: پدیده کارست در کوه‌های طرقله مشهد



شکل ۱-۵: پدیده پوست پیازی در گرانیت‌های خواجه مراد مشهد

۹-۱ تاریخچه مطالعات قبلی منطقه

کارهای صورت گرفته در دامنه‌ی شمال شرقی کوه‌های بینالود بر اساس محتوی قابل تقسیم به چهار دسته می‌باشند که این چهار دسته عبارت‌اند از: مطالعات ساختاری و تکتونیکی؛ بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی؛ پژوهش‌های رسوب‌شناسی و چینه نگاری؛ تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی.

بربریان و همکاران (۱۳۷۸)، اظهار داشته که از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و زمین‌ساختی فرونشست مشهد- قوچان، فرونشست باریک و فشاری است که در میان کوه‌های کپه داغ (در شمال شرقی) و بینالود (در جنوب غربی) قرار گرفته است. مرز شمال شرقی این فرونشست را گسل کشف رود و مرز جنوب غربی آن را گسل جنوب مشهد و جنوب چناران در راستای زمین چاک پارینه تئیس می‌سازند. حافظی مقدس (۱۳۸۵)، از شواهد گسل جنوب مشهد-چناران، به جابجایی مخروط‌افکنه چهل‌بازه به سمت جنوب، تغییر در شیب زمین در بخش آبرفتی این گسل، تغییر مشخص در توپوگرافی زمین در امتداد بلوار پیروزی، عریض شدن بستر رودخانه چهل‌بازه و حضور شکاف‌هایی در امتداد گسل در محدوده نمایشگاه، افزایش شکستگی‌های توده سنگ در رخنمون‌های آذرین و دگرگونی جنوب‌غرب مشهد، اشاره کرده‌است.

مقیم (۱۳۸۹)، علت ناهمگنی آبرفت‌های شهر مشهد و حضور عدسی‌های ماسه‌ای در اعماق مختلف قرار گرفتن دشت مشهد بین دو رشته‌کوه کپه داغ و بینالود بیان کرده‌است.

صفری (۱۳۹۰)، اظهار داشته که در سامانه گسلی جنوب مشهد دو جهت استرس شمالی- جنوبی و شمال غرب- جنوب شرق ثبت شده است، به‌طوری‌که جهت استرس با روند شرقی- غربی قدیمی‌ترین میدان استرس در این ناحیه بوده است. با تغییر شرایط تکتونیکی و آغاز کوهزایی آلپاین، جابجایی امتدادی گسل‌ها در زون گسلی فعال‌تر شد و میدان استرس کم‌کم به سمت شمال و سپس شمال غرب- جنوب شرق تغییر کرد که در عهد حاضر نیز با همین راستا در سامانه گسلی جنوب مشهد فعال است. همین امر موجب تشکیل انواع شکستگی‌ها با الگوهای مختلف در این زون شده است. در نهایت با کمک

شواهد زمین‌شناسی و داده‌های سنجش‌ازدور بخش تراستی این گسل در قسمت شمال غربی که در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ چناران و مشهد موجود نبوده است مشخص گردید که دارای شیبی به سمت شمال شرق می‌باشد.

کیوان زراعتکار (۱۳۹۰)، بر اساس شواهد زمین‌شناسی آغاز فعالیت گسل پی‌سنگی تراستی سنگ بست- شان‌دیز را می‌توان ژوراسیک بالایی (مالم) دانست که با توجه به تغییر شرایط تکتونیکی ناحیه و متعاقباً تغییرات محلی میدان استرس فشارشی از راستای شرقی- غربی به $N30^{\circ}E$ ، مکانیسم جنبایی آن به‌صورت امتدادلغز عمل کرده است و به‌طوری‌که در عهد حاضر این جابه‌جایی امتدادی، میدان استرس برشی ساده را با راستای $N40^{\circ}W$ به‌طور محلی در زون گسل سنگ بست- شان‌دیز القا می‌کند. بنابراین شمال غرب این زون گسلی تحت میدان استرس فشارشی قرار دارد درحالی‌که جنوب غرب آن در ناحیه آزادسازی انرژی و تکامل واقع شده است.

زهانی قایینی (۱۳۹۱)، با کمک داده‌های حاصل از میکروترمورها علاوه بر دستیابی به مشخصات دینامیکی خاک نظیر پریود غالب و دامنه تقویت در حاشیه ارتفاعات جنوبی شهر، موقعیت تقریبی گسل جنوب مشهد را شناسایی کرد و موقعیت تقریبی عبور گسل جنوب مشهد را تعیین کرده است.

رضایی (۱۳۹۱)، بیان کرده است، بیوتیت-مسکویت، لوکوگرانیت و پگماتیت خواجه مراد، با روند شمال غربی-جنوب شرقی، گسترده‌ترین توده نفوذی در مجموعه گرانیتوئیدهای مشهد می‌باشد که در جنوب شرق شهر مشهد واقع شده است. چهار دسته شکستگی اصلی در این منطقه وجود دارد که از میان چهار دسته شکستگی، شکستگی‌های دارای روند عمومی شمالی-جنوبی فراوان‌ترین شکستگی‌های موجود در منطقه می‌باشند. این شکستگی‌ها، زمانی به‌صورت شکستگی‌های کششی بوده‌اند و بعدها به‌صورت گسل درآمده‌اند. با توجه به شواهد محدودی که بر روی سایر دسته‌های گسلی منطقه، احتمال می‌رود که تمامی دسته‌های گسلی منطقه، فرآیند دوباره فعال شدن (Reactivation) را تجربه کرده باشند. تحلیل دینامیکی انجام‌شده بر روی گسل‌های منطقه حاکی از آن است که تغییر شکل کلی حاکم بر این منطقه، از نوع کششی با مؤلفه امتدادی راست‌گرد می‌باشد.

محمدی مقدم (۱۳۹۲)، بیان کرد که کلان شهر مشهد، از نظر لرزه خیزی در منطقه فعال و با پتانسیل بالای لرزه خیزی قرار گرفته است. به طوری که گسل های فعال و کواترنری شمال و جنوب شهر را احاطه کرده اند. شهر مشهد بر روی ضخامت قابل توجهی از نهشته های آبرفتی قرار گرفته، که این نهشته ها سبب تشدید دامنه امواج می شوند.

یک نظر (۱۳۹۳)، سه دسته شکستگی سیستماتیک در گرانیت خواجه مراد معرفی کرده، که ویژگی های گسل ها را نشان می دهد، یکی از این شکستگی ها دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است که شواهد نشان می دهند که این شکستگی ها زمانی به صورت شکستگی های کششی بوده اند و بعد به صورت گسل فعال شده اند.

۱-۱۰) پژوهش و مراحل انجام پایان نامه

به دلیل گسلش‌های مکرر و متمرکز در منطقه شمال غرب کوه‌های بینالود و شکستگی‌های منشعب و مرتبط با این گسل‌ها، جهت انجام این پایان‌نامه تنها یک زون گسلی خاص (گسل جنوب مشهد-چناران) مدنظر گرفته شد و در طول و پهنای آن به انجام تحقیقات پرداخته شد. از آنجایی که دامنه ابرار مورد استفاده در مراحل مطالعه زون گسل جنوب مشهد-چناران گسترده و متفاوت است، لذا روش کار در هر بخش از این پایان‌نامه مختص به خود می‌باشد و به جهت حفظ انسجام مطالب در هر فصل به صورت مجزا به این مهم پرداخته شده است. به جهت رسیدن به اهداف موردنظر این پژوهش، از سه روش مطالعاتی کلی استفاده شد که نهایتاً نتایج آن‌ها به هم وابسته و مرتبط می‌باشند، این روش‌ها به اختصار در ادامه آورده شده‌اند:

۱-۱۰-۱: گردآوری و مطالعه منابع:

- ۱- تهیه و گردآوری اطلاعات از منطقه مورد مطالعه شامل گزارش‌های، نقشه‌ها و عکس‌های هوایی و داده‌های ماهواره‌ای و ...
- ۲- به دست آوردن راهبردهای علمی با استفاده از مطالعه پایان‌نامه‌ها و گزارش‌های، مقالات و کتب مرتبط با موضوع پایان‌نامه
- ۳- استفاده از نظریات زمین‌شناسان و صاحب‌نظران در مورد موضوع پایان‌نامه
- ۴- استفاده از پایگاه‌های اطلاع‌رسانی و اینترنت جهت دسترسی به تحقیقات علمی روز
- ۵- بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و تطبیق ساختارهای شناسایی شده بر روی آن با عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای، جهت به حداقل رساندن خطاهای احتمالی

۲-۱۰-۱: مطالعات صحرایی:

- ۱- بازدید مقدماتی از منطقه به علت آشنایی عمومی با پدیده‌های ساختاری و زمین‌شناسی موجود در آن.
- ۲- تعیین ایستگاه‌های مطالعاتی در منطقه

۳- شناسایی و برداشت عناصر ساختاری سطحی شامل انواع شکستگی‌ها، لایه‌بندی و خطوارگی

۴- عملیات صحرایی تکمیلی جهت کنترل صحت برداشت‌های قبلی و نتایج به‌دست‌آمده و بررسی

نهایی آن‌ها.

۱-۱۰-۳: پردازش داده‌ها:

این مرحله شامل تجزیه و تحلیل عکس‌های گرفته‌شده از منطقه مطالعاتی و انجام عملیات نرم‌افزاری

جهت هرچه گویاتر شدن آن‌ها می‌باشد. در این پژوهش از نقشه زمین‌شناسی مشهد، قوچان، چناران و

طرقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ مشهد، داده‌های SRTM، تصاویر ماهواره‌ای و همچنین

از نرم‌افزارهای متعدد استفاده شده است.

فصل ۲:

زمین شناسی ناحیه

۲-۱) مقدمه

به طور کلی ساختمان پوسته قاره‌ای بسیار پیچیده است. بنابراین امر در کلیه قاره‌ها آثار متفاوت دگرشکلی، کوهزایی‌ها، دگرگونی‌ها و فرآیندهای آذرین متعددی قابل مشاهده می‌باشند. علت این موضوع به این خاطر است که قاره‌ها در طول میلیون‌ها سال سرگردانی خود به یکدیگر برخورد نموده‌اند و در محل برخورد فعالیت‌های تکتونیکی شدید از جمله چین خوردگی رشته‌کوه‌ها، گسلش، فعالیت‌های آذرین و دگرگونی ایجاد شده است.

هدف این فصل ارائه‌ی یک تصویر کلی از زمین‌شناسی دامنه شرقی کوه‌های بینالود است که با تکیه بر زمین‌شناسی ساختمانی و رخدادهای تکتونیکی این ناحیه به‌ویژه خصوصیات مرتبط با گسل جنوب مشهد- چناران مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۲) موقعیت ایران در کمربند آلپ- هیمالیا

ایران در میانه کمربند آلپ هیمالیا مرتبط با زایش و فرگشت حوضه تتیس از پرکامبرین پسین تا پالئوژن واقع شده است (Nazari et al., 2009). این کمربند از غرب به ترکیه و اروپا و در شرق تا کوه‌های هیمالیا کشیده می‌شود. رژیم غالب بر این کمربند تقریباً با یک‌روند شرقی- غربی ایران را در برمی‌گیرد. کمربند آلپ- هیمالیا حاصل برخورد دو قاره، گندوانا در جنوب و اوراسیا در شمال می‌باشد که در فرآیند کوهزایی آلپی باعث چین خوردگی، راندگی و گسل‌های بزرگ شده است. کمربند آلپ- هیمالیا به دو بخش آلپ- ایران به‌عنوان بخش غربی و افغانستان- هیمالیا- تبت تحت عنوان بخش شرقی تقسیم‌بندی شده است. (Stocklin 1968)، موقعیت ساختاری ایران را در رشته‌کوه‌های آلپی آسیای مرکزی مورد مطالعه قرار داده است.

۳-۲) موقعیت تکتونیکی و زمین‌شناسی عمومی گستره مورد مطالعه

تحولات تکتونیکی در ایران در نتیجه فشارش بین صفحه عربی و صفحه اوراسیا می‌باشد. این فشارش با کوتاه شدگی پوسته‌ای و گسلش امتدادلغز همراه است که باعث تشکیل مناطق تغییر شکل یافته متفاوت مانند زاگرس، بینالود، البرز، ارتفاعات کپه داغ و زون فرورانش فعال سواحل قاره‌ای مکران شده است (Jackson et al., 2002).

برخورد ورقه‌های ایران و توران منجر به تشکیل کمربند کوهزایی البرز در شمال ایران شده است (Stocklin, 1974). ساختار کوه‌های البرز از یک پهنه به پهنه دیگر متفاوت است، بر همین اساس پهنه شرقی این رشته‌کوه تحت عنوان بینالود نامیده می‌شود. تغییرات ساختاری این ناحیه بیش‌تر حاصل تحولات تکتونیکی طی کوهزایی سیمرین و آلپین است (Alavi, 1979, 1991, & 1992). این پهنه از شمال توسط زون مفصلی پالتوتیس محدود می‌شود و به دلیل وجود مجموعه‌های افیولیتی که به‌عنوان باقی‌مانده‌ی پوسته اقیانوسی پالتوتیس به‌حساب می‌آیند، مورد توجه قرار گرفته‌اند (Alavi, 1992).

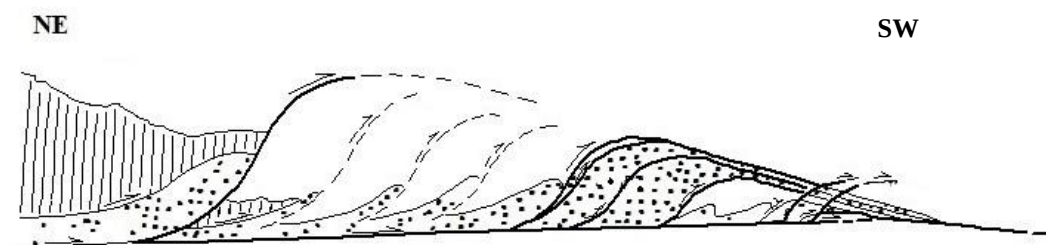
رشته‌کوه‌های بینالود به طول ۱۳۰ کیلومتر با روندی تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی در شمال شرقی ایران محدوده مرکزی ایران را از شرق کپه داغ جدا می‌کند. در طول جغرافیایی کوه‌های بینالود، برآورد همگرایی عربستان اوراسیا 2 ± 26 میلی‌متر در سال است (Sella et al., 2002; McClusky et al., 2003; Vernant et al., 2004; Reilinger et al., 2006). نرخ این همگرایی در شمال خاوری ایران بر اساس اطلاعات ژئودزی (Vernant et al., 2004; Reilinger et al., 2006; Masson et al., 2007) و مطالعات زمین‌شناسی (Shabanian et al., 2009) بین $11-4$ mm a^{-1} برآورد شده‌است. در بینالود با اندازه‌گیری GPS نرخ برش راست‌گرد 2 ± 7 میلی‌متر/سال مشخص شده است (Tavakoli, 2007.; Vernant et al., 2004;).

تکتونیک منطقه بینالود توسط گسل‌های تراستی تحت تأثیر واقع شده است که باعث راندگی چندین واحد ساختاری بر روی هم شده است که هرکدام از این ورقه‌ها به‌عنوان یک ورقه راندگی یا به‌عنوان

ترکیب‌های دوبلکس پیچیده در این منطقه هستند (Alavi 1992). ارتفاعات بینالود به‌عنوان یک گوه با ساخت دوپلکسی طاق‌گون شناخته‌شده است (شکل ۱-۲).

در توالی تراست به‌طور کلی از داخل کمربند کوهزایی که در آن خط درز بین خردقاره ایران و صفحه توران واقع شده‌است، به بیرون فورلند توسعه‌یافته است. شیب راندگی‌ها در این سیستم متفاوت است، در قسمت‌های شمال شرقی ارتفاعات بینالود شیب به سمت شمال شرقی داشته و راندگی‌های قسمت‌های جنوب غربی شیبی به سمت جنوب غربی دارند و حرکت کل سیستم راندگی به سمت جنوب غربی می‌باشد.

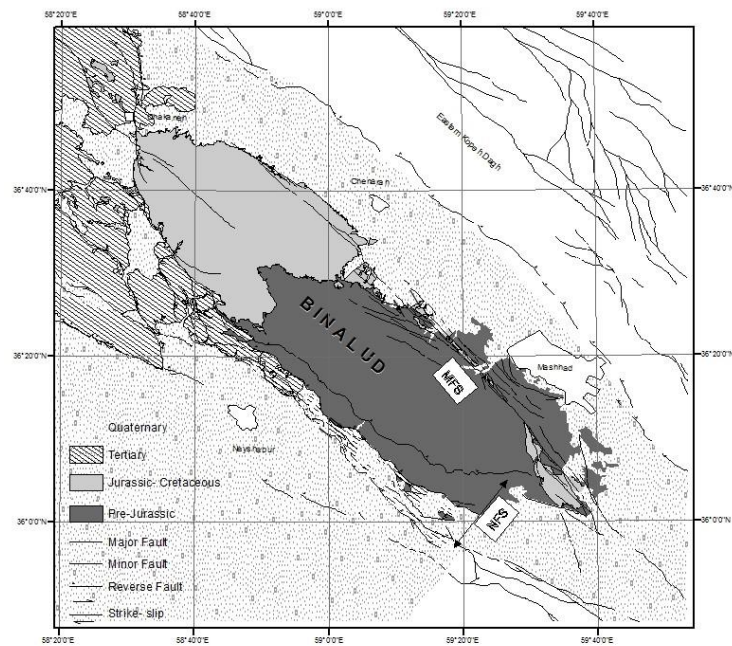
راندگی‌های متعددی که در بینالود وجود دارد (در طی کوهزایی سیمین و آلپین) یک کمربند چین‌خورده گسلیده نازک لایه را تشکیل می‌دهد (Alavi, 1992) و این نوع سیستم راندگی در مناطقی به وجود می‌آید که سطح دکلمان سخت باشد (Konstantinovskaia & Malavieille., 2005; Davis & Angelder., 1985; Gomes & Ferreira., 2000). در توالی تراست به‌طور کلی از داخل کمربند کوهزایی، در خط درز که بین خردقاره ایران و صفحه توران واقع شده به بیرون فورلند توسعه‌یافته است. به‌طور کلی، تراست‌های اولیه به‌صورت شکل‌پذیر یا شکننده-شکل‌پذیر تشکیل شده‌اند، درحالی‌که تراست‌های بعدی از نوع شکننده‌اند. تراست‌های کواترنری و فعالیت‌های لرزه‌ای اخیر در منطقه نشان می‌دهند که روند انقباضی هنوز هم در حال پیشرفت است و انتشار متوالی تراست‌ها فرایندی مداوم نبوده است.



شکل ۱-۲: مدل ساختاری کوه‌های بینالود بر اساس گسلش‌های تراست، این گسل‌های تراستی به فرم پشته طاق شکل از شمال شرق به جنوب غرب انتشار یافته‌اند، خط‌های قائم نشان‌دهنده بقایای پالتوتیس و بخش‌های منقوط نمایانگر سنگ‌های پالتوزوئیک هستند (Alavi, 1992) (ترسیم مجدد نگارنده)

مطالعه گسل‌های راندگی و صفحات رو رانده در منطقه مورد مطالعه بیانگر این امر است که راندگی‌ها از سه نسل عمده تشکیل شده‌اند. نسل اول گسل‌های راندگی شکل‌پذیر (ductile) هستند، که وضعیت فضائی آن‌ها به موازات طبقه‌بندی بوده است. این نسل، در سه مرحله تریاس پسین- ژوراسیک زیرین (مانند گسل‌های تراستی موجود در مجموعه بقایای پالئوتتیس) ژوراسیک میانی (مانند گسل تراستی کنگلومرای ژوراسیک و بقایای پالئوتتیس) و کرتاسه زیرین (مانند گسل‌های تراستی بین واحدهای مختلف رسوبات ژوراسیک) دیده می‌شود. سبک ساختاری راندگی‌ها در این نسل از نوع antiformal stack است. نسل دوم گسل‌های راندگی را شامل می‌شود که عناصر ساختمانی نسل اول را قطع کرده‌اند. راندگی‌ها در این نسل از نوع شکل‌پذیر شکننده (Brittle-ductile) هستند و سبک ساختاری در آن‌ها از نوع دوپلکس است که گسل‌های آن به سمت پس بوم شیب‌دارند. فعالیت این نسل با تشکیل مجموعه آواری پالئوسن هم‌زمان است. نسل سوم دربرگیرنده راندگی‌های فلسی (Imbricate) است که رفتاری شکننده (Brittle) داشته و عناصر ساختاری راندگی‌های نسل دوم را قطع کرده‌اند (مانند تراستهای موجود در حوضه کپه داغ و جنوب بینالود) (شکل ۲-۲).

بالاترین واحد ساختاری دوگانه طاقگون، مجموعه دگرگونی مشهد متشکل از بقایای فرارانش پالئوتتیس بوده که توسط گرانیات و گرانیتوئیدهای باسن قبل تریاس بالایی نفوذ کرده است.



شکل ۲-۲: در طول سنوزوییک، کوه بینالود همراه با مناطق اطراف آن از جمله کوه‌های کپه داغ و الله داغ دچار تغییر شکل انقباضی/فشرده‌گی قرار گرفته‌اند. (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹b، ۲۰۱۰) در حال حاضر، کوه بینالود توسط سه سیستم گسل‌های بزرگ یا زون گسلی محدود شده‌اند: (۱) امتداد NW سیستم گسلی نیشابور (NFS) به جنوب غربی، (۲) امتداد NW زون گسلی مشهد (MFZ) به سمت شمال شرق و (۳) امتداد شمالی راست‌گرد سیستم گسلی چکنه به سمت غرب.

زون بینالود از سوی جنوب و جنوب غرب، دشت نیشابور، رشته‌کوه‌های بینالود را از مجموعه‌های افیولیتی تربت‌حیدریه و سبزوار و زون تکنار جدا می‌کند. گسلش اصلی این زون بین نواحی سبزوار و نیشابور تا مشهد است ولی با توجه به اینکه سنگ‌های دگرگون‌شده و آذرین متعلق به این منطقه در آن سوی مرز (افغانستان) نیز قابل تعقیب می‌باشند، بنابراین حد شرقی بینالود را به ادامه هندوکش غربی در افغانستان محدود می‌کنند. مجموعه سنگ‌های دگرگون‌شده این ناحیه به صورت چینه‌ای ایزوکلینال چین‌خورده‌اند و حاوی شیستوزیته و رخ اسلیتی می‌باشند.

تعیین نرخ زمین‌شناسی و سینماتیک فعالیت گسل بینالود تا حدودی توسط Hollingsworth و همکاران (۲۰۰۸) مستند شده است که نشان می‌دهد یک سهم کوچک (۱-۲ میلی‌متر / سال) از این گسل‌ها موجب تغییر شکل منطقه‌ای است.

کوه‌های بینالود به شکل رشته کوه باریکی از سنگ‌های پالئوزوئیک با منشأ ژئوسنکلینال و بخشی از بقایای پالئوتتیس (متافیولیت و متافیلیش) و سنگ‌های نفوذی جوان (که در زمان‌های مختلف جایگیری کرده‌اند) ساخته شده است. فرارانش بقایای پالئوتتیس و استقرار آن‌ها بر حاشیه‌ی خردقاره‌ی ایران باید قبل از تریاس پسین (هم‌زمان با برخورد خردقاره ایران و توران) بوده باشد.

این مجموعه شامل بخش‌های: متافیولیت، متافیلیش و برخی پیروکلاستیک زیردریایی تشکیل شده است. ساختارهای که تشکیل شده قبل از این دوره آرامش تکتونیکی ممکن است به‌عنوان سیمیرین در نظر گرفته شود، درحالی که ساختارهای تشکیل شده بعد از این دوره باید به‌عنوان ساختار آلپ شناخته شود.

مجیدی (۱۹۸۱) این مجموعه را بخشی از کمربند هرسینین دانسته و دگرگونی آن را به کوهزایی هرسینین نسبت داده است. این مجموعه بقایای پالئوتتیس بوده و تغییرات ساختاری در آن نتیجه تأثیر دو نسل گسلش راندگی و سه نسل چین‌خوردگی است که طی دو نسل تغییرات ساختاری هم‌محور در کوهزایی سیمیرین است.

۲-۴) واحدهای سنگی موجود در منطقه:

۲-۴-۱) سنگ آهک‌های ژوراسیک بالایی (معادل سازند لار)

مقطع تیپ سازند لار در دره لار (شمال شرقی گرمابدر) قرار دارد و ضخامت آن ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر می‌باشد. فسیل آمونیت پریسفتکس سن این آهک‌ها را ژوراسیک بالایی تعیین می‌کند. این سازند در محدوده مورد مطالعه شامل لیتولوژی، آهک‌های روشن ضخیم تا متوسط لایه تا است (درویش‌زاده، ۱۳۸۳). این لیتولوژی در محدوده کوه‌های نزدیک به روستای جمع آب (غرب شهر گلبهار) دیده شده است (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳: نمایی از لیتولوژی سازند مشابه لار در نزدیکی روستای جمع آب

۲-۴-۲) واحدهای کواترنری:

باتوجه به میزان گسترش سطحی و تنوع نهشته‌ها، می‌توان زمین‌شناسی کواترنری محدوده مورد بررسی را به ترتیب قدیم به جدید، تراس (آبرفت‌ها)، مخروط افکنه و پادگانه‌های جدید بیان نمود. نهشته‌ها و پادگانه‌های جوان به صورت پادگانه‌های آبرفتی مسطح و افقی است که بیشتر در پیرامون رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی گسترش یافته‌اند و سطح دشت را می‌پوشانند. این رسوبات از فرسایش ارتفاعات ناشی از کوهزایی‌های آلپی و نهشته شدن آنها در دامنه ارتفاعات و حوضه‌های مجاور به‌وجود آمده‌اند. رسوبات کواترنری نسبت به سایر لیتولوژی‌ها موجود در محدوده مطالعاتی به مقدار بیشتری وجود دارد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴: نمایی از رسوبات کواترنری در محدوده کوه‌های خواجه‌مراد

۲-۴-۳) بیوتیت کرنودیوریت و بیوتیت کوارتز منزودیوریت‌ها:

این توده‌ها در مناطق وکیل‌آباد، ده نو و کوهسنگی رخنمون دارند و از نظر سنی قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی اسیدی- حد واسط منطقه مطالعاتی محسوب می‌شوند. این توده‌ها در اسلیت‌ها و فیلیت‌های شمالی نفوذ کرده و موجب دگرگونی همبری در آن‌ها شده است. ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی توده‌ها از غرب ده نو به طرف وکیل‌آباد- کوهسنگی اسیدی‌تر می‌شود. توده‌های ده نو در محدوده کوارتز منزودیوریت و توده‌های مناطق وکیل‌آباد- کوهسنگی در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۲-۴).

(۵).



شکل ۲-۵: نمایی از بیوتیت کزنودیوریت و بیوتیت کوارتز منزودیوریت‌ها در محدوده پارک وکیل‌آباد مشهد

۲-۴-۴) مجموعه افیولیت‌ها:

کمپلکس افیولیتی مشهد بخشی از افیولیت‌های پالئوتتیس است که به دو بخش (۱) نورآباد (این مجموعه قبلاً به‌عنوان ویرانی شناخته می‌شده است و در ابتدا جاده مشهد به شاندیز و ۲۵ کیلومتری مشهد واقع است) (شکل ۲-۶) (۲) چهار چشمه (بین وکیل‌آباد و خلیج قرار گرفته است و قسمت جنوب غربی مشهد عمدتاً در این مجموعه قرار گرفته است). تقسیم می‌شود. سنگ‌های مافیک و اولترامافیک بخش اعظم سکانس افیولیتی را تشکیل می‌دهند. از سنگ‌های اولترامافیک منطقه می‌توان به دونیت، هارزبورژیت، لرزلیت، ورلیت و پیروکسنیت و از سنگ‌های مافیک می‌توان به گابرو، دیاباز و بازالت پیلوئیتی اشاره نمود. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در میدان تولییتی قرار می‌گیرند. بنابراین طبیعت تولییتی موقعیت تکتونیکی پشته‌های میان‌اقیانوسی حاکی از گسترش پوسته اقیانوسی قدیم با نرخ تند در منطقه مشهد می‌باشد. بر اساس مطالعات انجام‌شده، این افیولیت‌ها ورقه‌های نابرجایی هستند که با زاویه کم بر روی رسوبات فلیش دگرگون‌شده جایگیری کرده‌اند (Alavi, 1979, 1992).



شکل ۲-۶: نمایی از کمپلکس افیولیتی منطقه در محدوده دهنو

۲-۴-۵) ماگماتیسزم

مهم‌ترین جلوه فعالیت‌های ماگماتیکی در پهنه مشهد، توده گرانیتوئیدی با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق و وسعتی حدود ۲۶۰ کیلومترمربع می‌باشد از نقطه نظر فازهای ماگمایی سه فاز اصلی در این پلوتون تشخیص داده می‌شود.

فاز نخست بیشتر گرانودیوریتی (g1) است و در نواحی جنوب شرق گسترش دارد و آنکلاوهای آن درون تورمالین مسکویت گرانیت (g2) دیده می‌شود. در فاز پنوماتولینی رگه‌های پگماتیستی و آپلیتی همه این مجموعه را قطع می‌کند. رخنمون جالب این مجموعه به نحو، بارزی در کوه خواجه مراد تجلی پیدا کرده است. رگه‌های پگماتیستی ضخامتی بین ۵/۰ تا ۱ متر دارند. مینرالوژی رگه‌های پگماتیستی شامل فلدسپات پتاسیم کوارتز مسکویت‌های درشت‌بلور و پلاژیوکلازو در پاره‌ای نقاط بریل می‌باشد در بعضی مناطق میزان فلدسپات به نحوی افزایش می‌یابد که بهره‌برداری آن را اقتصادی می‌نماید.

کریم پور (۱۹۹۲) گرانیتوئید مشهد را نوع برخورد Collision Type می‌داند، با توجه به مطالعه برخی شواهد به‌ویژه در ناحیه خلج، که شیسستوزیته توده گرانیتی را قطع می‌کند. این مسئله دور از نظر نیست که احتمالاً گرانیت مشهد شامل هردو تیپ گرانیت برخوردی و پس از کوهزایی باشد.

ضرغام معزز و آلبرتی (۱۹۷۴) سن جایگزینی توده گرانیته را بروش پتاسیم- آرگن ژوراسیک بالا کرتاسه زیرین می‌داند ولی با توجه به وجود پیل‌های گرانیته در قاعده سازند کشف رود (بازوسین) از یک طرف و عنایت به این مطلب که توده نفوذی مجموعه افیولیتی مشهد و رسوبات توربیدیتی با سن تریاس را قطع می‌کند سن تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین قابل قبول تر می‌باشد.

۲-۴-۶) گرانیته‌های مشهد

گرانیته‌های این منطقه به سه دسته g^{r1} ، g^{r2} و g^{r3} تقسیم می‌شوند. گرانیته‌های g^{r1} از نوع گرانیته‌های تیره‌رنگ (ملانوکرات) بیوتیت‌دار هستند. این گرانیته‌ها از لحاظ شیمیایی گرانیته‌های نوع s، کالک‌آلکالن و فوق اشباع از آلومینیوم می‌باشند (دیدار، ۱۳۸۲؛ Karimpour et al., 2009). بر پایه اطلاعات سن سنجی به روش U- Pb در کانی زیرکن سن این گرانیته‌ها تریاس بالایی (۲۱۰ میلیون سال) است (Karimpour et al., 2009). گرانیته‌های g^{r2} روشن‌تر از گرانیته‌های g^{r1} می‌باشند و در آن‌ها بیوتیت کمتری دیده می‌شود. این گرانیته‌ها از نظر سنی جوان‌تر از گرانیته‌های g^{r1} هستند و نفوذ آن‌ها هم‌زمان با فاز کوهزایی سیمین می‌باشد (شکل ۲-۷). این گرانیته‌ها نوع s و کالک‌آلکالن هستند و ماگمای این توده‌ها از ژرفای کمتر پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند (ولی زاده و کریم پور، ۱۳۷۴). گرانیته- پگماتیت‌های g^{r3} تمام بلورین، درشت‌دانه و به رنگ صورتی روشن (به علت حضور ارتوکلازهای درشت‌بلور صورتی) و از نظر شیمیایی فوق آلومین و از نوع s کالک‌آلکالن هستند (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۲-۸). سن این گرانیته‌ها با استفاده از روش U- Pb زیرکن، تریاس بالایی (۴/۱ Ma $\pm$) (۲۰۵۹) تعیین شده است (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰).

پگماتیت‌های جنوب مشهد در درون گرانیته‌های این منطقه قرار گرفته و آن‌ها را قطع می‌کند (شکل ۲-۶). این پگماتیت‌ها، همگن و از نظر کانی‌شناسی ساده و فاقد منطقه بندی هستند. آن‌ها عمدتاً از بلورهای درشت کوارتز و فلدسپار با مقداری میکا تشکیل شده‌اند و به صورت ضربدری یکدیگر را قطع می‌کنند. این رگه‌های پگماتیتی عموماً دارای دو روند اصلی شمال خاور- جنوب باختر (N30) و شمال

باختر- جنوب خاور (N120) هستند. شیب رگه‌های پگماتیتی در برخی از مناطق حدود ۴۵ تا ۹۰ درجه است و پهنای این رگه‌ها متفاوت و از ۱۰ سانتی‌متر تا ۱۵۰ متر متغیر است.

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد در شکل ۲-۹ آورده شده است. در این نقشه موقعیت گسل‌ها و لیتولوژی محدوده مطالعاتی آورده شده است.

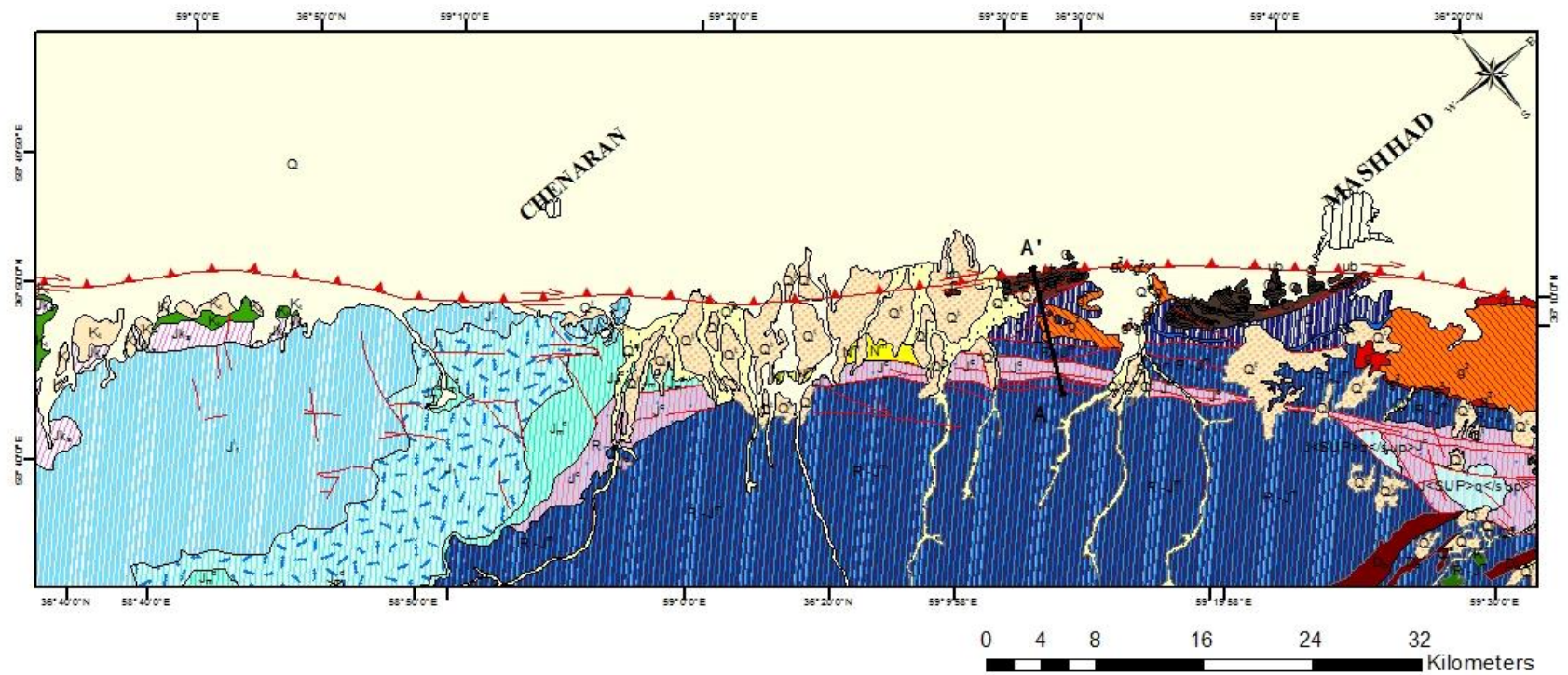


شکل ۲-۷: رگه‌های پگماتیتی در زمینه گرانیت g^{r1} و g^{r3} و رسوبات کواترنری در کوه‌های خواجه مراد



شکل ۲-۸: گرانیت g^{r2} در محدوده کوه‌های کوهسنگی مشهد

Geological map of Mashhad



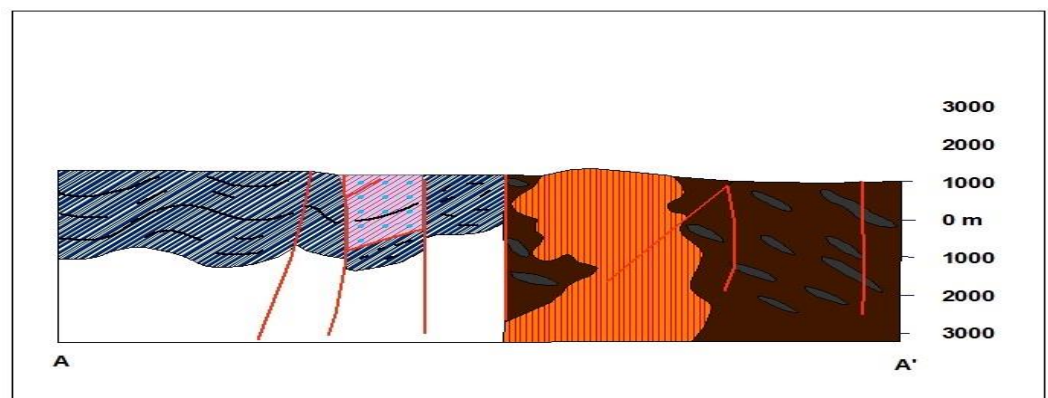
LEGEND

QUATERNARY	Q ^a Recent alluvium
	Q Gravel fan
	Q ^t Terraces
	PIQ ^v Andesitic lava
	PIQ ^t Dacite, tuff, tuff breccia

BINALOUD MOUNTAINS

NEOGENE	PIQ ^c Conglomerate	
	N ^v Andesite	
	N ^a Agglomerate	
	N ^m Marl, red-brown-gypsiferous	
	N ^g Gypsum	
	N ^{mg} Marl and gypsum	
Eocene	E ^v Andesite	
	E ^c Conglomerate	
	E ^f Marl and sandstone, light green	E ^s Sandstone
	E ^{vc} Volcaniclastic Conglomerate	

CRETACEOUS	K ₁ Limestone, light buff, oolitic	K Limestone
	JK ₁ Sandstone, marl, reddish	
	J ₁ Limestone, light buff, bedded	
	J ₂ Limestone, light buff, massive	
JURASSIC	J ₃ Limestone, marl, light gray	
	J ₄ Quartz conglomerate	
	J ₅ Sandstone, shale, conglomerate	
	R-J ₆ Shale, Phylitic, dark gry. (Mashhad phyllite)	
PALEOZOIC	P ₁ Quartzite, Limestone, recrystallized	
	D ₁ Limestone, dolomitic, recrystallized. (BAHRAM FORM.)	
	S ₁ Limestone, marly, (NIUR F.)	
	D ₂ Dolomite and dolomitic limestone	
	e ₁ Sandstone, quartzitic, red (LALUN FORMATION)	



Geological Symbol

INTRUSIVE ROCKS	g ¹⁻³ Net-vein of aplite and pegmatite
	g ³ Granite-aplite
	g ² Leucogranite
	g ¹ Granite (Porphyric), granodiorite

—	fault
▨	City

شکل ۲-۹: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ مشهد)

فصل ۳:

تحلیل ساختاری

۳-۱) مقدمه:

حرکات سنگ کره نسبت به هم باعث ایجاد نیروهایی می‌شوند که در زمان‌های مختلف میدان‌های تنش متفاوتی در بخش‌های مختلف پوسته ایجاد می‌کنند. بسته به جهت‌گیری تنش‌ها و شرایط سنگ‌ها در هر منطقه، دگر ریختی‌هایی با اشکال ساختمانی متفاوت ایجاد می‌شود. چین‌ها و شکستگی‌ها (گسل-ها و درزه‌ها) عناصر ساختاری ایجاد شده توسط تنش در منطقه می‌باشند و از ابزارهای ضروری جهت شناخت دگر ریختی‌ها و دستیابی به الگوی دگر شکلی در هر ناحیه محسوب می‌شوند.

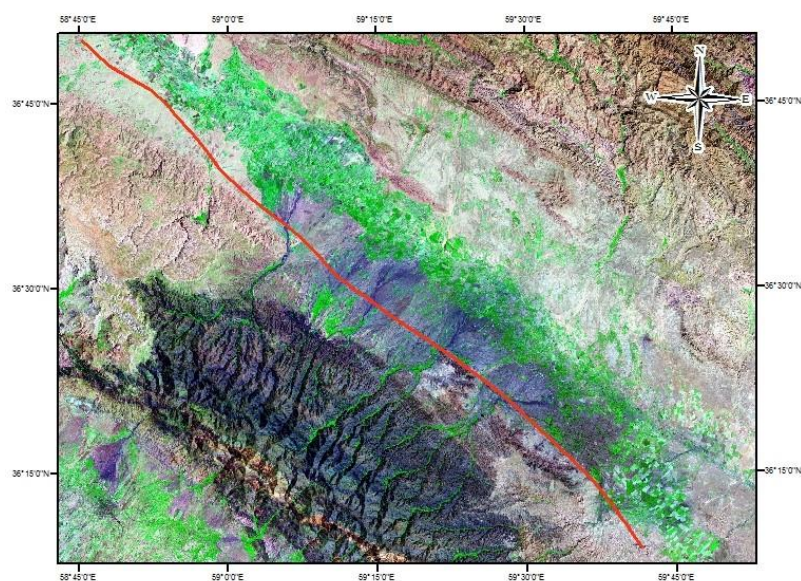
شکستگی‌ها از معمول‌ترین عوارض زمین‌شناختی هستند که در اندازه‌های مختلف در رخنمون‌های سنگی قابل مشاهده می‌باشند و حاصل اعمال تنش‌های تکتونیکی می‌باشند. شکستگی سطحی است که در طول آن چسبندگی میان اجزای تشکیل دهنده سنگ از بین رفته و سنگ در امتداد این سطح می‌شکند. شکستگی‌ها به دو گروه، گسل‌ها و درزه‌ها تقسیم‌بندی می‌شوند که ملاک تقسیم‌بندی این دو میزان جابه‌جایی در سطح شکستگی می‌باشد. اگر شکستگی حاصله باعث حرکت سنگ‌های دو طرف صفحه شکستگی نسبت به یکدیگر باشد به آن گسل اطلاق می‌شود. اگر حرکت برشی موازی با سطح شکستگی کمتر از ۵ میلی‌متر باشد و یا اصلاً وجود نداشته باشد، درزه و در غیر این صورت گسل نامیده می‌شود.

۳-۲) گسل

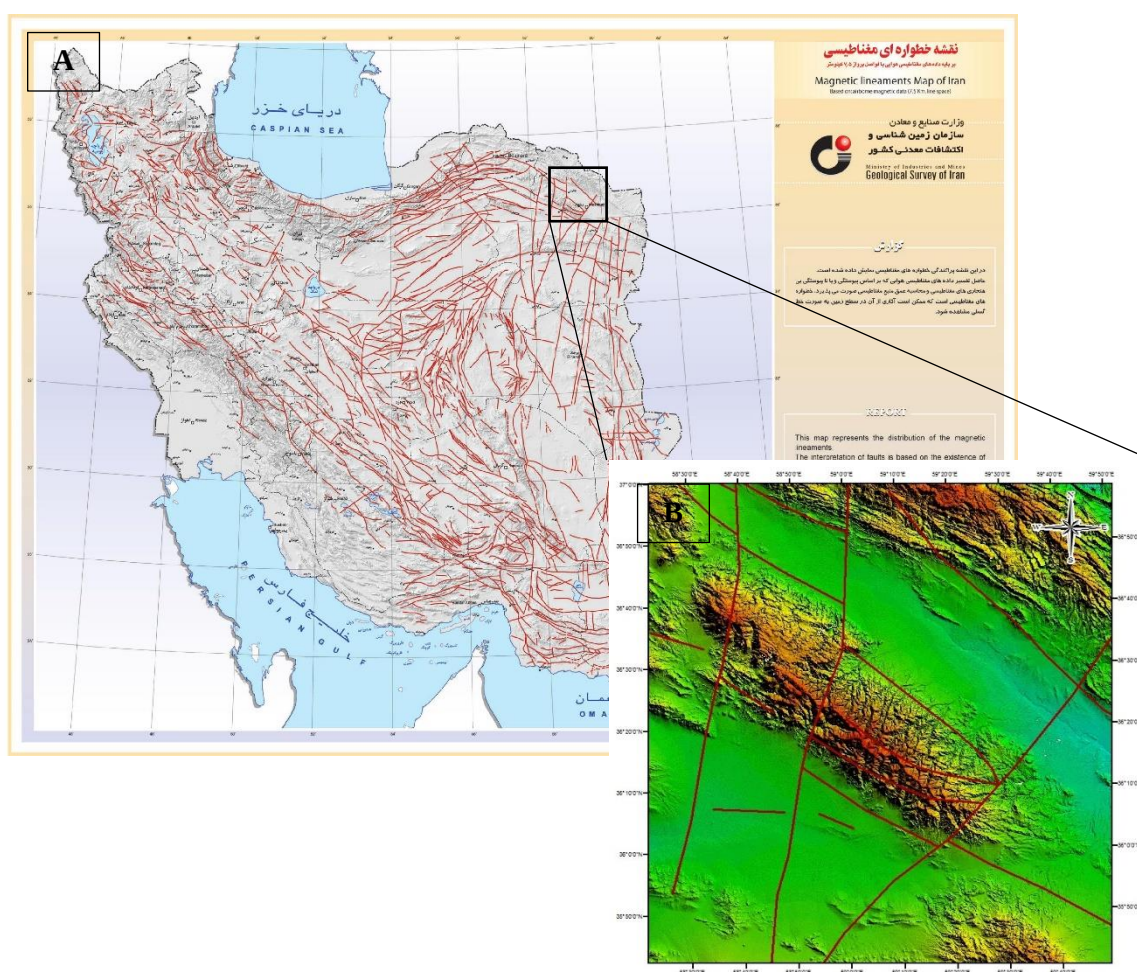
مطالعه گسل‌های فعال نقش بسزایی در تعیین فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی و لرزه‌خیزی دارد. گسل‌های محدوده به کمک نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی شده‌اند و سعی بر آن بوده که نحوه عملکرد آن‌ها بر سطح زمین نیز بررسی شود. در منطقه مطالعاتی یک گسل بزرگ تحت عنوان گسل جنوب مشهد-چناران تأثیر زیادی بر روی سیمای نو زمین ساختی و فرونشست دشت مشهد داشته است. گسل اصلی در منطقه هم‌راستا با ساختار بینالود (شمال غرب-جنوب شرق) می‌باشد که به این نوع گسل، گسل طولی می‌گویند. گسل جنوب مشهد-چناران (شکل ۳-۱) در طی تغییرات زمین ساختی در بینالود دوباره فعال شده است و موجب تغییرات زمین ریختی در دشت مشهد می‌باشد.

این گسل دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و شیب به سمت شرق می‌باشد. با پیمایش در امتداد گسل مذکور در محدوده مطالعاتی در مکان‌هایی که امکان رخنمون سطوح گسلی مربوط به این گسل‌ها می‌رفت، برداشت صورت پذیرفت. گسل مذکور برای اولین بار در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گسل‌های فعال و غیرفعال خراسان رضوی در اردیبهشت سال ۱۳۹۴ توسط تیمی از سازمان زمین‌شناسی مشهد به صورت یک خطواره نشان داده شده است. این گسل به دلیل عبور از جنوب شهر مشهد و ادامه یافتن آن به سمت چناران، نام آن را گسل جنوب مشهد-چناران گذاشته‌اند. البته قابل ذکر است این گسل در بعضی مطالعات به صورت مجزا با عناوین گسل جنوب مشهد و یا گسل چناران مورد بررسی قرار گرفته است. اثر این گسل روی عکس‌های هوایی نشان‌دهنده آن است که این گسل از جنوب غرب مشهد با عبور از کوه‌های خواجه‌مراد وارد محدوده شهر مشهد شده است و از کنار کوه کوهسنگی و کوه زکریا گذشته و پس از تأثیرگذاری بر روی رودخانه چهل بازه از جنوب غربی مشهد خارج شده و حفاصل میان شهرستان چناران و قوچان خاتمه می‌یابد. این گسل دارای طول تقریباً ۱۵۰ کیلومتر می‌باشد و بعد از تأثیر بر روی توده‌های گرانیته در خواجه‌مراد، از رسوبات کواترنری و مخروط افکنه‌ها عبور می‌کند، سپس از سنگ‌های اولترابازیک عبور کرده و در نهایت رسوبات آهکی معادل سازند لار را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. آبراهه‌هایی که از کوهپایه‌های جنوب و جنوب غرب مشهد سرچشمه می‌گیرند و همچنین مخروط افکنه‌های دشت مشهد، بعد از رسیدن به روند خطی مذکور به سمت شرق (راست) منحرف می‌شوند. این گسل مرز میان دشت مشهد و کوه بینالود می‌باشد. ادامه گسل جنوب مشهد-چناران در بخش شمال غربی در رسوبات آبرفتی کواترنری خیلی واضح نیست. با توجه به قرار گرفتن شهر مشهد بر روی زون گسلی، این زون گسل دارای اهمیت خاصی می‌باشد.

شکل ۲-۳ نقشه پراکندگی خطواره‌های مغناطیسی، این گسل نمایش داده شده است. این خطوط حاصل تفسیر داده‌های مغناطیسی هوایی است که بر اساس پیوستگی و یا ناپیوستگی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و محاسبه عمق منبع مغناطیسی صورت می‌پذیرد. خطواره‌ها ممکن است آثاری از آن در سطح زمین به صورت خط گسلی مشاهده شود.



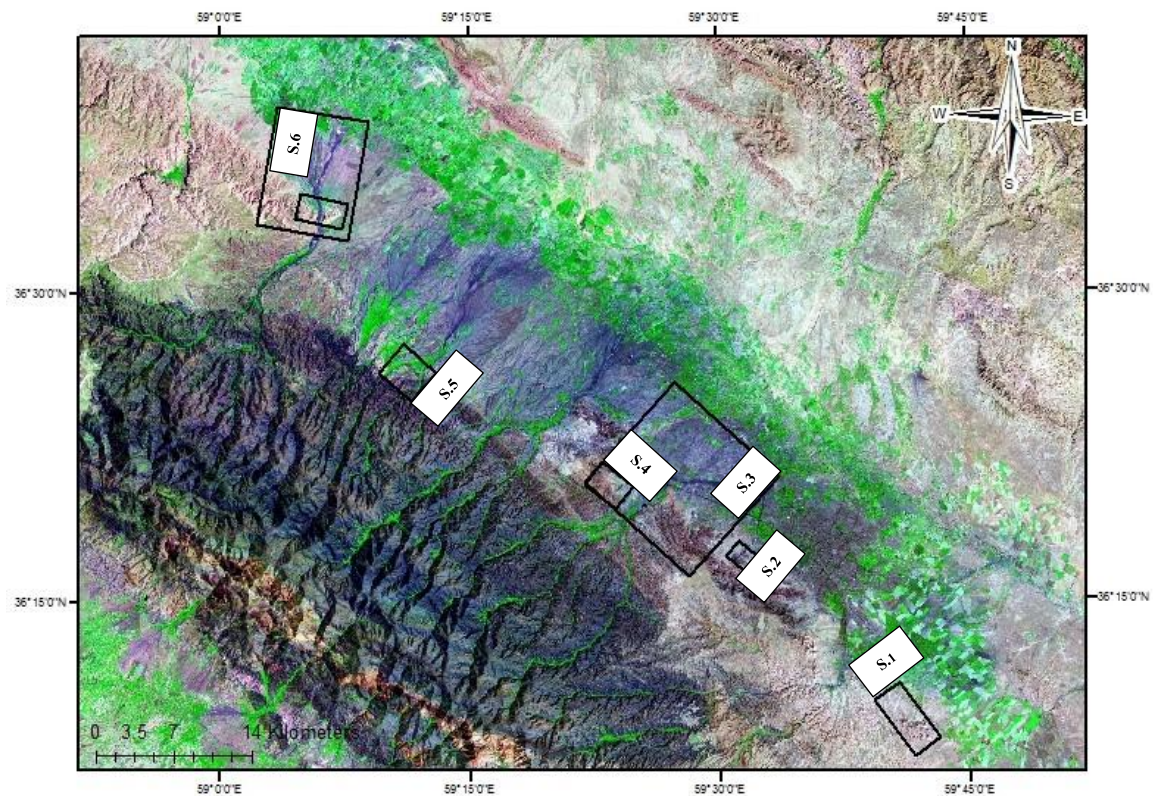
شکل ۳-۱: موقعیت کلی گسل جنوب مشهد- چناران در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای MrSid



شکل ۳-۲: نقشه خطواره‌ای مغناطیسی بر پایه داده‌های مغناطیسی هوایی با فواصل پرواز ۷/۵ کیلومتر. (B) رسم خطواره‌های مغناطیسی بر روی تصاویر SRTM محدوده مورد مطالعه

۳-۳) هندسه و سازوکار گسل جنوب مشهد-چناران

این گسل در محدوده مطالعاتی در ۶ ایستگاه برداشت و مورد مطالعه قرار گرفته است. موقعیت گسل جنوب مشهد-چناران و ایستگاه‌های برداشت صحرایی بر روی تصویر ماهواره‌ای قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۳). در راستای این گسل و در ۶ ایستگاه مشخص شده، اندازه‌گیری‌هایی صورت پذیرفت که در ادامه به آن می‌پردازیم:



شکل ۳-۳: تصویر ایستگاه‌های مطالعاتی و موقعیت تصاویر در ایستگاه‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای MrSid

۳-۳-۱) ایستگاه اول

این ایستگاه در قسمت جنوب شهر مشهد، در کوه‌های خواجه مراد، حدفاصل جاده مشهد و نیشابور با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 8' 52.14'' N$ و $59^{\circ} 41' 32.78'' E$ انتخاب شده است (شکل ۳-۴). در این محدوده گرانیتوئیدهای مشهد و همچنین رگه‌های پگماتیت و آپلیت که در گرانیتوئیدهای مشهد نفوذ کرده‌اند، دیده می‌شوند. این رگه‌ها خود نیز شکستگی‌های پر شده با فیبرهای بلوری جهت‌دار و یا ذخایر معدنی غیر جهت‌دار (معمولاً کوارتز، کلسیت و کربنات) هستند.

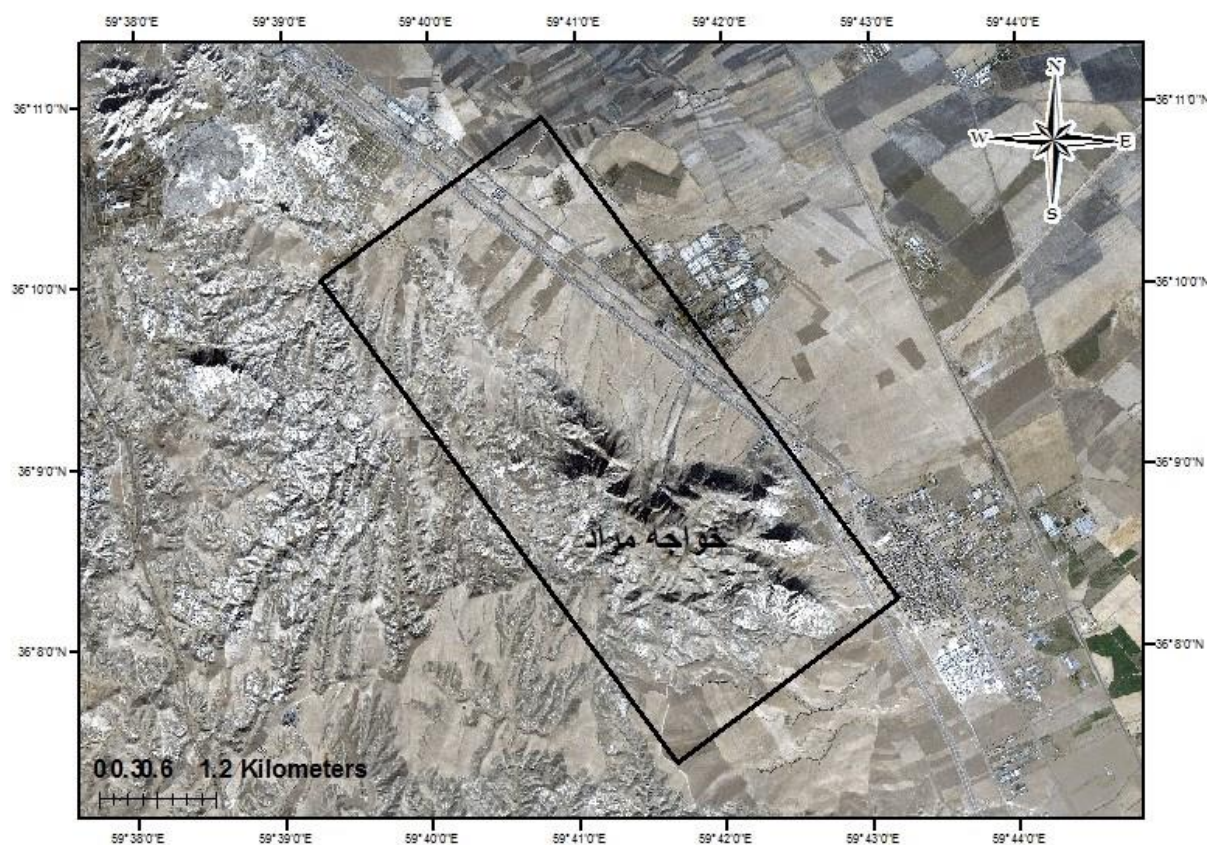
با پیمایش در ایستگاه اول، در مکان‌هایی که امکان رخنمون سطوح گسلی مرتبط با این گسل بود، برداشت‌هایی صورت گرفته است. در راستای این گسل به سمت شمال غربی، محدود به رسوبات کواترنری می‌شود و باعث جابجایی آبراهه‌ها در آن ناحیه شده است. اندازه‌گیری‌ها بر روی سطوح گسلی ایستگاه اول نشان می‌دهند که در این منطقه جهت‌گیری غالب برای این گسل به صورت جهت شیب و شیب اندازه‌گیری شده که $45/80$ (شیب بیش‌ترین زاویه روبه پایین نسبت به سطح افقی است و بین صفر تا 90 می‌باشد و جهت شیب، سمت شیب است که با تصویر کردن روی سطح افق به دست می‌آید) در این ناحیه می‌باشد (شکل ۳-۵).

سطوح گسلی با نسل‌های متفاوتی از خراش‌های گسلی توسط این گسل در این محدوده بر جامانده است (شکل ۳-۵). دودسته خراش گسلی که به ترتیب ریک صفر و 55 درجه ساعت‌گرد را می‌توان مشاهده نمود. ریک 55 درجه بیان‌کننده، حرکت امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه شیبی معکوس و ریک نزدیک به افق بیان‌گر حرکت امتدادلغز راست‌بر می‌باشد. با استفاده از نشانه‌های حرکتی از جمله، قاعده برش (در خراش گسلی متقاطع خراش گسلی جوان‌تر خراش گسلی قدیمی‌تر را قطع می‌کند)، خراش گسلی با ریک 55 درجه خراش گسلی با ریک صفر درجه را قطع کرده، همچنین با اثر لمس دست بر روی سطح گسل و پله‌های گسلی می‌توان بیان نمود که آخرین فاز حرکتی مرتبط با خراش گسلی با ریک بیش‌تر است.

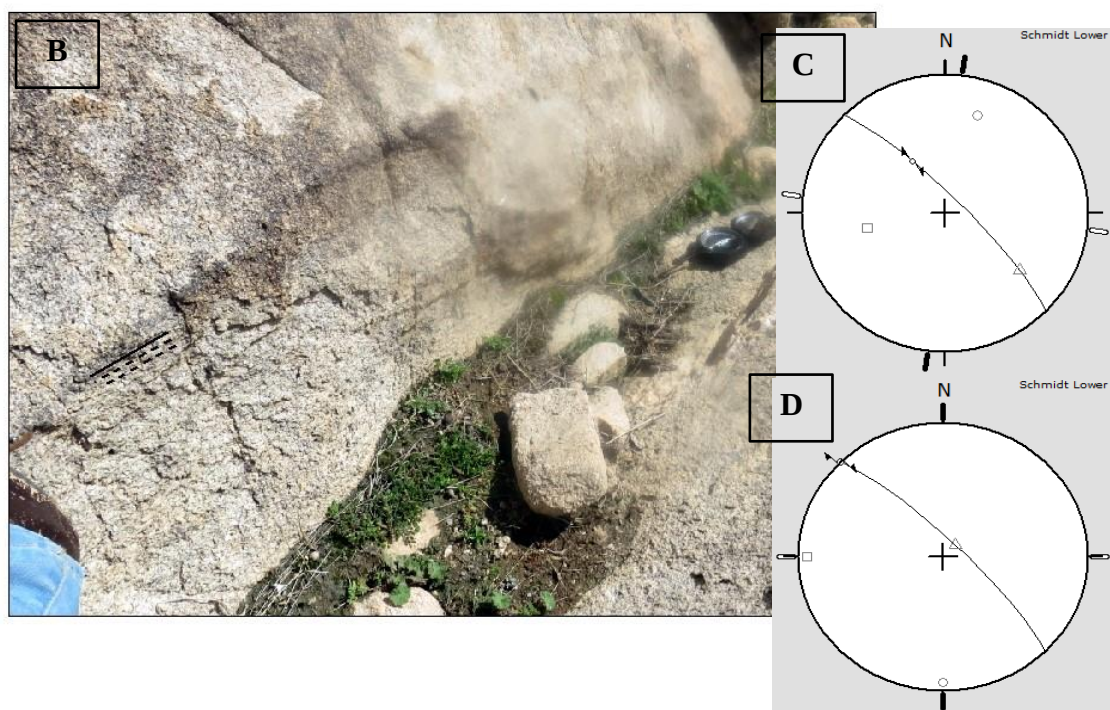
حضور این گسل در این منطقه باعث جابجایی رگه‌های کوارتز و آپلیتی شده است. همان‌گونه که در شکل ۳-۵ دیده می‌شود گسل رگه آپلیتی را به‌صورت راست‌گرد جابه‌جا کرده است.

زون تخریب حجمی از تغییر شکل در دیواره سنگ‌های اطراف سطح گسل می‌باشد که از همان ابتدای پیدایش، انتشار و نیز در طول لغزش‌های گسل ایجاد می‌شوند (Kim et al., 2004; Cowie & Scholz., 1995; McGrath & Davison, 1992). توسعه ساختارهای تغییر شکل یافته در زون‌های تخریب، اطلاعات با ارزشی در مورد انتشار و رشد گسل می‌دهند (McGrath & Davison., 1995; Vermilye & Scholz., 1998, 1999). زون‌های تخریب براساس موقعیتشان در اطراف گسل‌های امتدادلغز به سه دسته (۱) زون تخریب در پایانه گسل، (۲) زون تخریب در مناطق اتصال دو بخش گسل و (۳) زون تخریب در دیواره گسل تقسیم بندی می‌شوند (Kim et al., 2004). زون تخریب در دیواره گسل، ممکن است از تخریب سنگ و یا از تخریب ایجاد شده در اثر لغزش روی گسل حاصل شوند.

در سطح گسل مذکور شکستگی‌های دم‌اسبی نیز مشاهده شده است. الگوی شکستگی‌هایی که در زون‌های تخریب ایجاد می‌شوند، می‌تواند بیان کننده، انواع جابجایی در شکستگی‌ها باشد. وجود این شکستگی‌های دم‌اسبی منعکس کننده کشش و فشارش در اثر گسل هستند. این شکستگی‌ها غالباً در پاسخ به لغزش ایجاد می‌شوند و از نوع گسلی هستند. درون توده گرانیتهی خواجه مراد زون‌های تخریب در اطراف گسل شکل گرفته است. انشعابات دم‌اسبی در نتیجه کاهش تدریجی لغزش به سمت پایانه گسل توسعه پیدا می‌کنند (Kim et al., 2000) و حرکت امتدادلغزی راست‌بر را در این نوع گسل تأیید می‌کند.



شکل ۳-۴: تصویر ماهواره‌ای SPOT از محدوده برداشت‌شده که نشان‌دهنده موقعیت محدوده مطالعاتی در کوه‌های خواجه‌مراد می‌باشد. داده‌های ماهواره‌ای SPOT از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (منطقه شمال‌شرق) تهیه شده است. کادر مشکی محل برداشت و ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۵: نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت‌شده در منطقه خواجه مراد. شاخص نشانه‌روی کمپاس نشان‌دهنده جهت شمال منطقه می‌باشد. A: نشان‌دهنده راست‌گرد گسل مزبور همراه با درزه‌های دم‌اسبی. B: نشان‌دهنده ریک صفر در منطقه که به صورت خطوط مشکی و خط‌چین نشان داده شده‌است. C, D: تصویر سیکلوگراف سطح برداشت‌شده و خراش‌های گسلی با ریک صفر و ۵۵

از دیگر شواهد راست‌بر بودن گسل جنوب مشهد-چناران در این محدوده وجود انشعابات دم‌اسبی و جابجایی راست‌بر رگه‌های کوارتز و آپلیت در این محدوده می‌باشد.

انشعابات دم‌اسبی در نتیجه کاهش تدریجی لغزش به سمت پایانه گسل، توسعه پیدا می‌کنند (kim et al, 2000). این شکستگی‌ها غالباً در پاسخ به لغزش تشکیل می‌شوند و از نوع گسل هستند. ساختارهای دم‌اسبی، انشعابات گسلی منحنی شکلی هستند که در پایانه گسل‌ها (پایانه شکستگی‌ها عبارت‌است از نقطه‌ای در سطح سنگ که در آن اثر شکستگی به پایان می‌رسد)، با زاویه ۲۵ تا ۴۰ درجه نسبت به گسل اصلی تشکیل می‌شوند. این انشعابات در زاویه ۹۰ درجه نسبت به جهت کش و به صورت نیمه موازی با جهت حداکثر استرس فشارشی (σ_1) در زمان گسلش ایجاد می‌شوند (Brace & Bombolakis, 1963). درواقع این ساختارها به‌عنوان شکستگی‌های ثانویه‌ای هستند که در نتیجه لغزش در گسل‌های کوچک می‌باشند.

انشعابات دم‌اسبی در پایانه روند گسلی نشان‌دهنده مؤلفه حرکت امتدادلغزی است (شکل ۳-۶). با توجه به انشعابات دم‌اسبی در این درزه می‌توان حرکت راست‌بر را برای آن‌ها در نظر گرفت.



شکل ۳-۶: نمایی از ساختار دم‌اسبی در کوه‌های خواجه‌مراد در زون تخریب پایانه‌ای شکستگی‌های با روندهای شمال غربی- جنوب شرقی و شمال شرقی- جنوب غربی که نشان‌دهنده حرکت امتدادی راست‌رو برای این دسته از شکستگی‌ها می‌باشد.

در محدوده کوه‌های خواجه مراد رگه‌های بسیاری در زمینه گرانیت نفوذ کرده است. این رگه‌ها هم شکستگی‌های پر شده با فیبرهای بلوری جهت‌دار یا ذخایر معدنی غیر جهت‌دار (معمولاً کوارتز، کلسیت و کربنات) هستند. رگه‌های کوارتز، آپلیت و پگماتیت در این محدوده بسیار فراوان می‌باشند. تعدادی از درزه‌های موجود در این منطقه موجب جابجایی این رگه‌ها شده است.

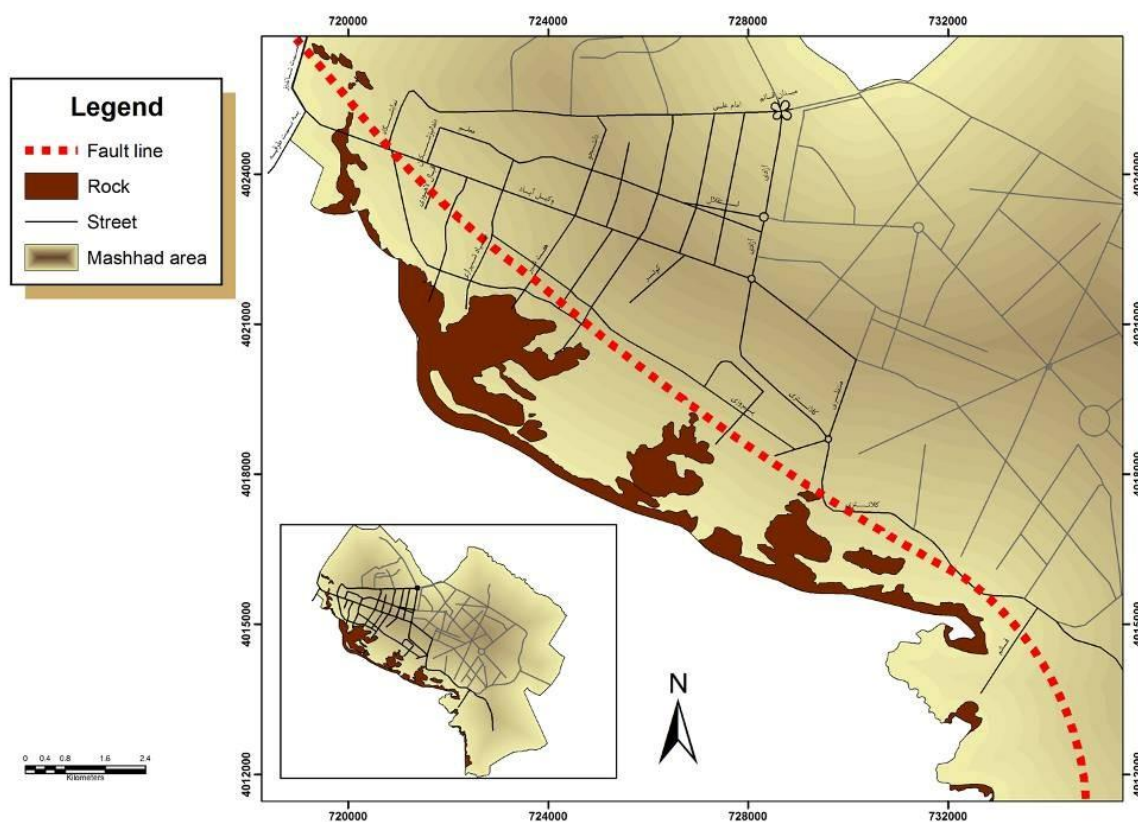
از آنجایی که روندهای شکستگی در محدوده، دارای اثر جابجایی رگه‌ها و خش لغز هستند، بنابراین تمامی این دسته شکستگی‌ها از نظر جنبشی یا سینماتیکی به رده گسل‌ها تعلق دارند که به صورت راست‌بر باعث جابجایی این رگه‌ها شده‌اند. در شکل ۳-۷ نمایی از این جابه‌جایی‌ها دیده می‌شود.



شکل ۳-۷: A, B: درزه‌های شمال غربی - جنوب شرقی که جابه‌جایی راست‌بر را در منطقه خواجه مراد مشهود نشان می‌دهد. فلش‌ها نشان دهنده مقدار جابجایی در رگه‌های کوارتز و آپلیتی می‌باشند.

۳-۲-۳ ایستگاه دوم

گسل جنوب مشهد- چناران با روند شمال غرب- جنوب شرق، سازنده ارتفاعات جنوبی شهر مشهد می‌باشد این گسل حد میان کوه و دشت و در مرز سنگ‌های الترابازیک، اسپیلیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی متعلق به پالئوزوئیک با رسوبات آبرفتی کواترنری دشت مشهد، قرار گرفته است. با توجه به بررسی‌های میکروترمور انجام گرفته (زهانی، ۱۳۹۱)، مسیر عبوری این گسل در جنوب مشهد مشخص شده است (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸: مسیر عبور گسل جنوب مشهد (اقتباس از زهانی، ۱۳۹۱)

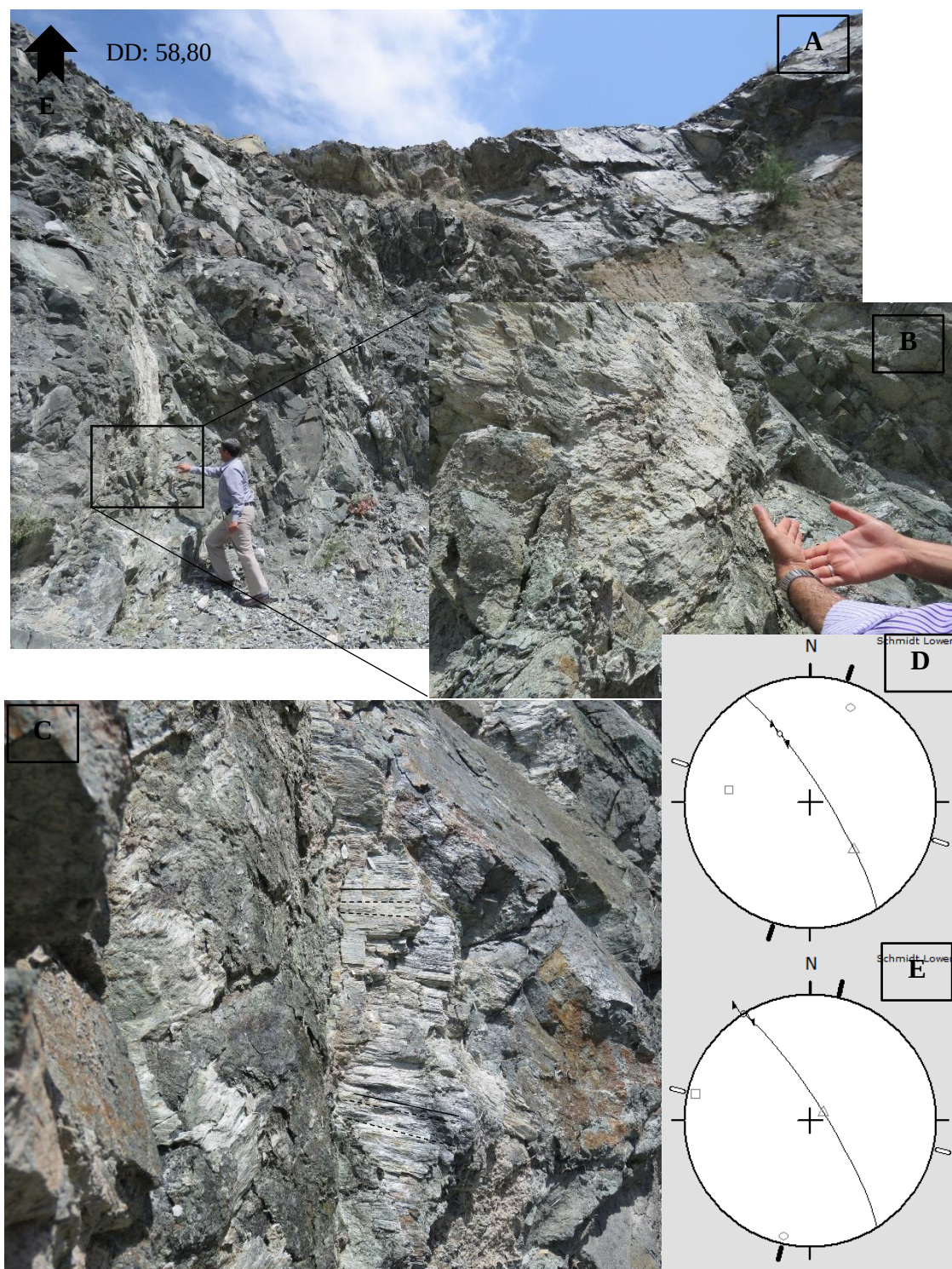
این ایستگاه در کوه زکریا نزدیک به روستای زکریا (شکل ۳-۹) با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 17' 0.30''$ N و $59^{\circ} 31' 8.60''$ E با لیتولوژی سنگ‌های اولترا بازیک، یک زون برشی دارای دودسته خراش گسلی، یکی با ریک نزدیک به افق (امتداد لغز راست‌بر) و دیگری تقریباً با ریک 40° درجه ساعت‌گرد اندازه‌گیری شده است. با استفاده از نشانه‌های حرکتی از جمله، قاعده برش مشخص گردید خراش گسلی با ریک

بیشتر جوان تر می باشد و اثر لمس دست بر روی سطح گسل و وجود پله های گسلی بر روی سطح گسل حرکت راست بری آن مشخص شد.

سطح گسل در این محدوده به روش جهت شیب، شیب به مقدار ۵۸/۸۰ برداشت شده است و تصویر آن در شکل ۳-۱۰ آورده شده است.



شکل ۳-۹: تصویر ماهواره ای SPOT که نشان دهنده محدوده کوه های روستای زکریا می باشد. تصاویر ماهواره ای SPOT از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی (منطقه شمال شرق) تهیه شده است. کادر مشکی نشان دهنده محدوده روستای زکریا، محل ایستگاه دوم و موقعیت برداشت های انجام شده می باشد.



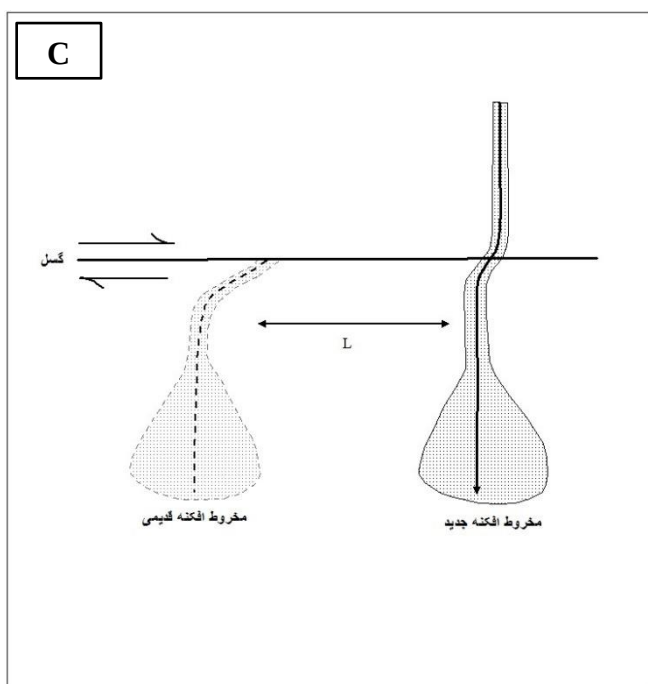
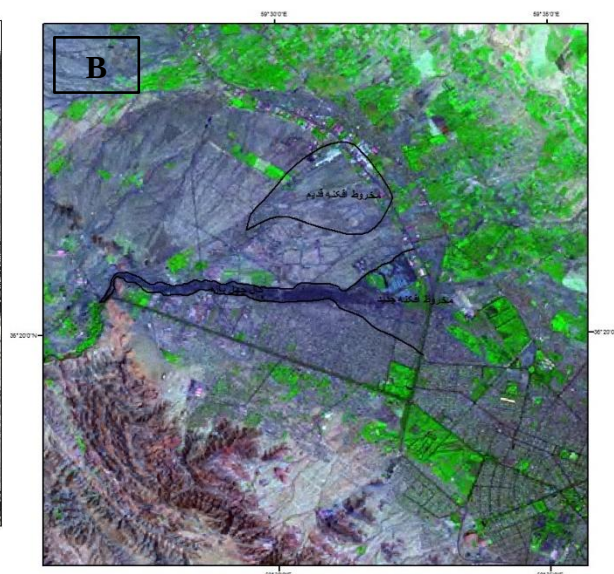
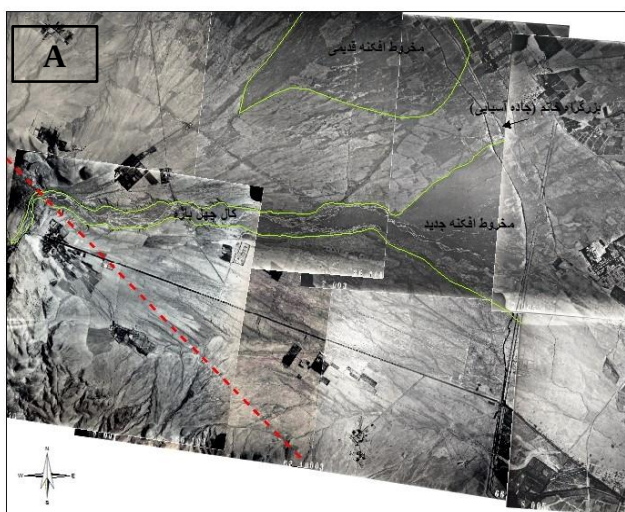
شکل ۳-۱۰: A: نمونه‌ای از سطح گسل برداشت‌شده در راستای گسل جنوب مشهد- چناران در منطقه کوه زکریا B: نمای نزدیک خراش گسلی با ریک ۴۰ C: خراش‌های گسلی با ریک صفر موجود بر روی صفحه گسل D: سیکلوگراف سطح برداشت‌شده و خراش‌های گسلی با ریک ۴۰ E: سیکلوگراف سطح گسل و خراش‌های گسلی با ریک صفر

۳-۳-۳) ایستگاه سوم:

در امتداد گسل جنوب مشهد-چناران آبراهه و مخروط افکنه چهل بازه تحت تأثیر حرکات نو زمین-ساختی قرار گرفته‌اند و جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند. مسیل چهل بازه از ارتفاعات جنوب غرب مشهد سرچشمه می‌گیرد. سرشاخه‌های اصلی آن رودخانه‌های گلستان، جاغرق، مایان و ده بار می‌باشد. مسیل چهل بازه بعد از خارج شدن از ارتفاعات به سمت شرق منحرف شده است. مخروط افکنه کنونی این رودخانه حدوداً در انتهای محدوده سید رضی قرار دارد. در این محل رودخانه شاخه‌شاخه شده است. دو شاخه اصلی و فعال کنونی آن به نام خین‌عرب (کال کشف) و مسیل نخودک معروف می‌باشند که هر دو نهایتاً به کشف رود می‌پیوندند. طول این مسیر حدود ۹ کیلومتر و وسعت آن نیز در حدود ۳۰۰ هکتار می‌باشد.

آبراهه چهل بازه در مختصات جغرافیایی $57^{\circ} 20' 36'' E$ و $27^{\circ} 29' 59'' N$ تغییر مسیر داده و به سمت راست منحرف شده است. با بررسی عکس‌های سه بعدی و تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۳-۱۱ A, B) مخروط افکنه قدیمی این رودخانه مشخص شد. میزان جابجایی این گسل به مقدار ۳ کیلومتر از روی تصاویر ماهواره‌ای اندازه‌گیری شده است.

با توجه به شواهد مورفومتریکی ذکر شده می‌توان بیان کرد که این گسل دارای حرکت امتدادی راست‌بر است.



شکل ۳-۱۱: مخروط افکنه چهل بازه و جابجایی راست بر. A: تصویر سه بعدی مخروط افکنه چهل بازه، B: تصویر ماهواره‌ای MrSid از مخروط افکنه مذکور، C: تصویر شماتیک جابجایی مخروط افکنه به صورت راست بر، D: نمایی از تغییر مسیر آبراهه به سمت راست

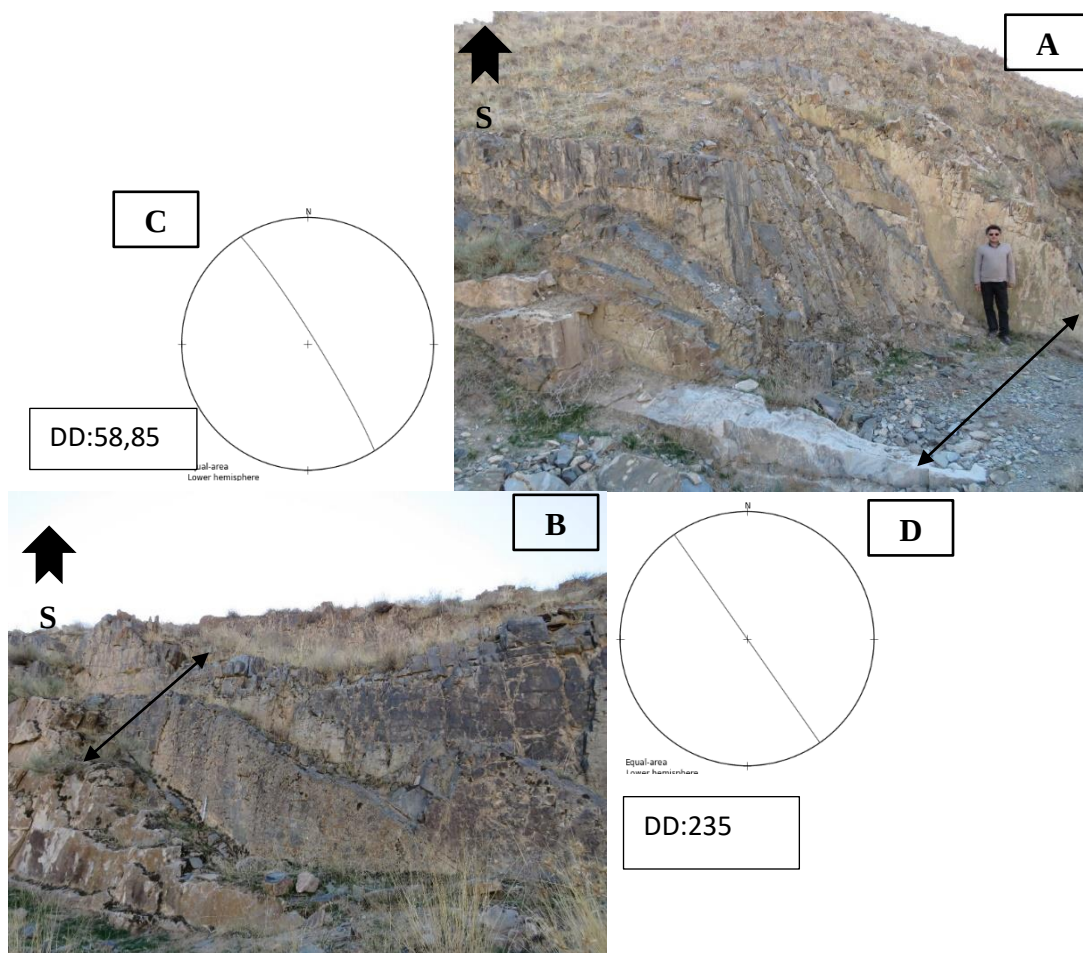
۳-۳-۴) ایستگاه چهارم

زون‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل‌پذیر، باعث تشکیل پهنه‌های باریکی می‌شوند که در آن، سنگ‌ها در نتیجه تمرکز کرنش ناهم‌هنگ نسبت به پیرامون خود تغییر ساختاری یافته‌اند. این ساختارها دارای پهنه‌های متفاوتی از چند سانتی تا چند کیلومتر می‌باشند و جزو ویژگی‌های ساختاری متداول در بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند (Ramsay & Graham, 1970). زون‌های برشی معمولاً به صورت موازی، مزدوج و گاه مشبک در سنگ‌های بلورین با ترکیب همگن نظیر گرانیتوئیدها، گنیس‌ها و گابروها که دستخوش شرایط دگرگونی تا رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و یا آمفیبولیت و گرانولیت شده‌اند، گسترش می‌یابند (Ramsay, 1980). زون‌های برشی موجود در منطقه از نوع زون برشی شکننده و شکل‌پذیر هستند.

توده‌های گرانیتوئیدی مشهد همانند بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی در نوارهای کوهزایی، مکان مناسبی برای گسترش زون‌های برشی شکل‌پذیر بوده‌اند.

در محدوده مطالعاتی زون‌های برشی در اندازه‌های متفاوت گسترش یافته‌اند که دارای پهنای ۲ تا ۸ متر و طول متغیر و روند عمومی NW-SE می‌باشند (شکل ۳-۱۲). سن مطلق توده‌ی گرانودیوریتی-دیوریتی ده‌نو تریاس پسین تخمین زده شده است. با توجه به این موضوع می‌توان اظهار کرد تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر در منطقه بخشی از تغییرات ساختاری حاصل از تأثیر کوهزایی سیمین بوده است (رحیمی و علی‌زاده، ۱۳۸۸).

مقطع‌های بررسی شده در زون برشی شکل‌پذیر (رحیمی و علی‌زاده، ۱۳۸۸)، نشانگرهای سمت‌وسوی برش، تماماً بیانگر برش راست‌گرد در زون‌های برشی است. همچنین وجود خش‌لغز بر روی زون‌های برشی در این مناطق حکایت از وجود یک مؤلفه‌ی اندک شیب‌لغز وارون در این زون‌های برشی است؛ بنابراین نوع لغزش هنگام تشکیل این زون‌های برشی بر پایه نشانگرهای سمت‌وسوی برش، راست‌لغز راست‌گرد با کمی مؤلفه‌ی شیب‌لغز وارون بوده است.



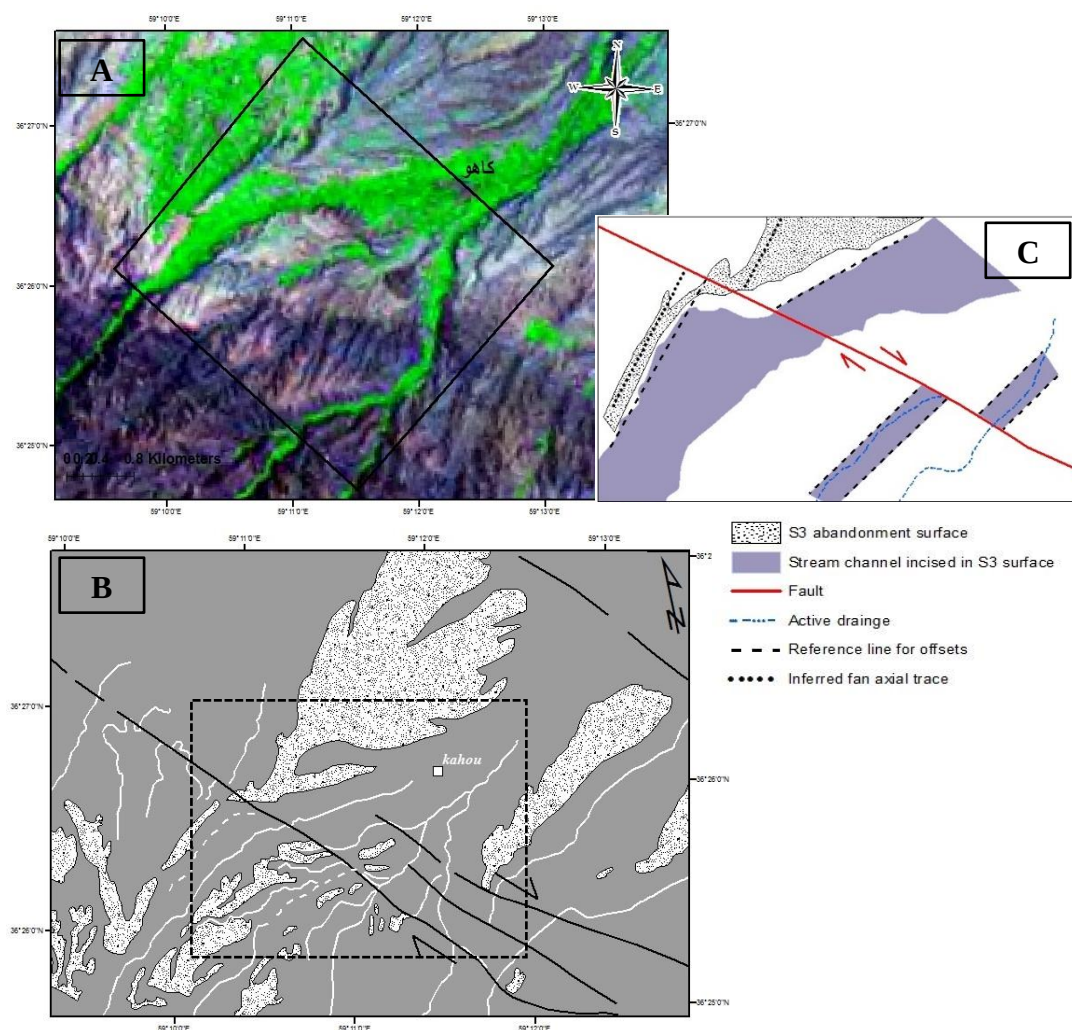
شکل ۳-۱۲: A, B: زون برشی شکننده در توده‌های گرانیتوتئیدی مشهود. C, D: تصویر سیکلوگرام زون برشی برداشت شده. مکان برداشت کوه‌های طرهبه، فلش مشکی نشان‌دهنده پهنای زون برشی می‌باشد.

۳-۳-۵ ایستگاه پنجم

در بررسی رودخانه کاهو که از میان روستای کاهو با مختصات جغرافیایی $37^{\circ}26'36''$ E و 36° N و $59^{\circ}12'21''$ عبور می‌کند، متوجه جابجایی راست‌گرد رسوبات مخروطافکنه کواترنری قدیمی و جابجایی و بریدگی آبراهه‌ی آن پس از برخورد با زون گسلی با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی می‌شویم (شکل ۳-۱۳). این جابجایی در نزدیکی روستای Kahu، یک کلید نشانگر جابجایی مناسب برای محاسبه میزان جابجایی می‌باشد.

باتوجه به بازسایه ژئومورفولوژی در مخروطافکنه کاهو، نشان می‌دهد مقدار جابجایی در آن ~

۳۱۰ متر می‌باشد.



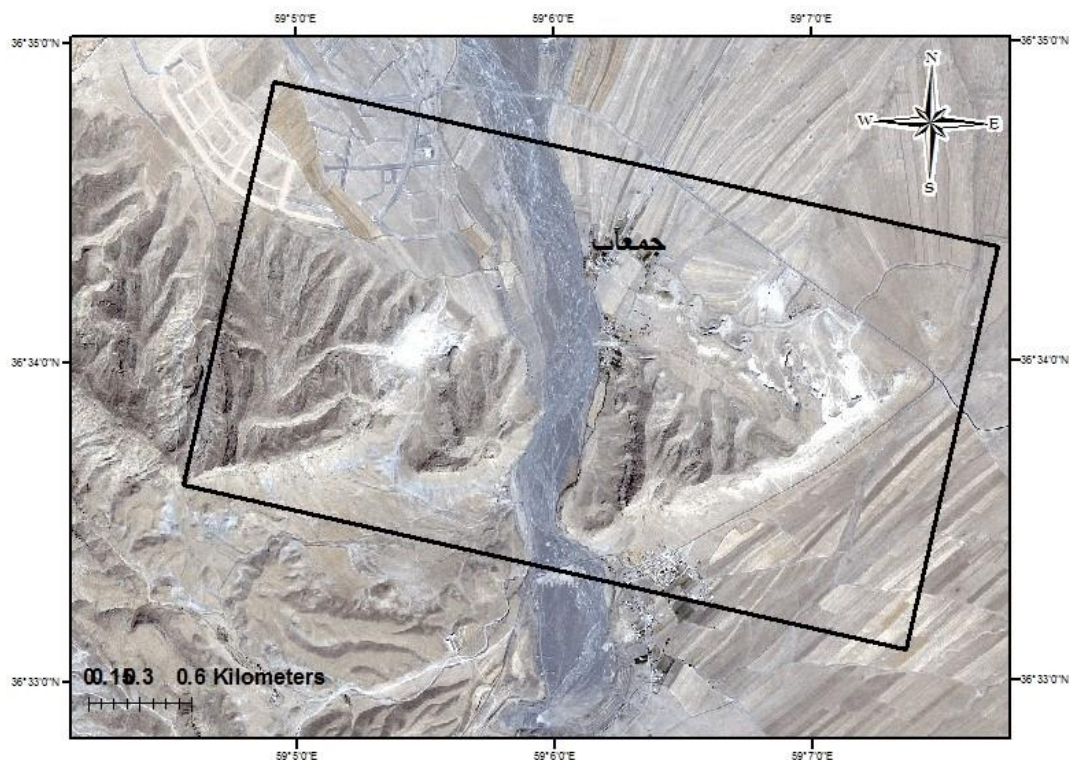
شکل ۳-۱۳: نقشه مورفوتکتونیک منطقه کاهو. (A) تصویر ماهواره‌ای MrSid در محدوده روستای کاهو. (B) تصویر مخروط افکنه‌ها و جابجایی راست‌گرد آن‌ها پس از برخورد با زون گسلی جنوب مشهد-چناران. خط سیاه گسل نماد گسل می-باشد. زهکشی توسط خطوط سفید مشخص شده‌اند. محدوده خط‌چین مستطیلی نشان‌دهنده محدوده مورد مطالعه می‌باشد. (C) تصویر کانال و رودخانه جابه‌جا شده. مقدار جابه‌جایی 340 ± 20 متر است.

۳-۳-۶) ایستگاه ششم

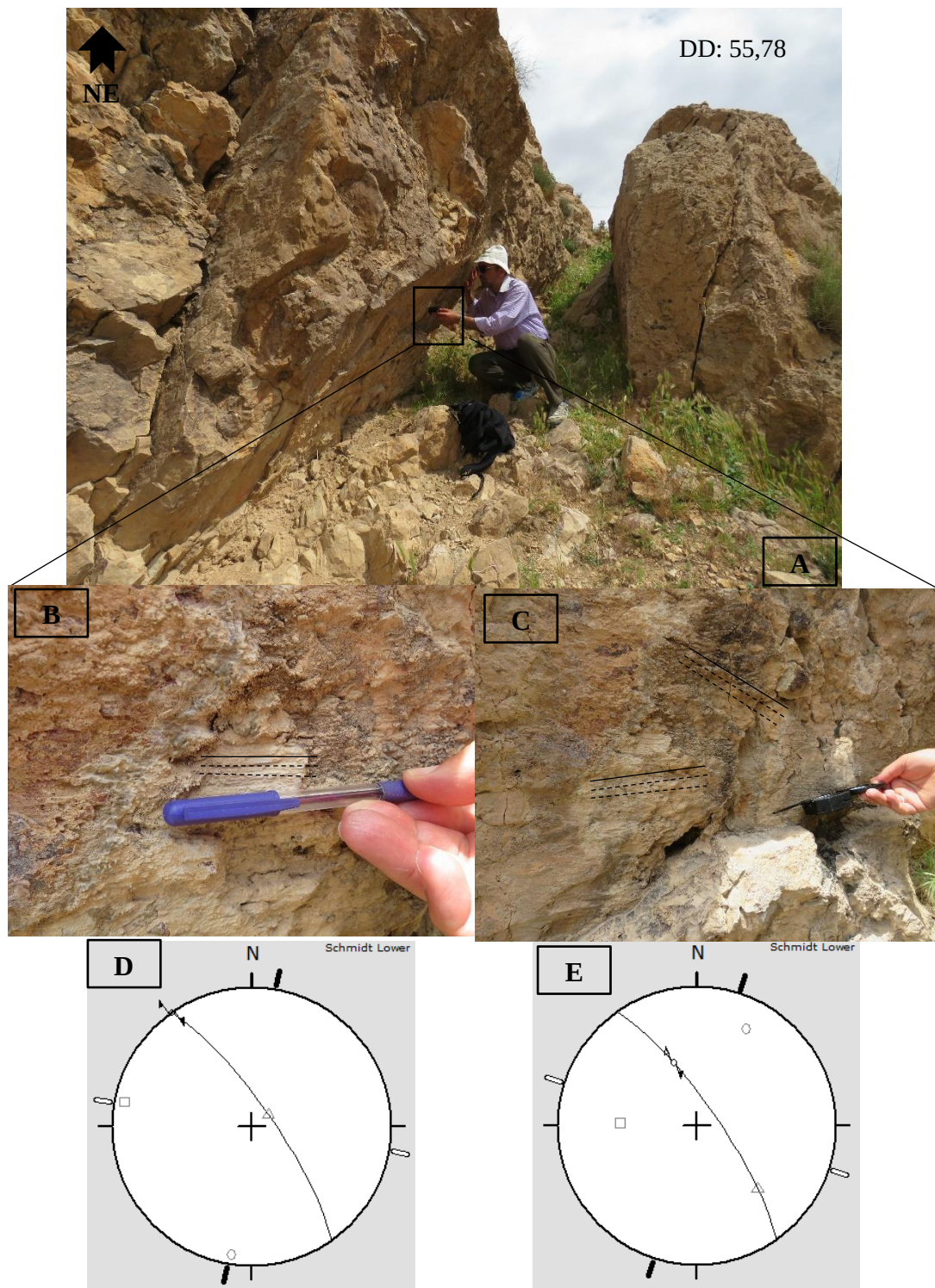
گسل جنوب مشهد-چناران به‌صورت شمال غرب- جنوب شرق از آبرفت‌ها و مخروط افکنه‌های دشت چناران عبور کرده و سپس بر روی لایه‌بندی‌های سنگ‌آهک و شیل‌های معادل لار تأثیر گذاشته و درنهایت با عبور از رسوبات کواترنری و نرسیده به شهرستان چناران خاتمه یافته است. به عبارت دیگر بیشتر طول این گسل در زیر آبرفت‌های عهد حاضر مدفون است اما امتداد آن را می‌توان در سازند مشابه لار (مزوزوئیک) در محدوده کوه‌های جمع آب پیگیری کرد. در بررسی این گسل در محدوده

کوه‌های اطراف روستای جمع آب آثار سطوح گسلی دیده می‌شود. شکل ۱۴-۳ نشان دهنده محدوده مورد مطالعه می‌باشد.

موقعیت میانگین صفحه برداشت‌شده در منطقه مورد مطالعه با روش جهت شیب و شیب ۵۵/۷۸ می‌باشد که بر روی این سطح دو خراش گسلی با ریک‌های صفر و ۵۰ دیده می‌شود. با توجه به قطع شدگی خراش گسلی با ریک صفر درجه توسط خراش گسلی با ریک ۵۰ درجه بر روی این سطح طبق قاعده برش، خراش گسلی قطع کننده خراش‌های گسلی دیگر از نظر سنی جوان تر است (شکل ۳-۱۵).

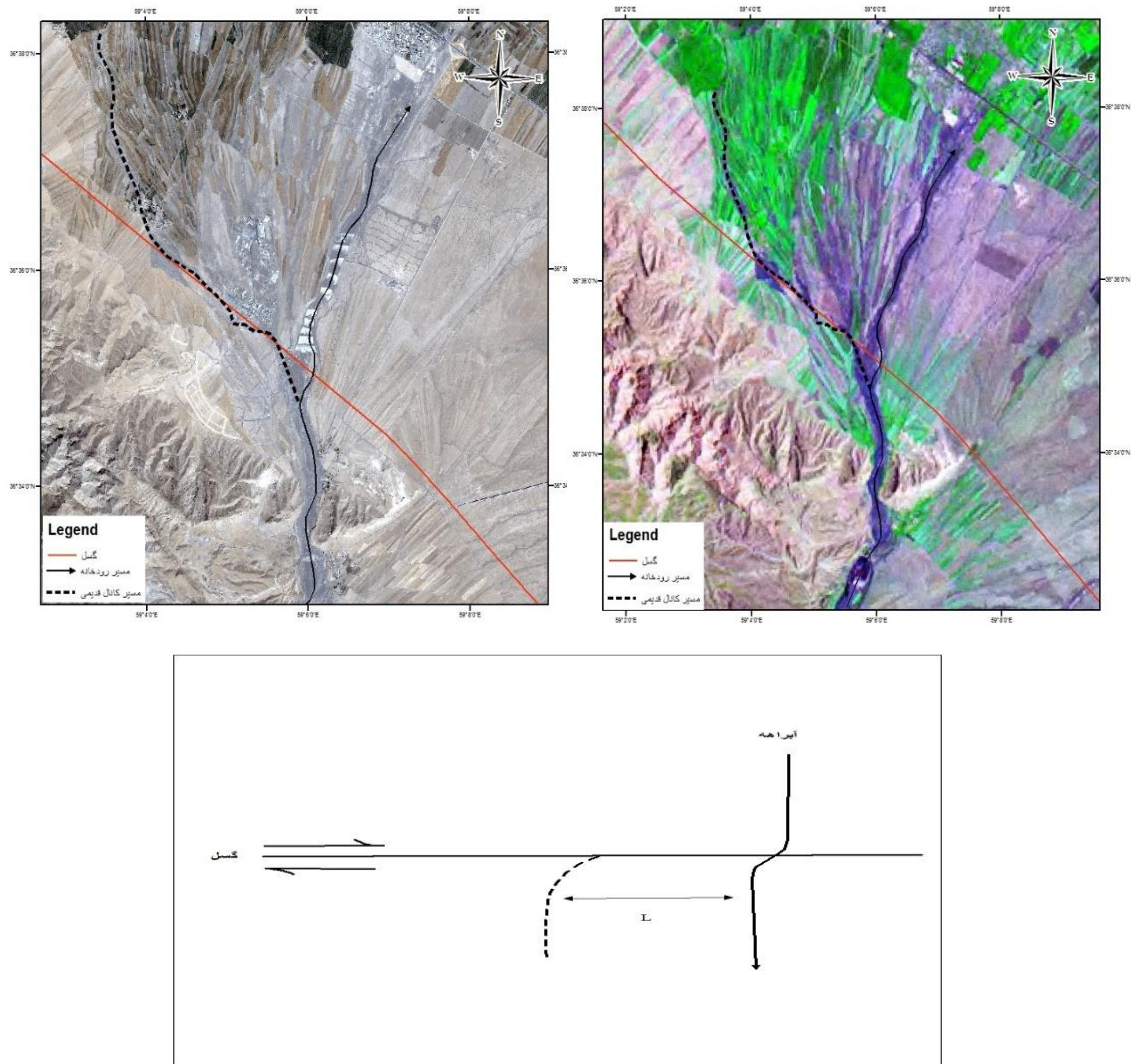


شکل ۳-۱۴: تصویر ماهواره‌ای SPOT که نشان دهنده روستای جمع آب و کوه‌های اطراف آن را است. تصاویر ماهواره‌ای SPOT از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (منطقه شمال شرق) تهیه شده است. کادر مشکی نشان دهنده محدوده روستای جمع‌آب، محل ایستگاه دوم و موقعیت برداشت‌های انجام شده می‌باشد.



شکل ۳-۱۵: نمایی از سطح گسل در محدوده کوه‌های جمع‌آب A: سطح گسل جنوب مشهد- چناران در صحرا. B و C نشان‌دهنده خراش‌های گسلی با ریک‌های صفر و ۵۰ موجود بر آن D: تصویر سیکلوگراف ریک صفر درجه E: تصویر سیکلوگراف ریک ۵۰ درجه

انحراف در مسیر آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند دلیل بر وجود یک گسل راستالغز باشد. با بررسی راستای آبراهه جمع‌آب متوجه جابه‌جایی راست‌بر در این آبراهه می‌شویم (شکل ۳-۱۶). این آبراهه با ورود به زون گسلی دچار انحراف شده و مسیر جدیدی را برای ادامه راه خود ایجاد می‌کند. از روی آبراهه منحرف شده می‌توان به خوبی به جهت جابه‌جایی نسبی حرکت گسل راستالغز پی‌برد.



شکل ۳-۱۶: جابه‌جایی راست‌گرد آبراهه جمع‌آب. A: تصویر ماهواره‌ای MrSid از جابه‌جایی آبراهه جمع‌آب. B: تصویر ماهواره‌ای SPOT جابه‌جایی آبراهه (تصاویر ماهواره‌ای SPOT از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (منطقه شمال شرق) تهیه شده است). C: تصویر شماتیکی از چگونگی جابه‌جایی راست‌گرد آبراهه‌ها توسط گسل و میزان جابه‌جایی آن‌ها

۳-۴) تحلیل چین‌های منطقه

معمول‌ترین ظاهر دگرشکلی در سنگ‌های شکل‌پذیر چین‌ها هستند که تحت شرایط مختلفی در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی ایجاد می‌شوند. شکستگی‌ها از دگرشکلی سنگ‌های شکننده به وجود می‌آیند که موجب شکستن کامل آن‌ها در طول سطوح مجزا می‌شود، اما چین‌ها از دگرشکلی سنگ‌های شکل‌پذیر ایجاد می‌شوند و تمامی تغییرات تدریجی و پیوسته در خود ذخیره می‌کنند و خود را با شرایط دگرشکلی سازگار می‌کنند. این نوع دگرشکلی بسیار بانفوذتر از تغییر شکلی است که موجب چین‌خوردگی می‌شود.

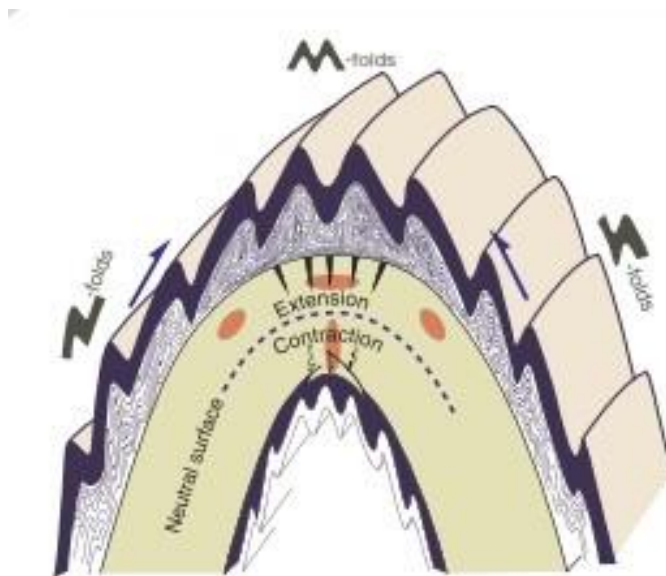
چین‌خوردگی‌ها می‌توانند نتیجه دگرشکلی اولیه یا تکتونیک در جریان کوه‌زایی باشد. چین‌های اولیه ضمن تشکیل سنگ‌ها ایجاد می‌شوند و چین‌های تکتونیکی در نتیجه پاسخ به عمل کرد تنش ناشی از عملکرد صفحات و تشکیل کمربندهای کوه‌زایی به وجود می‌آیند. تفاوت هندسه چین‌ها به علت تفاوت خواص رئولوژی سنگ، در شرایط آهنگ دگرشکلی هستند.

چین‌ها در همه مقیاس از مقیاس ناحیه‌ای تا مقیاس دستی و حتی میکروسکوپی قابل مشاهده‌اند (Twiss and Moore 2007). تغییرات شدید در شکل چین، نشانگر تغییر خصوصیات فیزیکی مانند حرارت، فشار و تنش در منطقه و خصوصیات مکانیکی سنگ است (Twiss and Moore 2007). در صورت درک صحیح مشخصات فیزیکی و هندسی چین‌ها می‌توان تغییرات روی داده در منطقه را به خوبی بازسازی نمود.

۳-۴-۱) چین‌های پارازیتی

در جنوب و جنوب باختر مشهد، برون‌زدگی‌های ناپیوسته‌ای توده‌های گرانیتوئیدی گسترش یافته‌اند. این توده گرانیتوئیدی دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری، بخش‌های مرتفع یک باتولیت عظیم می‌باشد که قسمت‌هایی از آن هنوز رخنمون نیافته است. سنگ‌های این محدوده تحت تأثیر مرحله‌های دگرگونی و دگرریختی‌های متعددی قرار گرفته‌اند. تفکیک این مراحل دگرریختی و بررسی ارتباط آن‌ها با مراحل دگرگونی می‌تواند نقش عمده‌ای در بازسازی توالی رویدادها و در نتیجه فرگشت ساختاری سنگ‌های دگرگونی منطقه داشته باشد.

در محدوده لولا و یال‌های چین‌های بزرگ، گاهی چین‌های کوچک‌تر با طول موج و دامنه کمتر ایجاد می‌شود. بزرگ‌ترین چین منطقه به نام چین مرتبه اول، بزرگ‌ترین چین بعدی چین مرتبه دوم و به همین ترتیب به نام‌های بعدی نامیده می‌شود که به این چین‌های بزرگ و کوچک‌تر به همراه همدیگر پلی‌هارمونیک می‌گویند. چین‌های مرتبه اول ممکن است متقارن باشند در حالی که چین‌های مرتبه دوم به صورت نامتقارن می‌باشند. چین‌های متقارن به نام چین M و چین‌های نامتقارن را چین‌های S و Z شکل می‌نامند (شکل ۳-۱۷). برای تشخیص بین چین‌های S و Z، بایستی به یال‌های آن‌ها توجه کرد. یال کوتاه چین‌های Z شکل در جهت عقربه‌های ساعت چرخیده شده‌اند و یال کوتاه چین‌های S شکل در خلاف عقربه‌های ساعت چرخیده شده‌اند. چین‌های Z شکل مشابه حرف Z انگلیسی، همچنین چین‌های S شکل همانند حرف S انگلیسی می‌باشند. چین‌های M به‌طور کلی در منطقه لولا رخ می‌دهند و مشابه حرف M لاتین می‌باشند. با توجه به این ریز چین‌ها می‌توان منطقه لولا و نوع چین اعم از یال تاقدیس یا ناودیس را مشخص کرد. در قسمت خارج منطقه لولا کشش و در قسمت داخلی آن فشارش دیده می‌شود.



شکل ۳-۱۷: تصویر شماتیکی از ریز چین‌های S، Z و M در یک چین بزرگ مقیاس (اقتباس از Fossen, 2010)

در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، سنگ‌های پلیتی و کربناتی دگرگون‌شده، گرانیتوئید و فیلیت-های مشهد (دارای راستای عمومی شمال غربی- جنوب شرقی)، تحت تاثیر مرحله‌های دگرگونی و دگرریختی‌های متعددی قرار گرفته‌اند. تفکیک این مرحله‌های دگرریختی و بررسی ارتباط آن‌ها با مراحل دگرگونی می‌تواند نقش عمده‌ای در بازسازی توالی رویدادها در ساختاری سنگ‌های دگرگونی منطقه داشته باشند (کوه‌پیما، ۱۳۸۷).

۳-۴-۱) عناصر ساختاری مرحله اول دگر ریختی (D_1 structures)

در اولین مرحله دگر ریختی در محدوده، نیروهای زمین ساختی به همراه مرحله حرارتی باعث دگرگونی رسوبات و سنگ های اولیه و تشکیل برگوارگی و چین های نسل اول در منطقه شده اند. ساختارهای ایجاد شده در رویداد D_1 شامل چین های مزوسکوپی با یال موازی و بودین ها است. **چین ها:** در این مرحله چین همراه اول (F_1) به صورت چین های مشابه از جنس لایه های چرت دیده می شوند. این چین ها در قسمت یال خود دچار نازک شدگی و در قسمت لولا ضخیم شده می باشند، به گونه ای که اغلب قسمت لولا از قسمت یال ها جدا شده و چین های بدون ریشه (rootless folds) را می دهند. وجود این چین ها مبین این موضوع است که، در هنگام فرگشت چین خوردگی، لایه های مقاوم چرت که در ابتدا دچار کوتاه شدگی و چین خوردگی شده اند، به تدریج در مراحل بعدی دگر شکلی چرخیده و منتقل شده اند (شکل ۳-۱۸).

۳-۴-۲) عناصر ساختاری مرحله دوم دگر ریختی (D_2 structures)

این رویداد در ادامه دگر ریختی D_1 می باشد. آثار این دگر ریختی به صورت چین خوردگی، بودین ها و پهنه های برش شکل پذیر است. **چین ها:** چین های (F_2) شامل چین های مایل، یال موازی، مشابه هستند که دارای چین های پارازیتی (parasitic fold) در قسمت یال ها و لولای خود هستند (شکل ۳-۱۹). حتی می توان به طور محلی آنها را در سنگ های مافیک و اولترامافیک منطقه نیز مشاهده نمود. ابعاد این چین ها دارای روند عمده شمال غرب- جنوب شرق و میل کم تا متوسط است.



شکل ۳-۱۸: چین‌های (F_1) از جنس چرت دار. قسمتی از یال‌ها تحت تأثیر کوتاه شدگی و بریدگی قرار گرفته و در قسمت لولا ضخیم شده‌اند (چین‌های بی‌ریشه) در محدوده گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد (شاخص نشانه‌روی کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد)

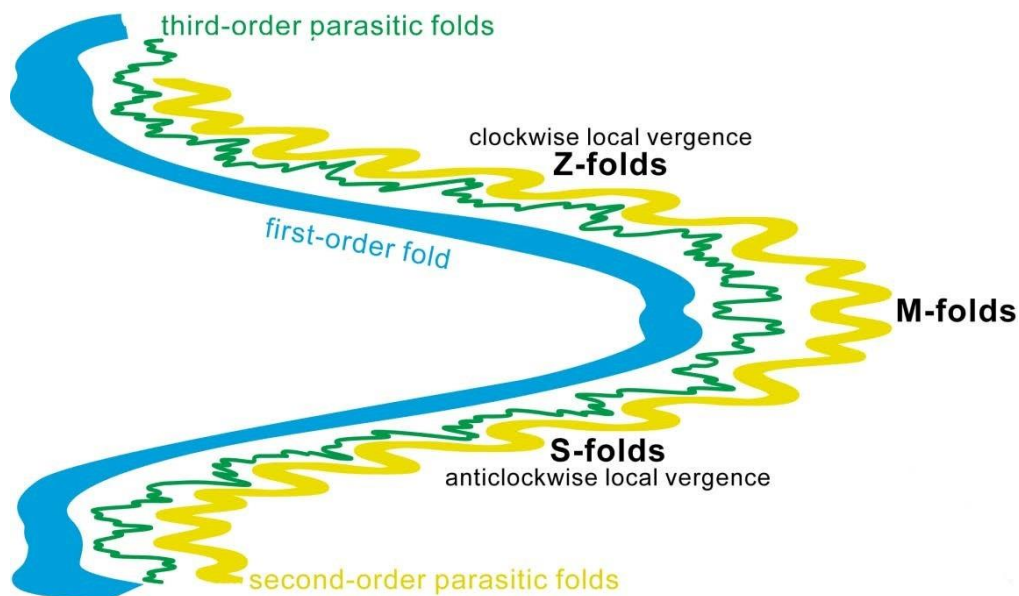


شکل ۳-۱۹: نمای کلی از ارتباط هندسی چین‌های همراه مختلف چین در محدوده گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهود (شاخص نشانه‌روی کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد)

۳-۴-۱) عناصر ساختاری مرحله سوم دگر ریختی (D_3 structures)

در این رویداد با ایجاد پهنه‌های نرم- ترد، از شدت دگر ریختی کاسته شده است. ریز چین‌ها در این مرحله ایجاد شده‌اند.

چین‌ها: چین‌های نسل (F_3) تا حدی چین‌های قبلی را تحت تأثیر قرار داده است. این دسته از چین‌ها به صورت چین‌های هماهنگ چندگانه (polyharmonic) با طول موج‌های مختلف می‌باشند (شکل ۳-۲۰). سازوکار تشکیل این چین‌ها خمشی- لغزشی (flexural slip) بوده است. این چین‌ها به طور عمده دارای روند شمال غرب می‌باشد. دلیل این عارضه به شرح زیر می‌باشد: الف) به دلیل اختلاف مقاومت میان لایه‌های چین خوردگی و ویژگی‌های طول موج و دامنه خاص خود را به الگوی چین- خوردگی القا می‌نماید. ب) از آنجایی که ویژگی‌های طول موج نسل‌های چین خوردگی نیست، انواع متنوعی از چین‌های هماهنگ چندگانه تشکیل خواهد شد (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۰: تصویر شماتیکی از چین‌های مرتبه اول، دوم و سوم. نشان‌دهنده ریز چین‌های S، Z و M

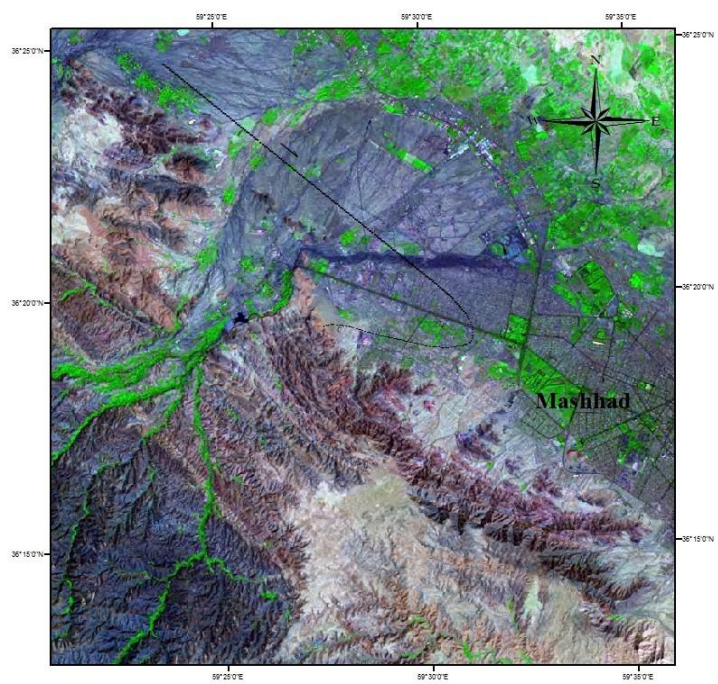
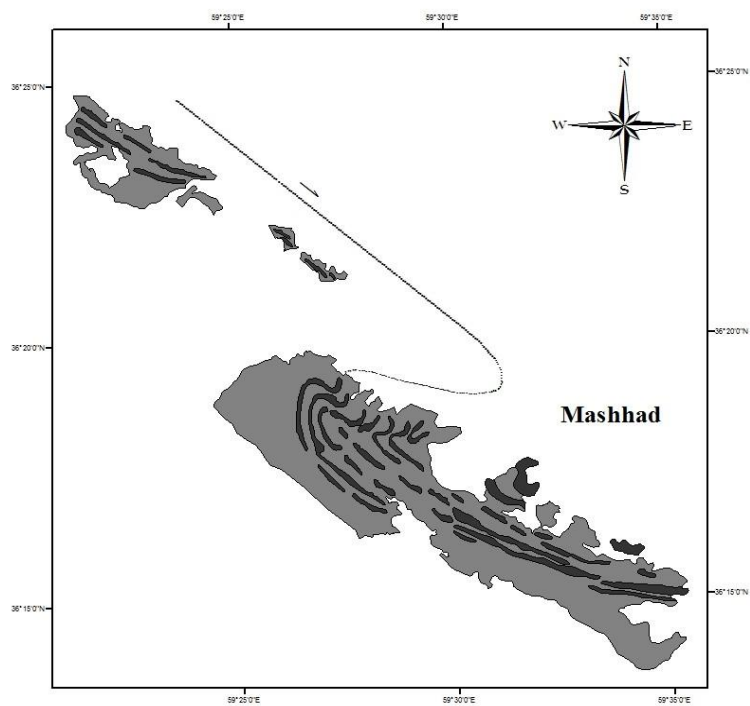


شکل ۳-۲۱: چین‌های پلی هارمونیک F3 در محدوده گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد (شاخص نشانه‌روی کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد)

۳-۴-۲) تحلیل جنبشی عناصر ساختاری

در مقیاس ماکروسکوپی و ناحیه‌ای، در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیرامون مشهد نیز ساختار یک چین نامتقارن Z شکل با گرایش به‌سوی جنوب شرقی را نشان می‌دهد. قسمت‌های لولا و یال‌ها در این چین دچار بودین شدگی (مگا بودین) شده است که این خود شاهی بر عملکرد فشارش همراه با برش راست‌بر در منطقه است (کوه‌پیما و همکاران، ۱۳۸۸) (شکل ۳-۲۲).

با توجه به داده‌های به‌دست‌آمده می‌توان عنوان کرد، احتمالاً همگرایی صفحه‌های زمین ساختی به‌صورت شیب‌لغز محض نبوده و دارای مؤلفه امتدادلغز نیز می‌باشند. به‌عبارت دیگر این همگرایی اریب-لغز است. واژه احتمالاً را به دلیل این که مساحت محدوده مورد مطالعه کم است و تعمیم مساله جنبشی آن به‌کل محدوده بینالود با احتیاط صورت می‌گیرد استفاده کرده‌ایم. به‌عبارت دیگر این همگرایی، اریب-لغز است. این گونه پهنه‌های برش را ترافشارشی (transpression) نیز می‌نامند که از ویژگی‌های این پهنه‌های ترافشارشی، تقسیم شدگی کرنش است. بدین معنا که زاویه راستای تنش بیشینه نسبت به مرز صفحه‌ها، منجر به کرنش‌های متفاوت می‌شود.



شکل ۳-۲۲: نقشه ساختاری منطقه مطالعاتی. سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک به رنگ خاکستری رسم شده‌اند. سطح محوری چین‌های مزوسکوپی و ماکروسکوپی دارای روند کلی شمال باختر- جنوب خاور را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، سنگ‌های مافیک و اولترا مافیک پیرامون مشهد، ساختار یک چین نامتقارن با گرایش به سمت جنوب خاوری را نشان می‌دهند. با استفاده از کوهپیما و همکاران (۱۳۸۸).

۳-۵) ریخت زمین ساخت

مورفوتکتونیک مشخص کننده رابطه میان زمین ساخت و ریخت شناسی می باشد که با داشتن این ارتباط می توان حوادث تکتونیکی را از طریق مطالعه اشکال و ناهمواری های سطح زمین تفسیر کرد (Morisawa and Hack., 1985). خصوصیات ژئومورفیک مرتبط با فعالیت زون گسل جنوب مشهد- چناران به فرم جابجایی امتدادلغز در سیستم های زهکشی منطقه نظیر آبراهه ها و مخروط افکنه ها دیده می شود. بیشتر رودهای جاری در منطقه به صورت فصلی می باشند. کانال این آبراهه ها پس از تلاقی با زون گسلی دچار خمش می شوند و یا در امتداد دسته گسل های موجود جریان می یابند. در ادامه سعی بر آن شده است که تغییرات ناشی از فعالیت گسل جنوب مشهد- چناران بر روی مخروط افکنه ها و آبراهه های موجود بر مسیر آن بررسی شود.

۳-۵-۱) بررسی روند آبراهه ها در زون گسل

آبراهه ها یکی از راه های بررسی خصوصیات زمین ریختی در زمان پلیوسن- کواترنر می باشند. تغییر شکل، انحراف و قطع شدگی در مسیر آبراهه ها در یک منطقه ممکن است در ارتباط با گسل باشد. آبراهه ها بدون اینکه مقاومتی از خود نشان دهند، در اثر حرکت گسل ها، جابجا، خمیده، کم شیب و پرشیب می شوند، به عبارت دیگر رفتاری همخوان با عملکرد گسل دارند. به گونه ای که انحراف مسیر مرتبط با گسل امتدادلغز می باشد. آبراهه ای منحرف شده آبراهه ای است که در زون گسلی وارد شده و در مسیر زون گسلی حرکت کرده و بیانگر جهت حرکت نسبی در امتداد گسل را نشان دهند. در بعضی موارد حرکت گسل باعث می شود آبراهه به طور کلی از ادامه بستر اصلی و اولیه خود جدا و فعالیت و جریان های بعدی در آبراهه های جدا شده موجب ایجاد بستر جدید در مسیر پایین دست می گردد. به عبارت دیگر جابه جایی و انحراف در مسیر آبراهه ها یکی از مهم ترین شواهد و معیار جابه جایی در زون های گسلی است.

در دشت مشهد آثار حرکات جوان و فعال در راستای جبهه کوهستان، در امتداد گسل جنوب مشهد- چناران به صورت جابجایی عوارض مرفولوژیکی نظیر رودخانه ها و بادبزن های آبرفتی برجای مانده است.

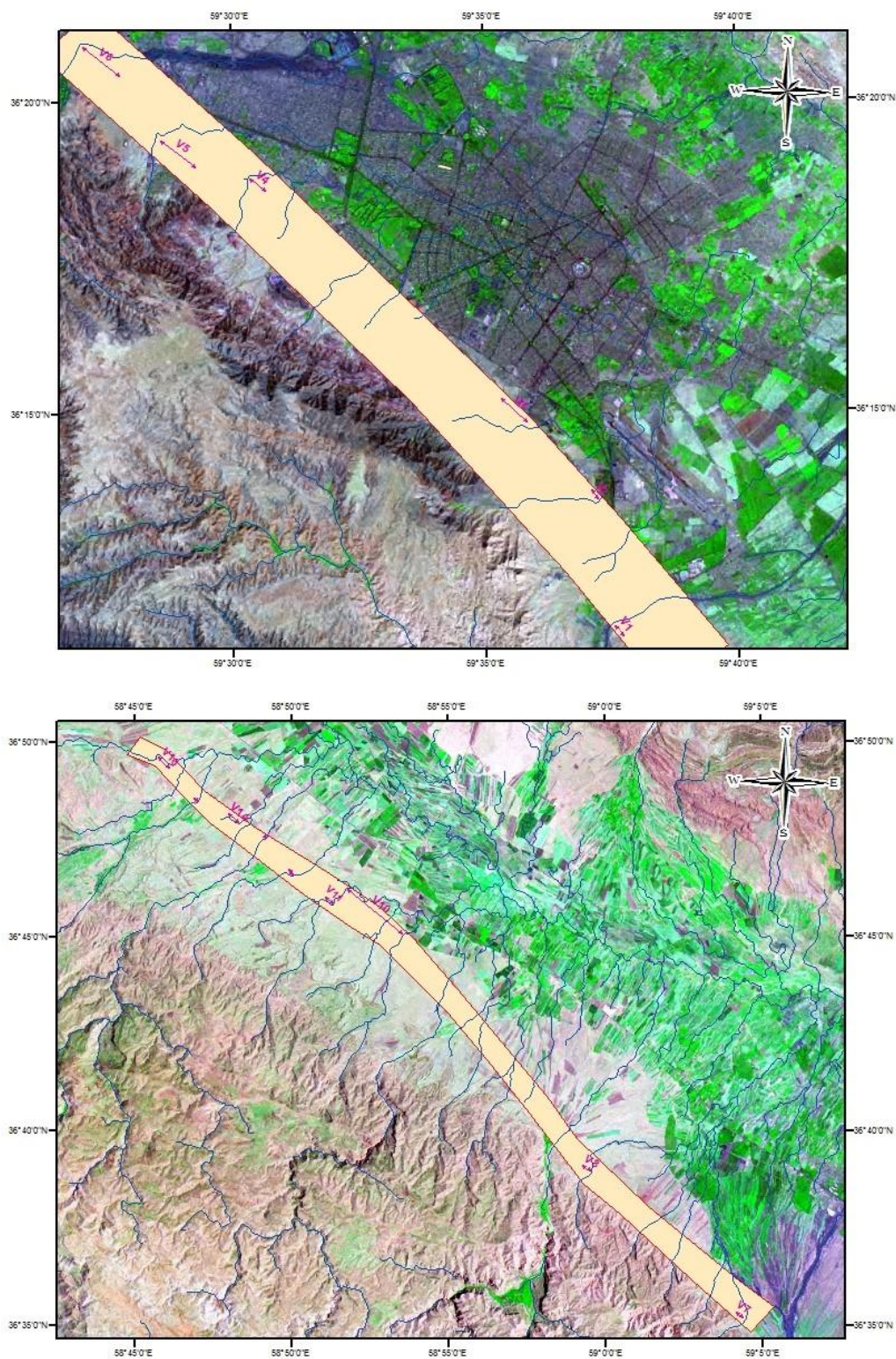
با مقایسه و تطبیق شواهد مورفوتکتونیکی و تلفیق آن‌ها با سایر مطالعات، تصویری از وضعیت تکتونیکی منطقه در امتداد این گسل به دست آورد.

به علت توسعه آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه، می‌توان شواهد چنین حرکاتی را در منطقه پی‌گیری کرد. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، گوگل ارث، رسم آبراهه‌های در محیط و همچنین مشخص کردن محدوده پهنه متأثر از گسل می‌توان آبراهه‌های منحرف شده در محدوده را تشخیص داده و میزان آن را اندازه گرفت.

براین اساس بیشینه جابه‌جایی افقی اندازه‌گیری شده بر روی آبراهه‌ها بر راستای صفحه گسل ۳/۵ کیلومتر است. در جدول ۳-۱ میزان اندازه‌گیری شده جابه‌جایی آبراهه‌ها آورده شده است. در شکل ۳-۲۳ تمامی جابه‌جایی‌های آبراهه‌ها در طول گسل نشان داده شده است. تمامی آبراهه‌هایی که در جدول ۳-۱ آورده شده‌اند به صورت راست‌بر در راستای گسل جنوب مشهد-چناران جابه‌جا شده‌اند.

جدول ۳-۱: مقادیر جابه‌جایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل جنوب مشهد- چناران

میزان جابه‌جایی	شماره آبراهه	میزان جابه‌جایی	شماره آبراهه
78 m	V9	482 m	V1
3.356 km	V10	471 m	V2
500 m	V11	1.126 km	V3
416 m	V12	665 m	V4
107 m	V13	1.503 km	V5
648 m	V14	1.499 km	V6
192 m	V15	681 m	V7
788 m	V16	558 m	V8

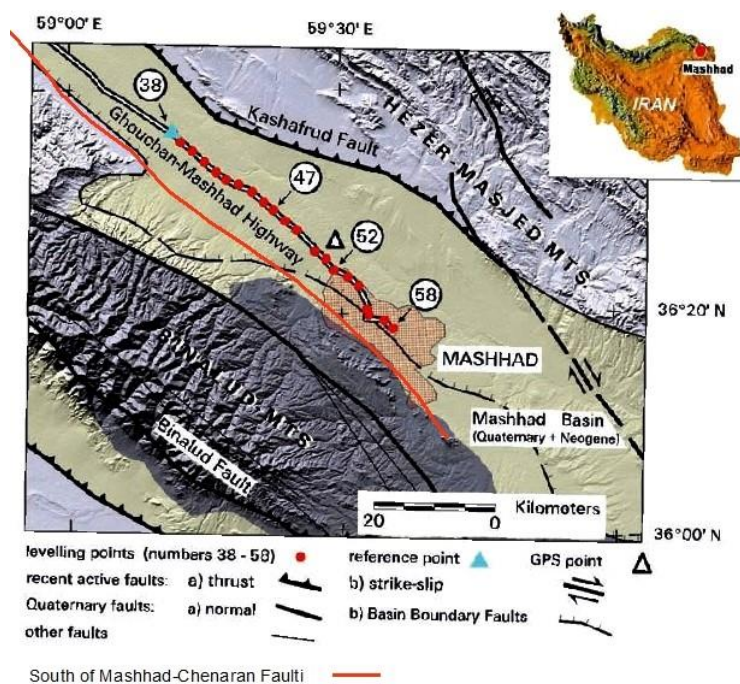


شکل ۳-۲۳: تصاویر ماهواره‌ای از MrSid به همراه آبراهه‌های ترسیم شده بر روی آن که نمای کلی از جابجایی آبراهه توسط گسل جنوب مشهد- چناران را نشان می‌دهد. کادر صورتی پهنه متأثر از گسل جنوب مشهد- چناران است.

۳-۶) بررسی فرونشست دشت مشهد بر اساس داده‌های تداخل‌سنجی تصاویر ماهواره‌ای،

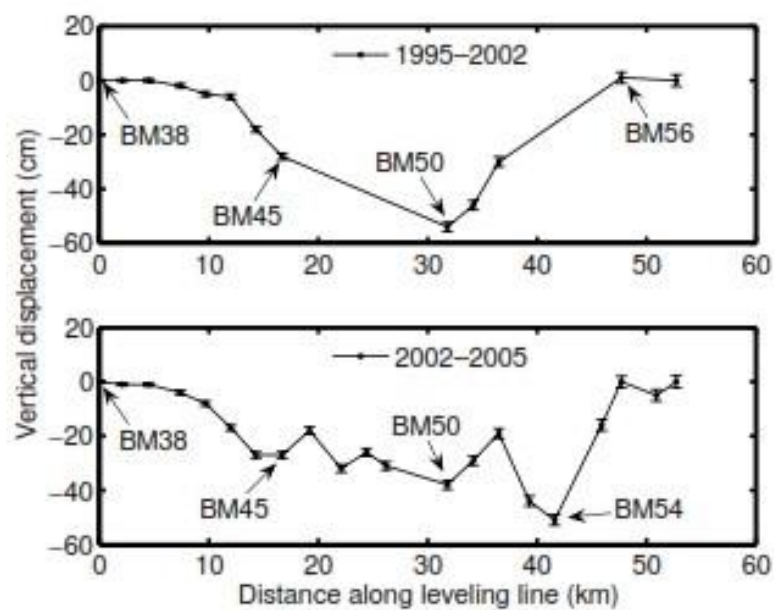
ترازیابی و موقعیت‌یابی جهانی

دره مشهد دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی (NW-SE) در شمال شرق ایران می‌باشد. این حوضه رسوبی از رسوبات آبرفتی کواترنر-نئوژن تشکیل شده و از جنوب به کوه‌های بینالود و از شمال به کوه‌های هزار مسجد محدود شده است (شکل ۳-۲۴). این منطقه تکتونیکی توسط زون تراستی فعال اصلی از گسل‌های بینالود و کشف رود مشخص شده است، در امتداد حاشیه جنوبی کوه‌های بینالود و هزار مسجد، به ترتیب، یک سری از گسل نرمال و همچنین مرز حوضه گسل در شکل ۳-۲۴ نشان داده شده است. سازمان نقشه‌برداری ایران در طی دو دوره (۱۳۷۵ تا ۱۳۸۰) و (۱۳۸۰ تا ۱۳۸۴) با استفاده از روش نقشه‌برداری ترازیابی (leveling) در امتداد بزرگراه مشهد-قوچان به طول تقریبی ۵۳ کیلومتر مقدار فرونشست مطابق شکل ۳-۲۴ ارائه شده است. ایستگاه ۳۸، به‌عنوان ایستگاه مبنا در نظر گرفته شده و مقدار فرونشست همه ایستگاه‌ها نسبت به این ایستگاه به‌صورت نسبی تعیین می‌گردد.

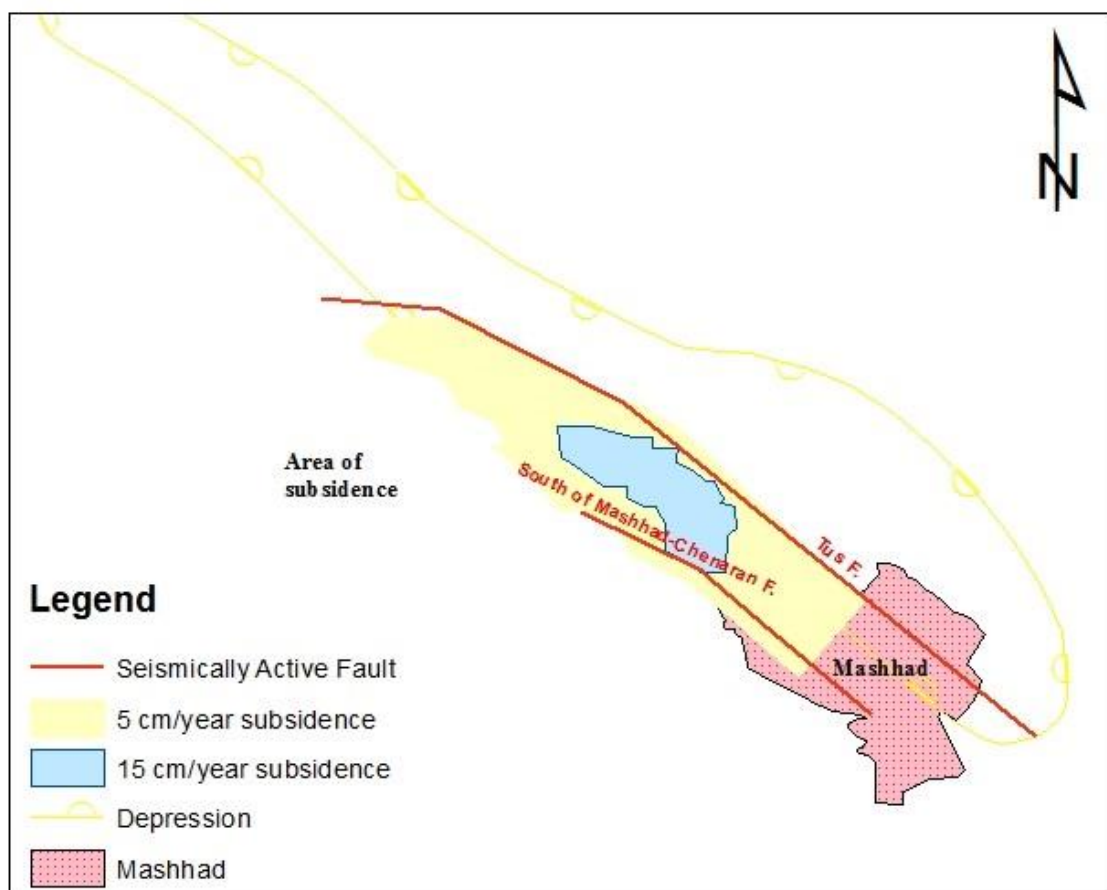


شکل ۳-۲۴: فرونشست دشت مشهد و گسل جنوب مشهد چناران. هم‌چنین محل ایستگاه‌های برداشت شده نیز نشان داده شده است. (اقتباس از Motagh et al, 2007)

با توجه به نتایج به دست آمده از تداخل سنجی تصاویر ماهواره‌ای، مقدار فرونشست در دشت مشهد به طور متوسط به مقدار ۲۸ تا ۳۰ سانتی متر در سال (برای اندازه گیری از راه دور ماهواره‌ای در طی سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۸۵) برآورد شده است (Motagh et al, 2007) (شکل ۳-۲۵). به طور قطعی مشخص نیست که مقدار فرونشست دشت مشهد در اثر افت سطح آب‌های زیرزمینی است یا در اثر پدیده‌های تکتونیکی منطقه، اما با توجه به وضعیت دشت مشهد و سطح آب‌های زیرزمینی در این محدوده می‌توان اظهار کرد که دشت مشهد در اثر فرونشست‌های تکتونیکی در حال فرونشست می‌باشد (آزادی و همکاران، ۱۳۸۸). مقدار فرونشست در بخش‌های میانی دره‌ها و دشت‌ها نسبت به لبه‌های آن بایستی بیش‌تر باشد، به گونه‌ای که در لبه‌ها حتی‌الامکان فرونشست وجود نداشته باشد و حتی مقداری بالآمدگی مشاهده شود. با توجه به نتایج به دست آمده در گستره مشهد، افت ناگهانی در محدوده گسل جنوب مشهد- چناران در جنوب و گسل توس در شمال دشت مشهد کاملاً مشخص است. به گونه‌ای که مقدار فرونشست با رسیدن به مرز گسل‌های جنوب مشهد- چناران و توس مقدار فرونشست افزایش می‌یابد. منحنی‌های هم فرونشست (Subsidence-Iso) به شکل بیضوی کشیده در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی است که گسل جنوب مشهد- چناران در مرز جنوبی این بیضی و گسل توس در شمال بیضی قرار گرفته اند (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۵: مقدار فرونشست در مقطع به طول ۵۳ کیلومتر به روش ترازیابی (Motagh et al, 2007).

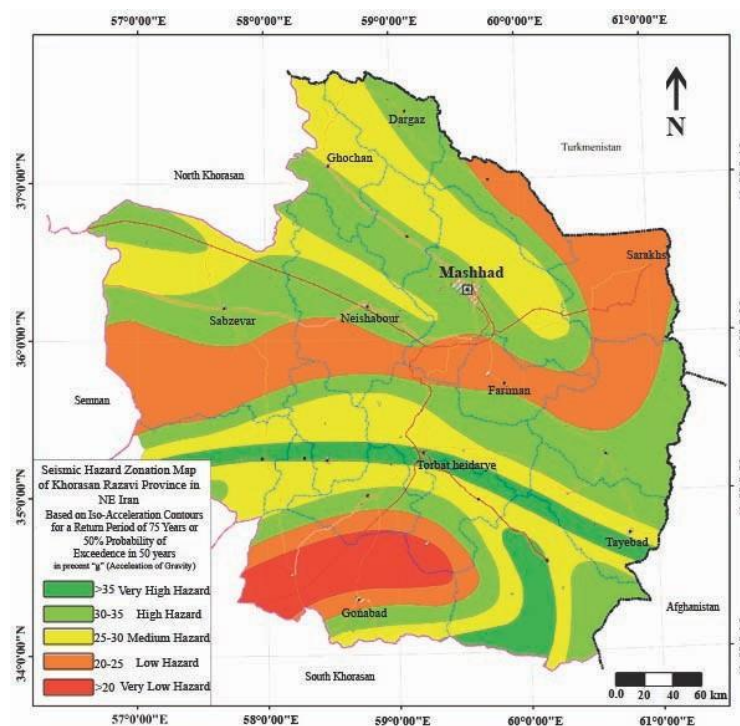


شکل ۳-۲۶: نقشه فرونشست دشت مشهد با روش ترازیابی. محدوده آبی مقدار اندازه‌گیری شده بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ حدود 15 cm yr^{-1} ، محدوده زرد مقدار فرونشست اندازه‌گیری شده حدود 5 cm yr^{-1} را نشان می‌دهد. گسل جنوب مشهد-چناران در مرز پایینی فرونشست کنترل کننده مقدار فرونشست است. (اقتباس از آزادی، ۱۳۸۸)

۷-۳) زمین‌لرزه‌های زون گسل

با بررسی مقدماتی کاتالوگ‌های لرزه‌ای در محدوده دشت مشهد، متوجه می‌شویم اغلب زمین‌لرزه‌ها در این محدوده در عمق ۱۰ تا ۱۸ کیلومتری رخ می‌دهد. پارامترهای لرزه‌خیزی شامل بیشینه بزرگی زمین‌لرزه در منطقه، آهنگ فعالیت سالیانه و مقدار فراوانی- بزرگی رخ داده است که الگوی رخ داده‌های لرزه‌ای یک گستره را نشان می‌دهند (kijko, 1992). در جهت برآورد پتانسیل لرزه‌خیزی محدوده و محاسبه پارامترهای اشاره‌شده، بایستی زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره مطالعاتی مورد پردازش آماری قرار گیرند. با به‌کارگیری هم‌زمان تفسیر ساختاری و تحلیل دینامیکی گسل‌های جنبا محدوده به نتایج دقیق‌تری دست می‌یابیم.

شهر مشهد از لحاظ تکتونیکی در پهنه خردشده و گسلیده بین دو صفحه تکتونیکی کپه‌داغ و ایران مرکزی قرار گرفته و محدود به گسل کواترنری و فعال جنوب مشهد-چناران و شمال مشهد می‌باشد. برخلاف آرامش لرزه‌ای چند دهه اخیر داده‌های تاریخی حاکی از وقوع زلزله‌های شدید در گذشته نه-چندان دور می‌باشند (قزی و حافظی مقدس، ۱۳۸۶). از نقطه نظر لرزه‌ای، شهرستان مشهد بین استان-های لرزه‌ای کپه‌داغ و ایران مرکزی قرار دارند که هر دو دارای پتانسیل زمین‌لرزه‌های بزرگ و قوی می‌باشند (بربریان ۱۹۹۹) (شکل ۳-۲۷).

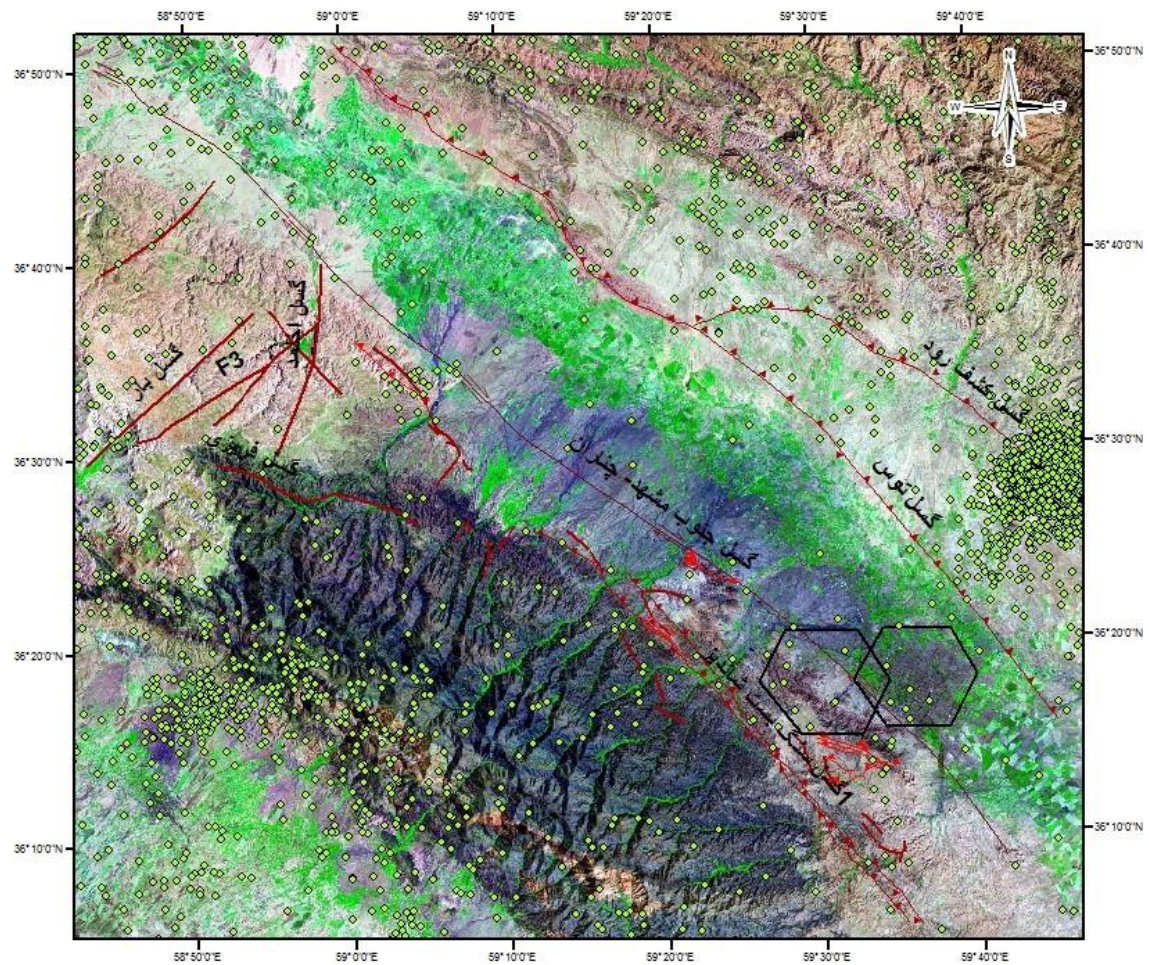


شکل ۳-۲۷: نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای استان خراسان رضوی در شمال شرقی ایران. محدوده مورد مطالعه در منطقه خطر بالا قرار می‌گیرد که اهمیت تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی در این گستره را بیشتر می‌کند (اقتباس از Akbari & Ghafoori., 2011).

از نظر فعالیت‌های لرزه‌ای بزرگ، به دلیل واقع شدن مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت‌شده در زون گسل جنوب مشهد-چناران و همچنین آثار جابه‌جایی در رسوبات کواترنر و آبراهه‌ها، می‌توان بیان کرد این زون گسلی در عهد حاضر فعال است. بررسی و شناخت گسل‌های فعال می‌تواند پایه‌ای برای ارائه تحلیل‌های منطبق با واقعیت باشد. براساس مطالعات انجام شده می‌توان نتیجه گرفت، گسل‌های دارای آخرین نشان جنبایی در هولوسن به منزله گسل‌های جنب‌ای و در پلیئستوسن در حکم گسل‌های دارای توان جنبایی‌اند. با توجه به این تعریف، گسل‌های دارای توان جنبایی قادر به ایجاد جابجایی‌های عهد حاضراند، ما احتمال فعالیت آن‌ها در زمان حاضر کمتر از گسل‌های جنب‌ای است (آزادی و دیگران، ۱۳۸۸).

گسل جنوب مشهد-چناران یک گسل جنب‌ای و با توان جنبایی در پیرامون شهر مشهد می‌باشد. گسل مذکور به‌عنوان یک چشمه لرزه‌زا، دارای بیشینه تاریخی لرزه‌ای با بزرگای $M_s 7/3$ و شتاب افقی $0/67$ تخمین زده‌شده است (حافظی مقدس، ۱۳۸۵).

جهت مطالعه خصوصیات و فعالیت‌های لرزه‌ای در یک زون گسلی بایستی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی را مورد بررسی قرارداد. در بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی ناحیه خراسان، تعداد زیادی زمین‌لرزه تاریخی در پهنه خراسان گزارش شده است که برخی از آن‌ها در محدوده شهر مشهد به وقوع پیوسته‌اند. بربریان و همکاران (۱۳۷۸)، محل چهار زمین‌لرزه تاریخی ۱۵۹۸ میلادی، ۱۳۷۳/۸/۳۰ میلادی، ۱۶۸۷/۴/۰۰ میلادی و ۱۸۸۳/۱۲/۲۶ میلادی را حوالی شهر مشهد دانسته‌اند. با بررسی اسناد تاریخی، دو زلزله تاریخی ۱۶۷۳/۸/۳۰ میلادی و ۱۸۸۳/۱۲/۲۶ میلادی موجب خرابی‌هایی در مشهد و احساس شدن آن در نیشابور شده است، می‌توان نتیجه گرفت گسل مسبب آن می‌بایست به شهر مشهد نزدیک باشد. با توجه به بیشینه لرزه‌ای بالا گسل جنوب مشهد-چناران می‌توان پی به این مهم برد که دو زمین‌لرزه یادشده در ارتباط با فعالیت این گسل می‌باشند. با توجه به نقشه لرزه‌خیزی ارائه‌شده در شکل ۲۸-۳ موقعیت دو زمین‌لرزه تاریخی فوق که توسط ملویل (۱۹۷۸) و کندرسکایا و شبالین (۱۹۷۷) نشان داده‌شده است. علاوه بر این دو زمین‌لرزه مذکور، در شکل ۲۸-۳ زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت‌شده (بین سال‌های ۱۹۰۰-۲۰۱۶ میلادی) با بزرگی بیش‌تر از ۳/۵ در چارچوبی به مختصات ۳۶° تا ۵۰° و ۴۵° تا ۵۹° از طریق کاتالوگ‌های بین‌المللی (از جمله ISC، ISS، USGS) و همچنین از بانک داده‌ای زمین‌لرزه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله نشان داده‌شده است. با توجه به موقعیت زمین‌لرزه‌های دستگاهی که در شکل زیر نشان داده شده است، می‌توان به تبعیت زمین‌لرزه‌ها از روند گسل جنوب مشهد-چناران پی‌برد. این الگوی زمین‌لرزه‌ای نشان‌گر توان فعالیت گسل جنوب مشهد-چناران را مورد تأیید قرارداد (شکل ۲۸-۳).



شکل ۳-۲۸: توزیع مکانی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی مشهد و اطراف آن. خطوط قرمز رنگ نشان‌دهنده گسل‌های محدوده مطالعاتی می‌باشند، نام هر گسل بر روی آن نوشته شده است. دو زمین‌لرزه تاریخی مشهد که ملویل (۱۹۷۸) و کندرسکایا و شبالین (۱۹۷۷) تعیین موقعیت کرده‌اند با نماد شش ضلعی مشکی نمایش داده شده است. دایره‌های زرد رنگ زلزله‌های دستگاهی سال‌های ۱۹۰۰-۲۰۱۶ و بزرگی M_s ۱-۵/۶ می‌باشند.

فصل ۴:

تنش و مدل ساختاری

۴-۱) مقدمه:

تحلیل دینامیکی به این معنی است که روابط نیروهای مؤثر بر سنگ‌ها و ساختارهای ایجادکننده آن‌ها مورد بررسی قرار گیرد. هدف کلی از تجزیه و تحلیل ساختارهای زمین‌شناسی، مخصوصاً تحلیل دینامیکی، رسیدن به تنش‌های ایجادکننده ساختارها می‌باشد. برای تشخیص توزیع و تکامل میدان‌های تنش دیرین از آنالیز کیفی و کمی ساختارهای شکننده، ارتباط میان شکستگی‌ها و عوامل ایجادکننده آن‌ها استفاده می‌کنیم. نیروهای ناشی از حرکات لیتوسفری در زمان‌های مختلف، موجب ایجاد میدان‌های گوناگون تنش و رخدادهای دگرریختی در سنگ‌ها شده‌اند. برحسب شرایطی که سنگ‌ها قرار دارند و توزیع تنش‌های وارده، دگرریختی‌های مختلفی حاصل شده و در نتیجه‌ی آن اشکال ساختمانی مختلفی شکل گرفته‌اند.

گسل‌ها شکستگی‌هایی در پوسته هستند که در امتداد آن‌ها تغییرات قابل توجهی رخ داده است. وجود گسل در یک محدوده نشان‌دهنده جابجایی در طول آن طی زمان گذشته است. این جابجایی‌ها یا به صورت جابجایی آرام و بدون لغزش و یا به صورت جابجایی همراه با ایجاد زلزله باشد. برای محاسبه جهت و مقدار تنش در محدوده مطالعه از انواع درزه‌ها، چین‌ها و گسل‌های موجود در منطقه استفاده شده است.

۴-۲) رژیم‌های تنش از قدیم به جدید در شمال شرق ایران:

در سال ۲۰۰۹، Shabanian سازمان‌دهی مجدد تکتونیک اصلی را مسئول گسلش امتدادلغز در تکتونیک شمال شرق ایران دانست و بیان نمود که تغییر شکل کپه‌داغ و آلا‌داغ- بینالود تغییر شکل یکنواختی در طی سنوزوئیک نداشته است. تغییر در پیکربندی تکتونیک در این ناحیه در حدود mm/yr $\frac{3}{5}$ رخ داده است که مرز زمانی مابین رژیم تکتونیک قدیم و جدید را در کل منطقه توجیه می‌نماید. با اندازه‌گیری GPS (سیستم موقعیت جهانی) که اخیراً انجام شده است (Masson, 2007; Vernant et al., 2004) تکتونیک شمال شرق ایران را به صورت قابل توجهی مشخص ساخته است. در ارتفاعات بینالود دو رژیم تکتونیک ثبت شده است که شامل: (۱) رژیم تکتونیک عمود بر منطقه و (۲) رژیم

تکتونیکی مایل نسبت به منطقه. شروع رژیم تکتونیکی جدید از حدود ۵-۳ ma صورت گرفته است (Shabanian et al. 2009p). به احتمال زیاد تغییر در رژیم ارتفاعات بینالود در همین زمان رخ داده است؛ بنابراین می توان چنین بیان نمود که قبل از ۵-۳ ma رژیم تکتونیکی به صورت عمود بر منطقه و بعد از ۵-۳ ma به صورت مایل بر منطقه بوده است.

۴-۳) تعیین تنش:

برای تعیین تنش در محدوده مطالعاتی از چند روش کمک گرفته شده است. که در ادامه به آن ها می پردازیم:

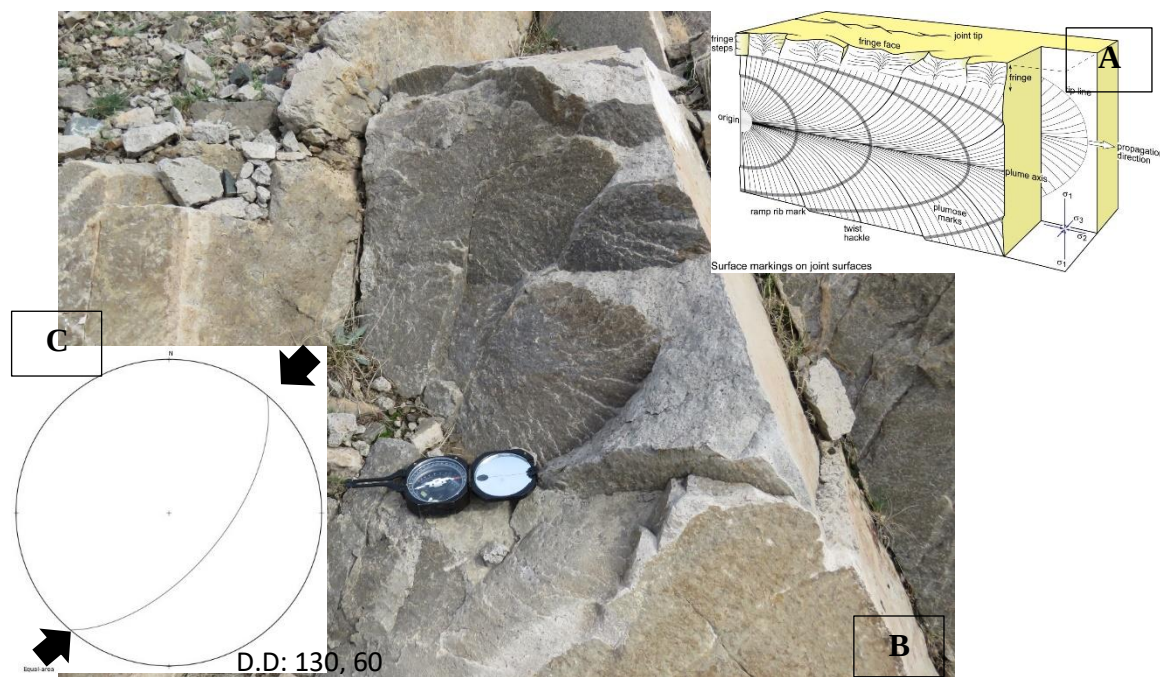
۴-۳-۱) تعیین جهت تنش با کمک درزه ها

در محدوده مورد مطالعه تعداد زیادی درزه وجود دارد. که می توان با استفاده از این درزه ها جهت تنش را محاسبه نمود. از جمله درزه هایی که می توان با استفاده از آن ها جهت تنش را تعیین نمود، درزه های پر مانند و درزه های مزدوج می باشد. در ادامه مختصراً به بررسی آن ها می پردازیم.

۴-۳-۱-۱) درزه های پر مانند (Plumose Joint)

درزه های پر مانند حاصل شکستگی های کششی می باشند. این درزه ها نیز مرتبط با گسلش هستند و در راستای تنش بیشینه در نتیجه نوسانات تنش به صورت خمیده منتشر می شوند (Fossen, 2010; Honcock, 1985; Pollard & Aydin, 1988). در بعضی از گسل ها این درزه ها در طرفین سطح گسل و با زاویه حاده نسبت به آن تشکیل می شوند. این ساختار در یک لحظه ایجاد نمی شوند بلکه، در یک توده سنگ دست نخورده، از مبدأ آغاز و به سمت خارج منشعب شده است. از آنجا که این درزه ها از نوع شکستگی های کششی هستند، بنابراین راستای آن ها در جهت محور کوچک بیضوی تشکیل می شود و عمود بر آن محور یزرگ بیضوی است.

در شکل ۵-۱ نمایی از درزه های پر مانند در محدوده کوه های زکریا در جنوب مشهد را نشان می دهد. جهت درزه برداشت شده نشان دهنده جهت فشارش (σ_۱) می باشد (شکل ۴-۱). البته قابل ذکر است از درزه ها کمتر به عنوان منبع معتبری دینامیکی استفاده می شود.



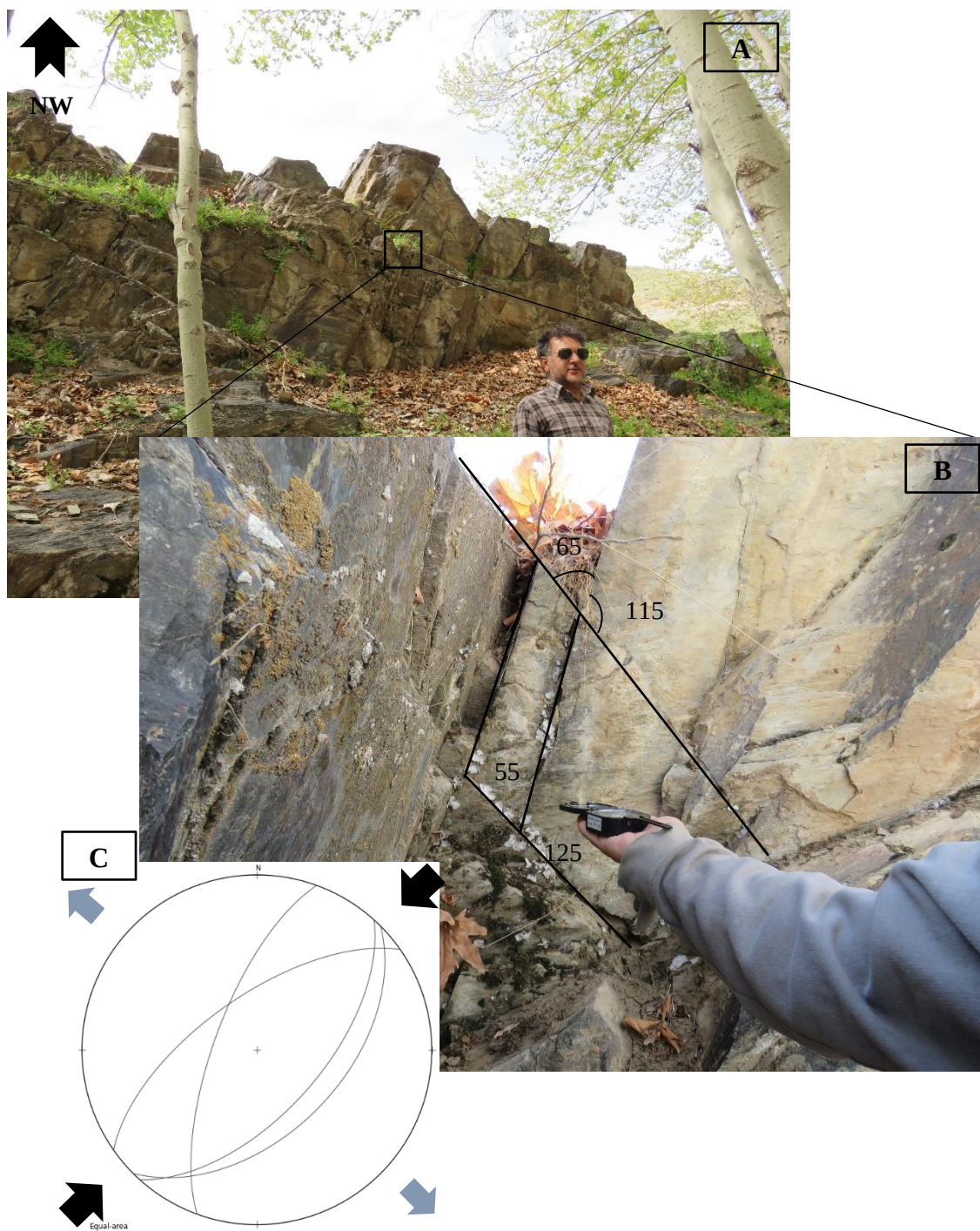
شکل ۴-۱: A) تصویر سه بعدی ایده آل از قسمت‌های مختلف ساختار پر مانند. فلش راستای توسعه شکستگی (origin). منشأ درزه، Fringes حاشیه‌های سطح شکستگی و Arrest lines یا Ribs خطوط توقف درزه که سهمی شکل‌اند و عمود بر Hackles تشکیل می‌شوند (Fossen, 2010). B) ساختار پر مانند در کوه زکریا. شاخص نشانه‌روی سمت شمال را نشان می‌دهد. C) تصویر سیکلوگرام درزه پر مانند جهت پیکان مشکی σ_1 را نشان می‌دهد.

۴-۳-۱-۲) درزه‌های مزدوج

یکی از ساختارهای مناسب جهت بررسی میدان استرس حاکم در منطقه شکستگی‌های مزدوج می‌باشند. این دسته از درزه‌ها مرتبط با تغییر شکل مرتبط با فشارش می‌باشد و زوایای بین دو سطح، دو درزه کمتر از ۹۰ درجه است. محل برخورد درزه‌های مزدوج منطبق با δ_2 ، نیم‌ساز زاویه حاده δ_1 یا به عبارت دیگر جهت فشارش و نیم‌ساز زاویه منفرجه δ_3 نشان‌دهنده جهت محور کشش را نشان می‌دهد. در شکل‌های ۲-۴ و ۳-۴ درزه‌های مزدوج در محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است. این درزه‌ها از کوه‌های طرقله واقع در جنوب غربی شهر مشهد برداشت شده است. بر روی تصاویر سیکلوگرام این درزه‌ها جهت کشش و فشارش را در محدوده مشخص می‌کنند.



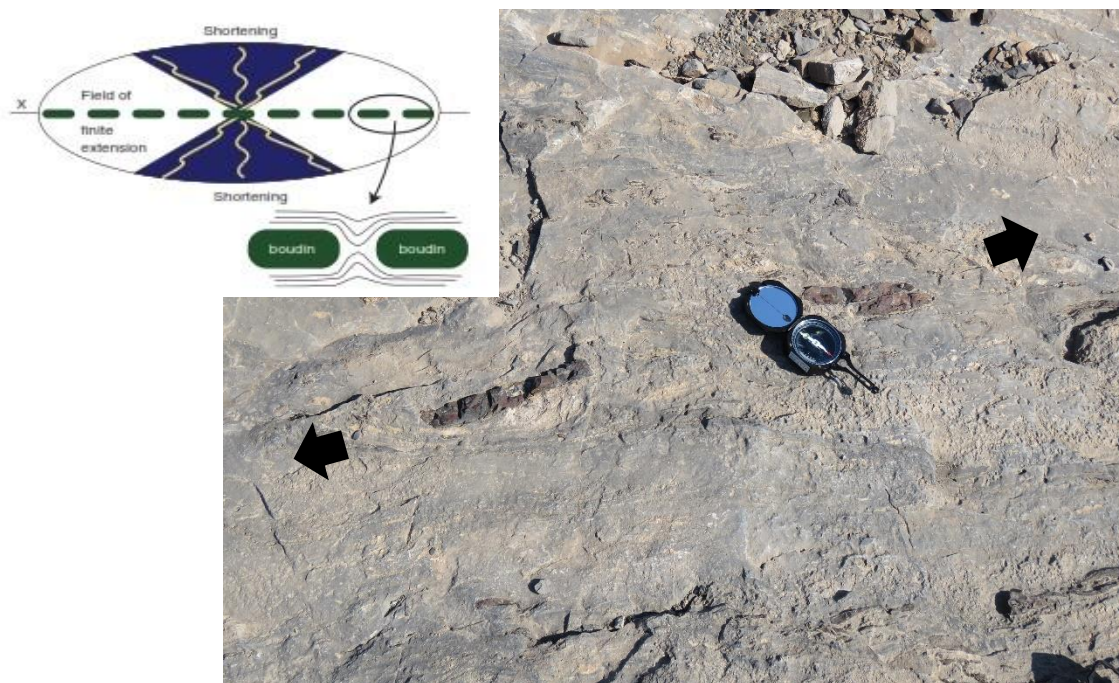
شکل ۴-۲: (A) تصاویری از درزه‌های مزدوج در محدوده مورد مطالعه (B) تصویر سیکلوگرام درزه‌های مزدوج. پیکان مشکی جهت σ_1 و پیکان آبی جهت σ_3 را نشان می‌دهد. مکان برداشت فیلیت‌های کوه‌های طرقله (مشهد)



شکل ۳-۴: (A) تصاویری از درزه‌های مزدوج در محدوده مورد مطالعه (B) تصویر درزه‌های مزدوج و وجود ریک صفر بر روی سطح درزه‌ها. (C) تصویر سیکلوگرام درزه‌های مزدوج. پیکان مشکی جهت σ_1 و پیکان آبی جهت σ_3 را نشان می‌دهد. مکان برداشت فیلیت‌های کوه‌های طرقيه (مشهد)

۴-۳-۲) تعیین تنش توسط بودیناژهای موجود در منطقه مورد مطالعه

از بودین‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان به بودین‌های کشیده اشاره کرد. طبق تقسیم‌بندی (Coscombe et al., 2004) بودین‌های منطقه مطالعاتی، جزء بودین‌های بدون لغزش (No-slip boudinage) و جز بودین‌های متقارن است. وجود بودین‌های چین‌خورده و برهم سوار شده را می‌توان به وسیله دگرشکلی‌های با برش ساده و محض توجیه نمود. وجود بودین‌های چین‌خورده نشانه وجود یک مرحله کششی در یک منطقه است. به موجب کشیدگی اولیه بودین‌ها ایجاد می‌شوند و طی فشارش بعدی باعث چین‌خوردگی و سپس لغزش آن‌ها بر روی یکدیگر می‌شود. با آن‌که این ساختار می‌تواند حاصل از تغییر سیستم اصلی تنش باشد، در عین حال می‌تواند نتیجه یک دگرشکلی پیشرونده ساده نیز باشد. راستای عمود بر محور بودیناژها نشان‌گر راستای عمل‌کرد تنش کششی بوده است. با استفاده از بودیناژها می‌توان جهت واتنش در منطقه را پی‌برد. بودیناژهای محدوده مطالعاتی در جهت شمال غرب- جنوب شرق دچار کشش شده‌اند (شکل ۴-۴).

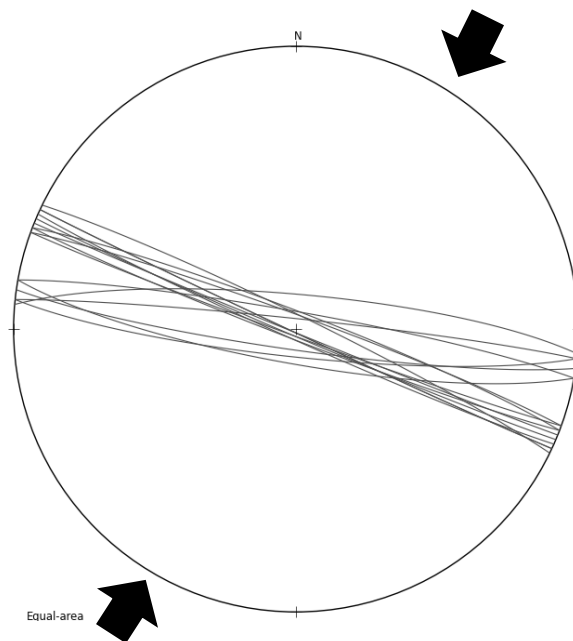


شکل ۴-۴: نمایی از بودین‌های کششی در محدوده گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد (شاخص نشانه‌روی کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد) جهت فلش، نشان‌دهنده جهت کشش در منطقه است. (جهت کشش: شمال غرب- جنوب شرق (کوه‌های طرقله))

۴-۳-۳) تحلیل تنش به وسیله چین خوردگی:

چین‌های پارازیتی محدوده مورد مطالعه (در بخش ۳-۴ به تفصیل در مورد آن صحبت شد) برداشت شده و سطح محوری این چین‌ها بر روی تصویر سیکلوگراف شکل ۴-۵ نشان داده شده است. به موجب رسیدن به بیشینه کوتاه شدگی توسط ریز چین‌ها، ابتدا بایستی یال‌های ریزچین‌های منطقه برداشت صورت گیرد، سپس یال‌های آن‌ها بر روی استریونت رسم شود. سطح محوری‌ای که از هر ریز چین می‌گذرد می‌شود را رسم می‌کنیم (شکل ۴-۵). سطح محوری رسم شده عمود بر جهت فشارش (σ_1) می‌باشد.

بر اساس این تصویر سیکلوگراف روند عمومی سطح محوری چین‌ها در منطقه به صورت شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که نشان‌دهنده بیشینه کوتاه شدگی در شمال شرق- جنوب غرب است.



شکل ۴-۵: استریوگرام نشان‌دهنده سطح محوری چین‌های مزوسکوپی که نشان‌دهنده کوتاه شدگی عمومی شمال شرق- جنوب غرب می‌باشند. فلش‌های مشکی نشان‌دهنده جهت فشارش (σ_1) می‌باشد.

۴-۳-۴) تعیین تنش دیرین با کمک روش معکوس سازی

در طی سال‌های گذشته روش‌های نوین و متفاوتی برای بازسازی و تحلیل تنسورهای تنش دیرین با استفاده از داده‌های صحرایی از گسل‌ها ارائه شده است (Yamaji, 2000) که نتیجه همه این روش‌ها

پی بردن به تنش اولیه است. لازمه بررسی گسل‌ها و تعیین تنش‌های دیرینه توسط روش معکوس سازی، شناسایی وضعیت سطح گسل، خش لغز موجود روی سطح گسل و سوی برش بلوک‌های دو سوی آن (سازوکار) می‌باشد. در این روش بررسی سازوکار گسل از طریق تصویر کردن موقعیت صفحه گسل و قطب آن بر روی نیمکره پایینی شبکه هم مساحت اشمیت و مشخص کردن موقعیت لغزش بر روی صفحه مشخص می‌شود. با عبور خطی که از موقعیت خطوط لغزشی و مرکز استریونت می‌گذرد می‌توان راستای جابجایی را مشخص نمود. جهت بردار لغزش با توجه به نوع گسل از محل ریک، برای گسل‌های نرمال و امتدادلغز به طرف محیط استریونت و برای گسل‌های معکوس به طرف مرکز استریونت می‌باشد. در این روش فرض بر آن است که خش لغزهای موجود بر صفحه گسلی، نشان‌دهنده حداکثر تنش برشی در منطقه می‌باشند. با معکوس کردن این موضوع می‌توان به جهت تنشی که موجب ایجاد صفحه گسلی و خش لغز روی آن شده رسید. این امر یکی از پیش فرض‌های مهم روش‌های محاسباتی به شمار می‌رود. در ابتدای امر فرض بر این است که جهت و سوی حرکت بر روی صفحه گسلی کاملاً تعیین شده است (Angelier, 1991; Angelier, 1989). برای بازسازی جهت و نسبت بزرگی تنش‌های اصلی از رابطه

$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ استفاده می‌شود. در این رابطه مقدار R فاکتور شکل، σ_1 حداکثر تنش فشارشی، σ_2 تنش فشارشی متوسط و σ_3 حداکثر تنش فشارشی است. نسبت R (شکل بیضوی تنش) می‌تواند بین صفر تا یک متغیر باشد ($0 < R < 1$) (Carey & Brunier, 1974; Bellier & Zoback, 1995). پارامترهای محورهای اصلی تنش σ_1 ، σ_2 ، σ_3 ($\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$) می‌تواند مختلف باشند، پس انتظار می‌رود بیضوی تنش نیز به اشکال مختلف بروز نماید. بزرگی نسبی محورهای تنش در روش معکوس سازی به صورت تابعی از میزان R نشان داده می‌شود (شکل ۴-۶).

در ادامه برای تعیین بهترین تنسور تنش از مجموعه خش لغزهای به دست آمده از صفحات گسلی در صحرا کمک می‌گیریم. نرم افزار Win-Tensor (Delvaux, 1993; 1994) با استفاده از متد Right dehdral و با کمک اطلاعات آماری جمع آوری شده در صحرا مولفه‌های Extensive و یا Compressive

را پیشنهاد می‌کند (Angelier & Mechler, 1977). برای محاسبه تنسور مناسب و قابل قبول نکات زیر بایستی در نظر گرفته شوند.

الف) پراکندگی مناسب صفحات گسلی و شکستگی در جهات گوناگون یک تنسور را تعریف می‌کند.

ب) زاویه ناهمخوانی بین خط خش اندازه‌گیری شده باید کمتر از ۳۰ درجه باشد.

ج) نمودار پراکندگی تعداد اندازه‌گیری صفحات گسلی و زاویه‌های ناهمخوانی محاسبه شده دارای

توزیع گوسی باشند.

Stress tensor type	EXTENSIVE				STRIKE-SLIP				COMPRESSIVE			
Stress symbols												
Stress ratio R	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75

شکل ۴-۶: انواع رژیم تکتونیکی و ظاهری که از آن‌ها در نقشه نشان داده می‌شود است. فلش‌ها نماینده آزمون محوره‌های تنش افقی هستند و طول‌ها نیز تابعی از میزان R است. فلش‌های سفید به واگرا بیانگر تنش کششی و فلش‌های سیاه همگرا نیز تنش‌های فشارشی را نشان می‌دهند. محوره‌های قائم نیز در مرکز نمایش داده می‌شود که اگر به صورت دایره‌ای توپر باشد رژیم تکتونیکی کششی و دایره توخالی رژیم تکتونیکی فشارشی و در نهایت نقطه نشان دهنده رژیم امتدادلغزی است. (اقتباس از Delvaux et al., 1997)

استفاده از نکات بالا باعث افزایش کیفیت تنسور به‌دست آمده می‌شود. فاکتور کیفیت TQR توسط

Delvaux (1994) ارائه شده که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$TQR = \frac{N \left[\frac{N}{N_{tot}} \right]}{\alpha}$$

در این رابطه N تعداد کل گسل‌های دارای خش‌لغز که در صحرای مشاهده و برداشت شده است. N

تعداد گسل‌های مورد استفاده برای بدست آوردن تنسور تنش و α زاویه انحراف است. در حالت

استاندارد سه سطح برای این عامل در نظر گرفته می‌شود (Delvaux et al. 1997). که عبارتند از:

جدول ۴-۱: سطوح مختلف کیفیت تنسور تنش

	TQR	Quality
A	≥ 1.5	Hight quality
B	$0.5 \leq TQR < 1.5$	Reliable & acceptable
C	< 0.5	Unreliable

اطلاعات دارای درجه کیفی unreliable، به دلیل پایین بودن کیفیت تنسور محاسبه شده باید از دامنه تغییرات ناحیه ای خارج شود.

۴-۴) تحلیل تنش دیرین در منطقه مورد مطالعه

پس از جمع‌آوری اطلاعات و پایان کار صحرایی در منطقه مورد مطالعه، مشخصات کامل صفحات گسلی شامل، امتداد، مقدار و جهت شیب و زاویه ریک خش‌لغزها روی صفحات گسلی برداشت شده است. مکانیسم حرکت گسل با توجه به شواهد ساختاری مشخص گردیده است. برای رسم نمودارهای مرتبط با تحلیل سطوح گسلی و برآورد جهت تنش‌های دیرین موجود روی آن‌ها، از نرم‌افزار Win-Tensor استفاده شده است. اطلاعات برداشت شده از صفحات گسلی، در محیط این نرم‌افزار، روی نیمکره پایینی هم مساحت نمایش داده می‌شوند. در این نرم‌افزار صفحات گسلی به صورت دایر بزرگ و پیکان‌هایی که نماینده جهت لغزش نسبی فرادیواره می‌باشد نشان داده شده است.

از جمله معیارهایی که در این نرم‌افزار جهت انتخاب بهترین تنسور تنش دیرین به آن توجه می‌شود، هیستوگرام نوسانات زاویه عدم انطباق می‌باشد. در حالت ایده‌آل، تعداد اندازه‌گیری‌ها در مقابل زاویه عدم انطباق باید از منحنی گوسی پیروی کند. زاویه عدم انطباق (محور عمودی) و تعداد اندازه‌گیری‌ها صفحه‌های گسلی (محور افقی)، برای داده‌های منطقه، از توزیع گوسی پیروی می‌کند (شکل ۴-۷).

یکی از نکات مهم روش معکوس‌سازی تعیین موقعیت تنش است که مقدار آن با استفاده از بیضوی تنش تعریف می‌شود. شکل بیضوی تنش با نسبت R، نقش مهمی در سازوکار گسل‌ها دارد و نشان‌دهنده موقعیت تنش سه‌بعدی در یک نقطه از جسم است. همان گونه که بیان شد دامنه R، بین ۰-۱ در تغییر است (Carey & Brunier, 1974). در شکل ۴-۷ موقعیت محورهای اصلی تنش دیرین و میزان نسبت

R آورده شده است. در محدوده مورد مطالعه مقدار R محاسبه شده، کمتر از ۱ است، بنابراین میان

تنش‌های اصلی رابطه زیر بر قرار است: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$

به منظور تحلیل تنش در این بخش از پژوهش چند نکته در نظر گرفته می‌شود:

(۱) تحلیل تنش براساس شکل ۴-۶ صورت گرفته است. در این مطالعه و در تمام تصاویر

استریوگرافیک تنسورهای تنش مربوط به هر ایستگاه، σ_1 با رنگ آبی، σ_2 با رنگ سبز و σ_3 با

رنگ قرمز نشان داده شده است.

(۲) اگر پلانچ محور σ_1 نسبت به σ_2 و σ_3 بیش‌تر باشد سازوکار نرمال، اگر پلانچ محور σ_3 نسبت

به σ_1 و σ_2 بیش‌تر باشد سازوکار معکوس و اگر پلانچ محور σ_2 نسبت به σ_1 و σ_3 بیش‌تر باشد

سازوکار امتدادلغزی می‌باشد (Anderson, 1951).

(۳) در سازوکار نرمال با ثابت و واگرا بودن طول فلش قرمز (σ_3)، فلش سبز (σ_2) تغییر می‌کند. اگر

فلش واگرا باشد، دارای مولفه رادیالی و اگر فلش سبز همگرا باشد دارای مولفه امتدادلغزی است.

(۴) در سازوکار معکوس با ثابت و همگرا بودن طول فلش آبی (σ_1)، فلش سبز (σ_2) تغییر می‌کند.

اگر فلش سبز واگرا باشد، دارای مولفه امتدادلغزی و اگر فلش سبز همگرا باشد دارای مولفه

رادیالی است.

(۵) در سازوکار امتدادلغزی اگر طول فلش آبی (σ_1) بیش‌تر باشد، نشان دهنده غالب بودن مولفه

فشارشی و اگر طول فلش قرمز (σ_3) بیش‌تر باشد، نشان‌دهنده غالب بودن مولفه کششی می-

باشد.

همان‌گونه که در شکل ۴-۷ مشاهده می‌شود، جهت تنش در منطقه مورد مطالعه در راستای NE-

SW است که نشان‌دهنده حرکت راستا لغز شده است. جهت موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 زمانی

که تنش NE بر منطقه مورد مطالعه حاکم بوده است به ترتیب ۰۲۷/۰۴، ۱۲۶/۶۵ و ۲۹۵/۲۵ به‌دست‌آمده

است که با دایره، مثلث و مربع توخالی نشان داده شده‌اند. همان‌طور که می‌دانیم بر مبنای مدل

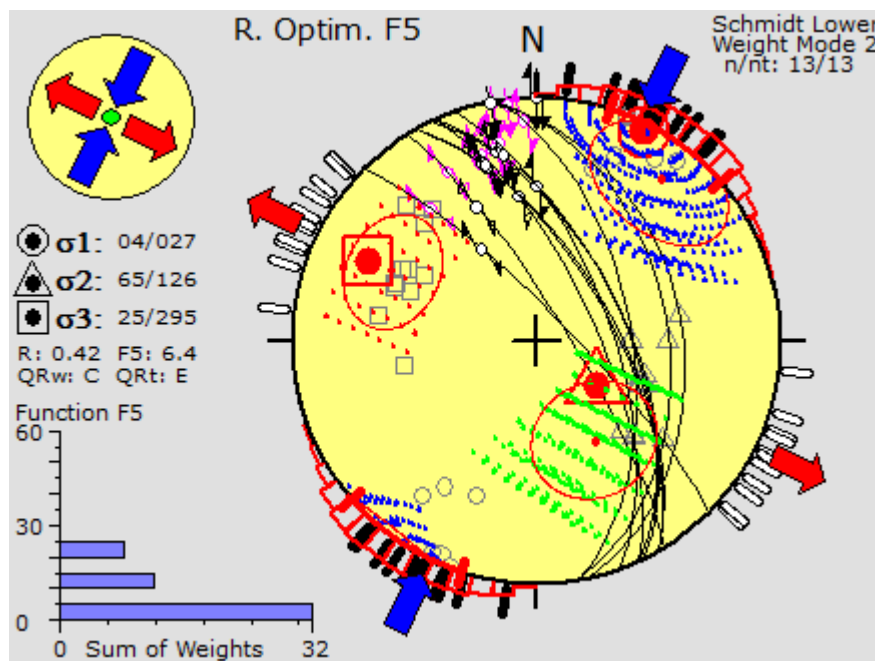
(Anderson 1951)، در سازوکار راستالغز، دو محور اصلی تنش σ_1 و σ_3 افقی هستند درحالی‌که محور

σ_2 در حالت شاقولی بر سطح زمین قرار می‌گیرد. با توجه به موقعیت محورها (σ_2)، قائم و محورهای σ_1 و σ_3 افقی) و نیز راستا و شیب گسل‌ها می‌توان رژیم راستالغزی را در منطقه مورد مطالعه حاکم دانست. همانطور که گفته شد TQR از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$TQR = \frac{N \left[\frac{N}{N_{tot}} \right]}{\alpha}$$

$$TQR = \frac{13 \left[\frac{13}{13} \right]}{8} = 1/6$$

محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که در منطقه TQR، بیش از یک است، بنابراین درجه کیفی اطلاعات High quality خواهد بود.

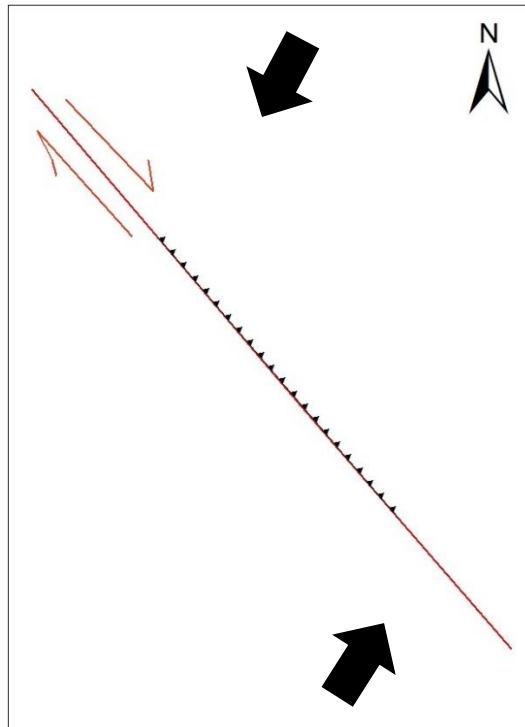


شکل ۴-۷: صفحات گسلی منطقه مورد مطالعه و سازوکار آن بر روی شبکه اشمیت. سازوکار گسل‌های موجود جهت تنش NE بر منطقه را نشان می‌دهد. دایره‌های کوچک موقعیت خشلغزها و پیکان‌ها، جهت حرکت فرادیواره را نشان می‌دهند. هیستوگرام سمت چپ، توزیع زاویه عدم انطباق (محور عمودی) به تعداد اندازه‌گیری‌های صفحات گسلی (محور افقی) را نشان می‌دهد که از توزیع گوسی پیروی می‌کند.

۴-۵) الگوی ساختاری در گستره مورد مطالعه:

با تحلیل تنش دیرین بر روی گسل جنوب مشهد- چناران با روند شمال غربی- جنوب شرقی، مقدار جهت حداکثر تنش فشارشی (σ_1) در شمال شرق ایران به مقدار $N30 \pm 15E$ (شبانیان ۲۰۰۹) به دست آمده است. با توجه به پارامترها و جهاتی که برای تنسورهای تنش به دست آوردیم، موقعیت

محور σ_1 در جهت شمال شرق- جنوب غرب به دست آمد که هم‌جهت با حداکثر تنش فشارشی کنونی حاکم در شمال شرق ایران که توسط شبانیان (۲۰۰۹) اندازه‌گیری شده است، هم‌خوانی دارد. با توجه به جهاتی که از تنسورهای تنش به دست آمده و در نظر گرفتن خش‌لغزهای سطوح گسلی، مدل ساختاری برای گسل‌هایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی می‌توان ارائه داد. تصویر ۴-۸، الگوی فرضی برای گسل شمال غربی- جنوب شرقی، گسل جنوب مشهد- چناران رسم شده است. در این شکل حرکت راست‌گرد منطقه بینالود، جهت تنش‌های فشارشی (σ_1) به نمایش درآمده است. در نهایت راستای محور σ_1 ، NE-SW تعیین گردید و با توجه به میزان R در سازوکار امتدادلغزی (شکل ۴-۷)، اگر $R < 0.5$ باشد سیستم transpression و اگر $R > 0.5$ باشد، سیستم transtension حاکم است. بنابراین با توجه به مقدار $R = 0.42$ ، سیستم transpression در منطقه مطالعاتی حاکم است. همچنین آثار خراش‌های گسلی موجود بر روی سطوح گسلی که به صورت معکوس ظاهر شده‌اند موید این مدعا است.



شکل ۴-۸: الگوی شماتیکی از گسل جنوب مشهد- چناران که دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و حرکت راست- گردی تنش منطقه. فلش‌های مشکی جهت حداکثر تنش را در منطقه نشان می‌دهند. خط قرمز نشان‌دهنده روند گسل جنوب مشهد- چناران است. فلش قرمز نشان‌گر حرکت راست‌لغز این گسل و رژیم امتدادلغزی است و مثلث‌های مشکی نماینده مؤلفه معکوس در منطقه است.

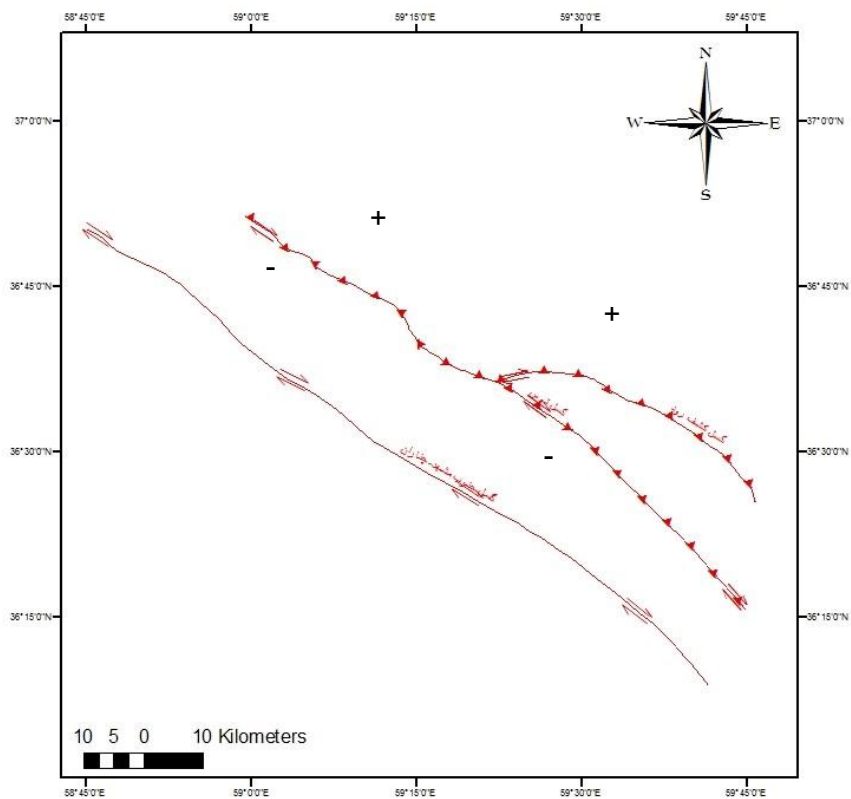
فصل ۵:

نتیجه گیری

بر اساس آنچه بیان شد، نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

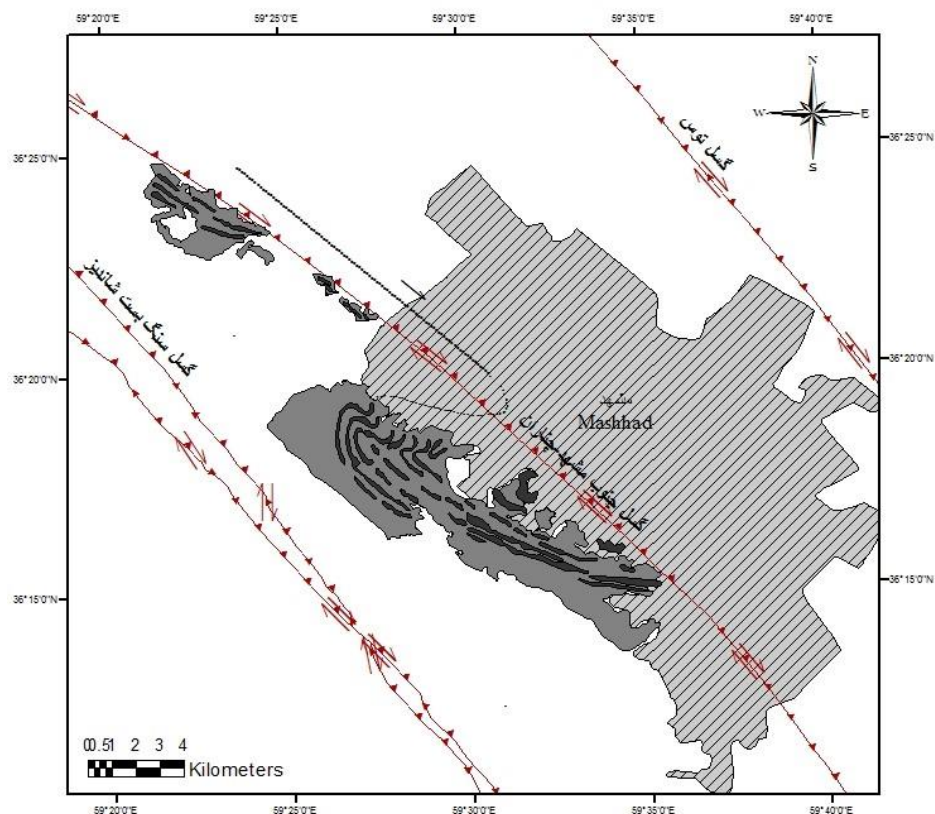
- در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گسل‌های فعال و غیر فعال خراسان رضوی گسل جنوب مشهد-چناران به صورت خط چین مشخص شده است. با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، بررسی‌های صحرایی و شواهد مورفوتکتونیک مشخص شد این گسل در پهنه مشهد-چناران وجود دارد و روند تقریبی این گسل مشخص شد. از آن جایی که گسل جنوب مشهد-چناران یک گسل با طول زیاد می‌باشد، برای شناسایی آن چند ایستگاه در نظر گرفته شد. با توجه به صفحات گسلی برداشت شده برای گسل مذکور در نقاط (a) $36^{\circ} 8' 52.1''$ و $59^{\circ} 41' 32.7''$ ، موقعیت هندسی $45/80$ و خراش‌های گسلی اندازه‌گیری شده روی این صفحه دارای ریک حدود صفر و 55 ، (b) $36^{\circ} 17' 0.3''$ و $59^{\circ} 31' 8.6''$ با موقعیت هندسی $58/80$ دارای خراش‌های گسلی با ریک‌های صفر و 40 درجه و (c) $36^{\circ} 33' 48.3''$ و $55^{\circ} 5' 59.0''$ و دو خراش گسلی با ریک صفر و 50 بر روی صفحه گسلی با موقعیت $55/78$ اندازه‌گیری شد. با توجه به این اطلاعات نوع این گسل امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه شیئی معکوس تعیین شد.
- با بررسی خراش‌های گسلی و با توجه به قاعده برش (نسل‌های جدید خراش‌های گسلی، خراش‌های قدیمی را قطع می‌کنند)، این گسل ابتدا به صورت امتدادلغز بوده و بعداً به صورت گسل امتدادلغز با مؤلفه معکوس راست‌گرد فعال شده‌اند.
- تمامی دسته‌های شکستگی گسلی می‌باشند و شواهد مربوط به گسل‌های امتدادلغز مانند زون‌های تخریب پایانه‌ای و ساختارهایی مانند شکستگی‌های پرمانند و شکستگی‌های دماسبی این مهم را توضیح می‌دهند.
- شواهد نوزمین ساختی در مخروط افکنه‌ها، قطع‌شدگی آبراهه‌ها و جابجایی آبراهه‌ها در راستای گسل و رسوبات کواترنری نشان‌دهنده فعالیت گسل و حرکت راست‌بری گسل می‌باشد.

- بر اساس انحراف راست گرد کانال های آبراهه میانگین حداکثر لغزش افقی ۳/۳ کیلومتر در کل زون گسلی برآورد شده است.
- بررسی شواهد نوزمین ساختی از جمله تغییر آبراهه ها و مخروط افکنه ها بیانگر فعالیت تکتونیکی بالا در این پهنه می باشد.
- با بررسی نقشه فرونشست دشت مشهد با روش ترازیبی به این موضوع می توان پی برد گسل جنوب مشهد-چناران در جنوب و گسل توس (گسل کشف رود) در شمال موجب فرونشست این حوضه شده اند.
- با توجه به نقشه گسل های فعال و غیرفعال خراسان رضوی (شکل ۱-۱) می توان به این نتیجه رسید که گسل کشف رود در قسمت شمال دشت مشهد دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی می باشد و شیب آن به سمت شمال است. فعالیت این گسل موجب بالا آمدگی فرادیواره و فروافتادگی دشت مشهد (فرودیواره) می شود. گسل جنوب مشهد-چناران همان گونه که بررسی شد دارای روند امتدادلغزی راست بر با کمی مولفه شیبی معکوس است. امتدادلغزی این گسل موجب افزایش فروافتادگی دشت مشهد شده است (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱: روند و سازوکار دو گسل جنوب مشهد-چناران و گسل کشف رود. علامت‌های + و - نشان‌گر فرو افتادگی و بالا آمدگی گسل کشف‌رود می‌باشند

- در جنوب غربی مشهد دو گسل جنوب مشهد-چناران و سنگ-بست شاندیز واقع است. گسل سنگ بست شاندیز در مطالعات پیشین به صورت یک گسل امتداد لغز راست‌بر با روند شمال غرب- جنوب شرق و دارای مولفه شیبی معکوس (شیب به سمت شمال شرق) در نظر گرفته شده است. حرکت امتداد لغزی در هردو گسل (گسل جنوب مشهد-چناران و گسل سنگ بست-شاندیز) موجب ایجاد چین‌های سیگموئیدال در منطقه (همان چین Z شکل بررسی شده) می‌شود (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۲: گسل‌های جنوب مشهد-چناران و سنگ‌بست-شاندیز و روند امتدادی آن‌ها و چین‌ناهمقارن Z

شکل مابین این دو گسل

- تراکم ریز لرزه‌ها در محدوده گسل جنوب مشهد-چناران نشان دهنده فعال بودن این گسل و وجود سازوکار جوان در آن می‌باشد.
- تحلیل تنش دیرین بر روی این گسل مبین روند NE-SW برای تنش حداکثر فشاری است و محور تنش بیشینه (σ_1) در این پژوهش روند $N27E$ ، اندازه‌گیری شده است.
- وجود پهنه گسلی با روند و سازوکار یکی در در محدوده مشهد به سمت چناران گسل‌های مذکور در این محدوده، را می‌توان با نام سامانه گسلی جنوب مشهد-چناران خوانده شود.

- آبسالان، ع.، کنگی، ع.، (۱۳۹۳). "گزارش تحقیقاتی مجموعه دستاوردهای تحقیقاتی-کاربردی سامانه مدیریت بحران زلزله شهر هوشمند مشهد، سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری مشهد"، شماره نشر ۱۰۱.
- آزادی، الف.، (۱۳۸۸) "ویژگی های زمین شناسی، ژئوتکنیکی و ژئوفیزیکی گسل توس در شمال شهر مشهد". مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴
- آقانباتی، س. م.، (۱۳۸۳) "زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور".
- الیاسی، م.، (۱۳۹۱) "مبانی زمین شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه تهران".
- امینی پناه، م.، (۱۳۸۶) "فعالیت لرزه خیزی در مشهد - نیشابور". بیست و ششمین گرد همایی علوم زمین، تهران
- آمبرسین، ن. ن.، ملویل، ج. پ. (۱۹۸۲) "تاریخ زمینلرزه های ایران". ترجمه ابوالحسن رده، انتشارات آگاه، پاییز ۱۳۷۰.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا. (۱۳۷۱) "پژوهش و بررسی نوزمینساخت، لرزه ساخت و خطر زمینلرزه-گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۱
- بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع طاهری، ج.، طالبیان، م. (۱۳۷۸) "پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره ی مشهد- نیشابور". چاپ اول سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حافظی مقدس، ن. (۱۳۸۰) "معرفی گسل شمال مشهد". بیست و پنجمین گرد همایی علوم زمین، تهران
- حافظی مقدس، ن.، آزادی، ا. (۱۳۸۵) "گزارش مطالعات ژئوفیزیک و زمین شناسی ریزپهنه بندی شهر مشهد". سازمان زمین شناسی مشهد.
- درویش زاده، ع.، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران".
- رضایی، ث. (۱۳۹۰) "تحلیل مقدماتی شکستگی ها در لوکوگرانیت خواجه مراد، جنوب شرق مشهد". سی امین گرد همایی علوم زمین، تهران.
- رضایی، ث. (۱۳۹۱) "ساختار، هندسه و نحوه تشکیل شکستگی ها در لوکوگرانیت خواجه مراد، جنوب شهر مشهد، شمال شرق ایران". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- رحیمی، ب.، علی زاده، ح. (۱۳۸۹) "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون های برشی شکل پذیر در توده ی گرانیتوئیدی دهنو-غرب مشهد". انجمن بلورشناسی و کانی شناسی، مشهد.
- رئیس السادات، ن. (۱۳۸۶) "دیرینه جغرافیا و دیرینه زیست جغرافیا در طی بارمین پسین- آلبین پیشین بر مبنای آمونیتها در حوضه کپه داغ، شمال شرق ایران". اولین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، تهران.
- زهانی قایینی، م. (۱۳۹۱) "ارزیابی پرپود غالب خاک در حاشیه گسل جنوب مشهد". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- زهانی قایینی، م. (۱۳۹۱) "تعیین مسیر تقریبی پهنه گسلی جنوب مشهد بر اساس داده های میکروترمور". سی و یکمین گرد همایی علوم زمین، تهران.
- سلیمانی، ز. (۱۳۹۱) "نشانه های زمین ریختی زمین ساخت فعال گسل کارده (شمال مشهد)". شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز.
- صفری، الف. (۱۳۹۰) "ارزیابی گسلش فعال در دشت مشهد - چناران به کمک شواهد ریخت زمینساختی". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان
- عامری، ش. (۱۳۹۰) "تحلیل استرس با استفاده از شکستگی ها در یک چین مرتبط با راندگی". سی امین گرد همایی علوم زمین، تهران
- قایینی، م. (۱۳۹۱) "ارزیابی مسیر گسل جنوب مشهد با استفاده از تحلیل جهت داری میکروترمورها". شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز.

- قزی، ا و حافظی مقدس، ن. (۱۳۸۶) "اهمیت ارزیابی خطرات لرزه‌ای در توسعه شهری (مطالعه موردی شهر مشهد)". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، شماره ۲۶.
- کریم‌پور، م.، فارمر، ل.، استرن، ج. (۱۳۹۰) "ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-Nd، سن سنجی زیر کن U-Pb و تعیین منشأ لیکوگرانیت‌های خواجه مراد، مشهد، ایران". مجله علوم زمین، شماره ۸۰، ۱۷۱-۱۸۲.
- کوه‌پیما، م.، شیخ‌الاسلامی، م.، ر.، قاسمی، م.، ر. (۱۳۸۸) "تحلیل هندسی، جنبشی و مراحل دگرریختی سنگ‌های دگرگونی پیرامون مشهد". مجله علوم زمین، شماره ۷۴، ۹۹-۱۰۶.
- کیوان زراعتکار، ع. (۱۳۹۰) "بررسی منطقه تخریب در پایانه گسل سنگ بست- شان‌دیز". اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران، شیراز.
- مقیمی، الف. (۱۳۸۹) "برآورد پارامترهای لرزه‌ای و تاثیر آن بر روانگرایی ابرفت‌های شهر مشهد". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- کیوان زراعتکار، ع. (۱۳۹۰) "تحلیل ساختاری زون گسل سنگ بست- شان‌دیز". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- کیوان زراعتکار، ع. (۱۳۹۰) "بررسی خصوصیت مغناطیسی گسل سنگ بست- شان‌دیز". دومین همایش علوم زمین، آشتیان.
- محمدی مقدم، ی. (۱۳۹۲) "برآورد ویژگی‌های لرزه‌ای و ساختارهای زیر سطحی شمال شهر مشهد با بهره‌گیری از نوفه‌های محیطی". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- نوگل سادات، م.، ع. ا. (۱۳۷۲) "نقشه تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور".
- ولی‌زاده، م و کریم‌پور، م. (۱۳۷۴) "منشاء و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد". مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۱، شماره ۱.
- یکنظر، م. (۱۳۹۳) "تحلیل ساختاری شکستگی‌های سیستماتیک با روند شمال غربی - جنوب شرقی در توده گرانیت خواجه مراد، جنوب شرق مشهد". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.

- **Abbassi, M. and Shabanian, E.,** (1999), Evolution of the stress field in Tehtan region during the Quaternary, proceedings of the Third International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran (Iran), Volume I.
- Akbari, M., Ghafoori, M., Hafezi Moghaddas, N., Lashkaripour, G., (2011), Seismic microzonation of Mashhad city, northeast Iran, Annals of geophysics, 54, 4.
- **Alavi, M.,** (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics: 21, 1-33.
- **Alavi, M. Majidi, B.,** (1972), Petrology and geology of metamorphic and intrusive rocks of the mashhad area, rep.Geol. sur.Iran.
- **Alavi, M.,** (1979), The Virani ophiolite complex and surrounding rocks, Geol. Rundsch. 68(1), pp 334-341.
- **Alavi, M.,** (1991), Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geol. Soc. Am. Bull., 103, pp 983-992.
- **Alavi, M.,** (1992), Thrust tectonics of the binalood region, NE IRAN. Tectonics, vol. 11, No. 2, pp 360- 370.
- **Alberti, A., Moazzez-Lesco, Z.,** (1974), Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (Khorasan, North-Eastern Iran): Bull. Soc. Geol., v. 93, p. 1157-1196.
- **Ambraseys, N. N. and Melville, C. P.,** (1982), A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press.
- **Angelier, J.,** (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. J. Struct. Geol., V. II, 37-50.

- **Angelier, J.**, (1991). Inversion directe et recherché 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique de failles. C.R. Acad. Sci., Paris, V. 312, N.11, 1213-1218.
- **Angelier, J., Mechler, P.**, (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des droites. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, XIX, 6, 1309-1318.
- **Bellier, O., Zoback, M.L.**, (1995). Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States. Tectonics, V. 14, 564-593.
- **Berberian, M.**, (1976), Quaternary fault in Iran in: contribution of the seismotectonic of Iran, Geo.Surv.Iran, Rep. No. 39, p. 187-258.
- **Berberian, M.**, (1981), active faulting and tectonics of Iran: continental deformation in: Iranian plateau. (contribution to the seismotectonic of Iran). Part IV, Geol. Surv. Iran, Rep. No. 52, p. 464-501.
- **Blair, T.C., and McPherson, J.G.**, (2009), Alluvial Fan Processes and Forms, In: Abrahams, A. D. and Parsons, A. J. (eds), Geomorphology of Desert Environments, Part V, PP.413-467.
- **Blair, T.C., McPherson, J.G.**, (1994), Alluvial fan processes and forms in: Geomorphology of Desert Environments. ed. by: A.D. Abrahams and A.J. Parsons, Chapman and Hall, London, 345-402.
- **Bonilla, M.G., Mark, R.K., and Lienkaemper, J.J.**, (1984), Statistical relation among earthquake magnitude, surface rupture length and surface displacement. Bul. Seis. Am., 74.
- **Brace, W.F., Bombilakis, E.G.**, (1963), A note on brittle crack growth in compression. Journal of Geophysical Research. V. 68, p. 3707-3713.
- **Bull, W.B.**, (1977), Geomorphic Tectonic Classes of the South Front of the San Gabriel Mountain California U.S, Geological Survey Contract report 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes Volcanoes and Engineering: Menlo park CA.
- **Burbank, D. & Anderson, R.**, (2001), Tectonic Geomorphology. Blackwell science, P. 274.
- **Carey, E.**, (1976), Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement-thèse 3 cycle Unit.Orsay., Paris:Sud, P. 174.
- **Carey, E., Brunier, B.**, 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C.R. Acad. Sci. Paris, V. 279, P. 891-894.
- **Carey, E., Brunier, B.**, (1974), Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Acad. Sci. Paris, V. 279, 891-894.
- **Continental Margins, edited by C.A.Burk and C.L. Drake**, pp 873-887.
- **Cornell, C. A.**, (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- **Cowie, P. A., Scholz, C. H.**, (1992), Physical explanation for the displacement- length relationship of fault, using a post-yield fracture mechanics model. Journal of structural geology, V. 14, pp. 1133-1148
- **Davis, M. d., Angelier, T.**, (1985), The role of salt in fold-thrust belt, Tectonophysics, V. 119, p. 67-88.
- **Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V.**, (1997), Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics 282. Pp. 1-38.
- **Delvaux, D.**, (1994). Tensor interactive windows Qiuak Basic program developed for paleostress determinations on geological fractures and earthquake focal mechanisms. Royal museum for central Africa Tervuren, Belgium: Version 1.4.23.

- **Engelder, T., and Geiser, P.,** (1980), On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress field during the development of the Appalachian Plateau, New York. *Journal of Geological research*, V. 85, pp 6319-6341.
- **Fossen, H.,** (2010), *Structural Geology*. New York: Cambridge University Press. 481P
- **Gomez, C. J. S. and Ferreira, (2000),** Geometry and Kinematics of Experimental Antiformal Stacks. *An. Acad. Bras. Ci.* V.72, N.2, P.195-217.
- **Goscombe, B., Passchier, C.W., Hand, M.,** (2004), Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.
- **Gutenberg, B., & Richter, C.F.,** (1954), *Seismicity of the earth*. 2th ed., Princeton university press, Princeton, New York.
- **Hancock, P.L.,** (1985), Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal of structural geology*, V. 7, P. 437-457.
- **Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., and Nazari, H.** (2008), Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma, *Geology*, 36(10), 763–766
- **Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. & Bolourchi, M.,** (2006), Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 166, 1161–1177.
- **Jackson, J. and McKenzie, D.,** (1984). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 77, pp. 185-264.
- **Jackson, J., K. Priestley, M. Allen, and M. Berberian** (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- **Karimpour, M. H** (2009), Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Composition, U-Pb-Th (zircon) Geochronology and Petrogenesis of Mashhad Paleo-Tethys granitoids, Ferdowsi University of Mashhad, Iran (grant P/742-87/7/14).
- **Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C., Saadat, S** (2006), Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoides from Mashhad, Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(2), 127-145.
- **Kijko, A. and Slevolle, M. A.,** (1992), Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 1, pp. 120-134.
- **Kim, Y.-S., Andrews, J.R., Sanderson, D.J.,** (2000). Damage zone around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. *Geosci. J.* V.4, P. 53-72.
- **Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J.,** (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*. V. 26. Pp. 503-517.
- **Kondorskaya, N. V. and Shebalin, N. V. (eds.),** (1977), *Novii Katalog Silnrkh Zemletriasenii na territory SSSR, Do 1975g*, Izd. Akad. Nauk., S.S.S.R. Moscow. (New Catalogue of Strong Earthquakes in the USSR from ancient times through 1977).
- **Konstantinovskaia, E and Malavieille, J,** (2005), Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Article, V. 6, N. 2, Q.
- **Majidi, B** (1981), The ultrabasic lava flows of Mashhad, Ne Iran, *Geol. Mag.*, u8, 49-58.
- **Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., and Van Gorp, S.** (2007), Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 170, 436–440.
- **Masson, F., M. Anvari, Y. Djamour, A. Walpersdorf, F. Tavakoli, M. Daignieres, H. McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, and A.Tealeb** (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155(1), 126-138.

- **Melville, C. P.**, (1978), Arabic and Persian source material on the historical seismicity of Iran from the 7th to the 17th centuries A.D., Ph.D. Thesis, Cambridge University, U.K.
- **Meyer, B., and K. Le Dortz** (2007), Strike-slip kinematics in central and eastern Iran: Estimating fault slip rates averaged over the Holocene, *Tectonics*, 26, TC5009.
- **Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T.**, (1998), Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495
- **Morisawa, M., and Hack, J.T.**, (1985), *Tectonic Geomorphology*, Boston, Unwin Hyman, p. 390
- **Motagh, M., Djamour, Y., Walter, T., Wetzel, H., Zschau, J., Arabi, S.** (2007), Land subsidence in Mashhad Valley, northeast Iran: results from InSAR, levelling and GPS, *Geophys. J. Int.* 168, 518–526.
- **Nankali, and S. Van Gorp.**, (2007), Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: New insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 170, 436-440.
- **Nazari, H., Ritz, j. F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, L., Massault, M. & Ghorashi, M.**, (2009) Morphological & paleoseismological analysis along Taleghan fault (Central Alborz,Iran). *Geophys. J. Int.*, V.178, P.1028-1041.
- **Nowroozi, A.A., & Mohajer-Ashjai, A.**, (1985), Fault movements and tectonics of eastern Iran: Boundories of the Lut plat Geophysics'. *J.R.Astron. Soc.*, 83, p. 215-257.
- **Peel, M. C., Finlaysin, B. L., McMahon, T. A.**, (2007), Updated world map of the Koppen-Geiger `` climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 4, 439–473.
- **Pollard, D.D., Aydin, A.**, (1988), Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, V.100, P. 1181-1204.
- **Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J.**, (1994), Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Inter.*, 118, 111-141.
- **Ramsay J.G.**, (1980), Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 83–101
- **Ramsay J.G., Graham R.H.**, (1970), Strain variation in shear belts, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 786-813.
- **Regard, V., O. Bellier, J. C. Thomas, M. R. Abbassi, J. L. Mercier, E. Shabanian, K. Fegghi, and S. Soleymani** (2004), Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran, A transition between collision and subduction through a young deforming system, *Tectonics*, 23, TC4007.
- **Reilinger, R., et al.** (2006), GPS continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.
- **Sella, G. F., T. H. Dixon, A. Mao** (2002), REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 2081.
- **Shabanian, E.** (2009), Active tectonic study in northeast Iran: contribution of the Kopeh Dag and Binalud mountains to the accommodation of the Arabia-Eurasia convergence, PhD thesis, Paul Cezanne Univ., Aix-en-Provence, France.
- **Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y.** (2009p), Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dag and Allah Dag-Binaludmountainranges, V. 467, 345-363.
- **Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame. L., Farbod, Y.**, (2010). Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dag and Allah Dag-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics*, 480, 280-304
- **Shabanian, E., Bellier, O., Arnaud, N., Abbassi, M.R., Cocheme, J. J.**, (2009b), New tectonic configuration in NE Iran: active strike-slip faulting between the Kopeh Dag and Binalud mountains, *Tectonics*, V. 28, 1029-1058.

- **Shabanian, E., Bellier, O., Siame. L., Abbassi, M.R., Leanni, L., Braucher, R., Farbod, Y., Bourlès, D.L., OT** (2010b). OTActive tectonics of the Binalud Mountains, a key puzzle segment to describe Quaternary deformations at the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision. Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010-6820-1
- **Stocklin, J** (1968), Structural history and tectonics of iran: A review , Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52(7), 1229-1258.
- **Stocklin, J.,** (1974), Possible ancient continental margins in Iran, in The Geology of
- **Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M.,** (1999), Seismic Hazard Assessment of Iran, ANNALIDI GEOFISICA, Vol. 42, No. 6.
- **Tavakoli, F.** (2007), Present-day kinematics of the Zagros and east of Iran faults, PhD thesis, Univ. of Joseph Fourier, Grenoble, France.
- **Tchalenko, J.S.,** (1975), Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, U.S.S.R.), Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Mathematical and Physical Science, v. 278, 1-28.
- **Tirrul, R., I. R. Bell, R. J. Griffis, and V. E. Camp** (1983), The Sistan suture zone of eastern Iran, Geol. Soc. Am. Bull., 94, 134-150.
- **Twiss, R. J., Moores, E. M.,** (2007). Structural geology. New York: Freeman, W. H. Freeman, 736pp.
- **Vernant, P., et al.** (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in IRAN and northern Oman, Geophys. J. Int, 157(1), 381-398
- **Vermilye J. M, Scholz C.H.,** (1998), Fault propagation and segmentation: Structural Geology. Issue 11, November 1999, V21. Pp.1623-1636.
- **Vermilye J. M, Scholz C.H.,** (1999), Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault., Journal of Structural Geology, V. 21, pp. 1623-1636.
- **Walker, R., and J. Jackson** (2004), Active tectonics and Late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, Tectonics, 23, TC5010.
- **Wells, D.L., Coppersmith, K.J.,** (1994), New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, Bulletin Of Seismological Soc, of America, Vol. 84, No. 4, p. 974-100.
- **Yamaji, A,** (2000), The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan, Journal of structural geology, pp. 429-440.
- **Zomorodiyani, M.J.,** (1999), Dynamic Evaluation Final Report Research Project in Northern Hilly Binalood and its Reflection in the Planning of Rural Settlements, Faculty of Literature and Humanities Research Council of doctor Ali Shariati, Ferdowsi University of Mashhad.

Abstract

The study area located between Binalood mountain range and Mashad plain, between the border of ultrabasic, gabbros and metamorphic rocks with Paleozoic age with quaternary sediment. In this area, metamorphic rocks, ophiolites, some equivalent formation and quaternary sediments affected by south Mashhad-Chenaran fault system with 150 Km long. Field stress analysis of area show that main stress field of study area is NE-SW. We use from structural element of area and stretch line of faults and analysis with Win-Tensor software to reach this results. With stress field analysis of south Mashhad-Chenaran fault system and with consideration of main stress field of area and also stretch line of south Mashhad-Chenaran fault system, NE-SW trend and right lateral mechanism with some reverse with northward dip for this fault recognized. Reverse mechanism for this fault show compressional regime in investigated area. With consideration of field evidence and neotectonic structure of study area in fans, cutting and right lateral displacement of waterways confirmed our results.

Finally we propose name of this fault change to south Mashhad-Chenaran fault system.

Key words: Binalood mountain range, Mashad-Chenaran fault system, structural analysis, stress field determination.



Faculty of Earth Sciences
M.Sc. Thesis in Tectonics

Structural analysis of south Mashhad-Chenaran fault

Mahsa Izadi Jajarm

Supervisor:

Dr. Ramazan Ramazani Omali

Advisor:

Dr. Naser Hafezi Moghadas

February 2017

