

الگوهای گسلی و برآورد سرعت بالا آمدگی در طول گسل زاگرس مرتفع

مهندس سعید حکیمی آسیابری: دانشگاه آزاد واحد لاهیجان؛

گروه معدن و زمین شناسی

دکتر سهراب شهریاری: دانشگاه شهید بهشتی تهران؛

دانشکده علوم زمین گروه زمین شناسی

دکتر محمد فخاری: بخش اکتشاف شرکت نفت

تاریخ: دریافت ۸۱/۶/۲ پذیرش ۸۲/۹/۱۶

چکیده

کمر بند فعال چین خورده - رانده زاگرس در حاشیه شمالی پلیت عربستان قرارداد و یک کمر بند فعال است که کوتاه شدگی، ضخیم شدگی و بالا آمدگی آن در اثر برخورد پلیت عربستان و ایران انجام شده است. ضخیم شدگی پوسته در اثر تکنونیک نوع برخوردی به علت معکوس شدگی حرکت در طول گسل های عادی است^۱. در این بررسی سعی بر این است که سرعت بالا آمدگی در طول گسل رانده زاگرس بلند و الگوهای گسلی در حاشیه جنوبی پهنه زاگرس بلند مورد بررسی قرار گیرد. گسل زاگرس بلند در حد فاصل پهنه زاگرس بلند و زاگرس چین خورده ساده (در حاشیه جنوبی پهنه زاگرس بلند) قرار دارد [۶]. گسل فارسون - باغ حیران - کوشکی قسمتی از گسل رانده زاگرس بلند است که در شمال شرق شهر لرگان و در استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد. در این منطقه براساس تحقیقات صحرایی یک نقشه (با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰) تهیه شده است و برای شناسایی الگوهای گسلی، گسل های پوششی گسل زاگرس بلند و برآورد میزان بالا آمدگی در طول گسل زاگرس بلند، سه برش زمین شناسی ترسیم شده است. با تطبیق ساختارهای زمین شناسی، الگوهای گسلی در طول گسل رانده زاگرس مرتفع و موارد زیر می توان دست یافت. همراه با گسل زاگرس مرتفع گسل هایی از نوع میان بر^۲ و گسل های پس رانده^۳ و

1. Jackson et al. 1981, Berberian and King 1981, Jackson 1980, Jackson and Fitch 1981
2. shortcut Thrust
3. back thrust

گسل‌های همراه راندگی^۱ مشاهده می‌شود. این گسل‌ها بیان‌گر حالت‌های عمومی معکوس‌شدگی حرکات تکتونیکی در طول گسل‌های عادی هستند [۲۰]. در این ناحیه نیز، الگوهای گسلی و منحنی‌های لیتوژیک بیان‌گر معکوس‌شدگی حرکات زمین‌ساختی در طول گسل‌های عادی قدیمی‌اند. حداقل بالا آمدگی در یک گسل رانده حداقل به اندازه ضخامت لایه‌های حذف شده است. با توجه به مقاطع زمین‌شناسی و مقاطع چین‌شناسی (و سن گسل زاگرس مرتفع)، حداقل سرعت بالا آمدگی قائم گسل از شروع رسوب‌گذاری سازند بختیاری در زاگرس بلند $0.1 \pm 2/05$ میلی‌متر در سال است.

مقدمه

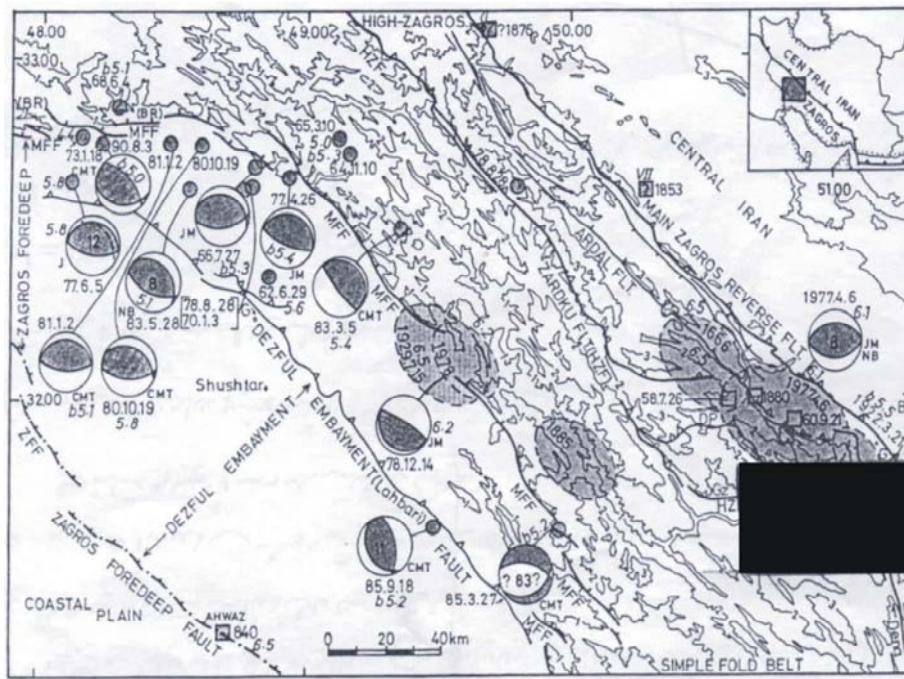
بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختمانی، پهنه زاگرس مرتفع در حد فاصل پهنه‌های زمین‌شناسی سنندج - سیرجان و زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این پهنه زمین‌شناسی با گسل‌هایی از شمال خاور و جنوب باختر محصور شده است و دارای روند جنوب شرق - شمال غرب است. مرز شمالی این پهنه یک گسل معکوس بزرگ است که آن را گسل اصلی معکوس زاگرس^۲ می‌نامند. مرز جنوبی زاگرس مرتفع یک گسل راندگی بزرگ است که گسل اصلی زاگرس مرتفع^۳ نام دارد [۶]. در مورد الگوهای شکستگی در زاگرس نظریات متفاوتی ارائه شده است [۱۰]، [۱۶]، [۱۹]. در این نوشتار سعی شده است بر اساس تحقیقات صحرائی، تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰، مقاطع زمین‌شناسی، مقاطع چین‌شناسی و تحقیقات زمین‌شناسی و زمین‌ساخت و تحقیقات لرزه زمین‌ساخت، توضیحاتی در مورد الگوهای شکستگی و میزان بالا آمدگی گسل تراستی زاگرس مرتفع ارائه شود.

منطقه مورد بررسی پهنه‌ای به وسعت ۸۲۰ کیلومتر مربع است که در حد فاصل زون‌های زمین‌شناسی زاگرس بلند و زاگرس چین‌خورده ساده قرار دارد. موقعیت جغرافیایی گستره $E/31^{\circ}30' - 31^{\circ}41'$ شرقی و $N/51^{\circ}15' / 50^{\circ}50'$ شمالی است (شکل ۱). در گستره مورد بررسی انواع گسل‌ها با سازوکارهای مختلف ایجاد شده‌اند که در مورد انواع این گسل‌ها و نحوه ایجاد آنها تفسیرهایی ارائه می‌شود.

-
1. hanging wall by pass thrust
 2. Main Zagros Reverse Fault
 3. High Zagros Thrust Fault

گسل‌های معکوس با شیب زیاد به سوی شمال خاور

الگوی شکستگی ایجاد شده در پهنه گسلی شمال و شمال غرب دشت خان میرزا به گونه‌ای است که در برش، دارای الگوی بادبزن فلسی پیشرو^۱ است براساس تقسیم‌بندی « Boyer and Elliott 1982 » این گسل‌ها را می‌توان به‌عنوان گسل‌های عادی قاشقی^۲ در نظر گرفت که در طول آن‌ها معکوس‌شدگی حرکت به صورت حرکات فشارشی متعاقب حرکات کششی^۳ رخ داده است. جهت راندگی این گسل‌ها به سمت جنوب غرب است.



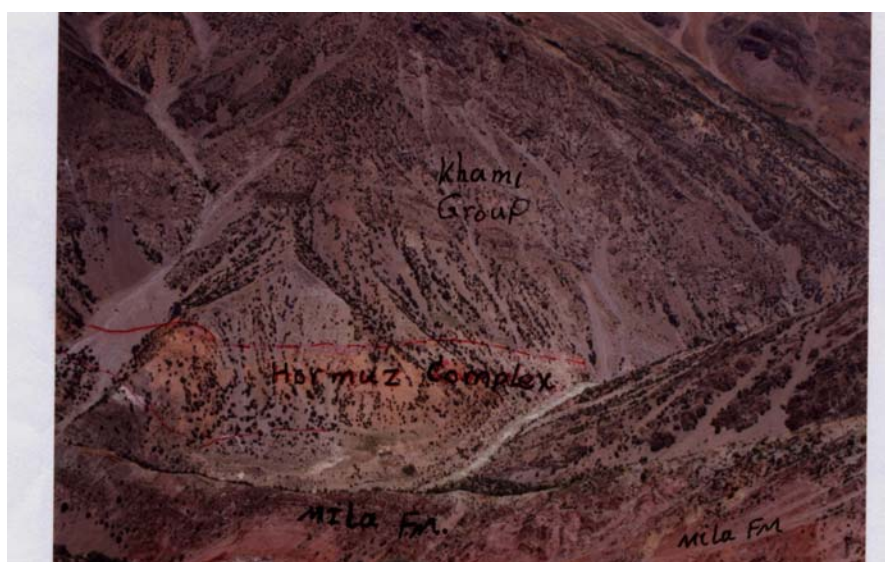
شکل ۱- موقعیت گسترده مورد بررسی که در حد فاصل پهنه‌های زمین‌شناسی زاگرس بلند و زاگرس چین خورده قرار دارد (Berberian, 1995)

1. leading imbricate fan
2. listric normal fault
3. inversion tectonics

از گسل‌های عمده زون گسلی مورد نظر گسل برد بلند - سرپیر - پل کاره و گسل فارسون - باغ حیران - مرادان - گوشکی را می‌توان نام برد که به ترتیب در قسمت پستی و جلویی زون گسلی فلسی بادبزی پیشرو قرار دارند.

۱ - گسل برد بلند - سرپیر - پل کاره

از قسمت شمالی کوه برد بلند واقع در رودخانه شمال کوه برد بلند، شروع می‌شود و تا پل کاره ادامه می‌یابد. این گسل، یک گسل معکوس با زاویه شیب زیاد است که رودخانه آب ونک در راستای آن جریان دارد. این گسل به صورت یک رانندگی به سمت جنوب غرب عمل کرده و شیب سطح گسلی آن به سوی شمال شرق است. جابجایی این گسل سبب ایجاد یک دیواره عظیم شده است که کوه هزار دره را شامل می‌شود. در طول این گسل بقایای رسوبات تبخیری مجموعه هرمز رخنمون دارند. بنابراین، گسل مذکور مجموعه هرمز را در افق‌های پایین قطع نموده است و احتمالاً از پی سنگ شروع شده و به سطح زمین می‌رسد (شکل ۲ قسمتی از موقعیت گسل مذکور را در کوه هزار دره نشان می‌دهد).



شکل ۲ - گسل برد بلند - سرپیر - پل کاره واقع در شمال دشت خان میرزا: در طول این گسل بقایایی از مجموعه هرمز مشاهده می‌شود (دید به سمت شمال)

۲- گسل فارسون - باغ حیران - گوشکی

در قسمت جبهه گسل‌های بادبزن فلسی پیشرو قرار دارد. شیب سطح این گسل در مکان‌هایی که رخنمون دارد از ۴۰-۲۰ درجه متغیر است و آن را می‌توان به عنوان راندگی اصلی پهنه گسلی بادبزی فلسی شمالی دشت خان میرزا و همچنین قسمتی از گسل اصلی «High Zagros Thrust Fault» که مرز پهنه زمین‌شناسی زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده ساده است، در نظر گرفت. به واسطه این گسل رسوبات سازند باروت بر روی رسوبات سازند بختیاری رانده شده‌اند.

شکل‌های ۳ و ۴ راندگی رسوبات سازند هم ارز باروت را بر روی سنگ‌جوش سازند بختیاری نشان می‌دهد. در این اشکال تغییرات شیب سطح گسل مشهود است.

در یکی از برونزدها، شیب سطح گسل ۴۰ درجه و در رخنمون دیگر در حدود ۲۲ درجه است. در محدوده ای که شیب گسل در حدود ۲۲ درجه است ساختار داخلی لایه‌ها کاملاً به هم ریخته و این شاهد دلیلی بر ایجاد ساختار نیزه‌ای^۱ می‌باشد. گسل فارسون - باغ حیران - گوشکی، در ادامه مسیر خود (در جهت شمال غربی) به گسل برد بلند - سرپیر - پل کاره متصل می‌شود و از سوی دیگر، از روستای گوشکی به سمت جنوب شرق (به سمت گسل‌های کوه دنا) امتداد می‌یابد.

علاوه بر گسل‌هایی که در درون پهنه گسلی بادبزی فلسی مشاهده می‌شوند، گسل‌های دیگری نیز در سازند بختیاری، (دربخش جلویی گسل فارسون - باغ حیران - مرادان - گوشکی) به صورت راندگی‌های کوچک فلسی دیده شده‌اند. (شکل ۵) این گسل‌ها، گسل‌های برش کوتاه یا میان‌بر^۲ نام دارند [۲۰] و در بخش فرو دیواره گسل راندگی اصلی ایجاد شده‌اند.

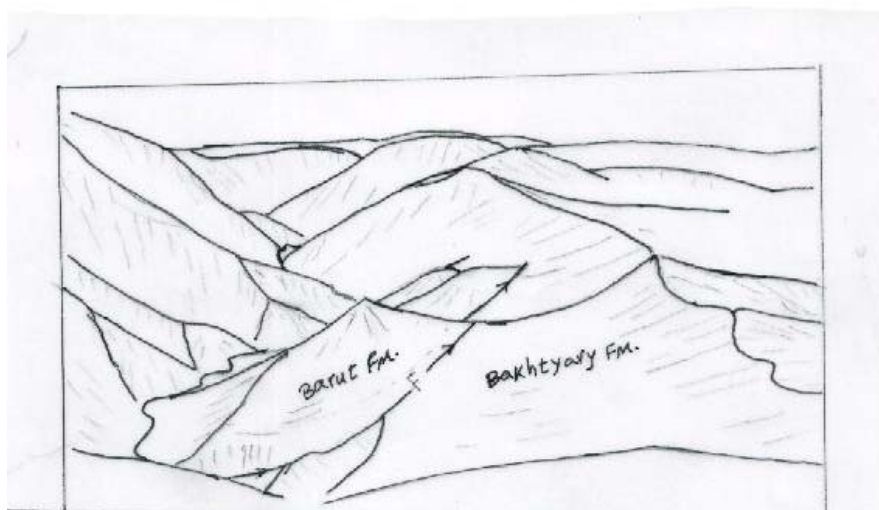
۲- گسل‌های معکوس واقع در جنوب پل کاره

شیب این راندگی‌ها در حدود ۶۰ - ۴۰ درجه و جهت شیب صفحات گسلی این راندگیها به سمت جنوب باختر است.

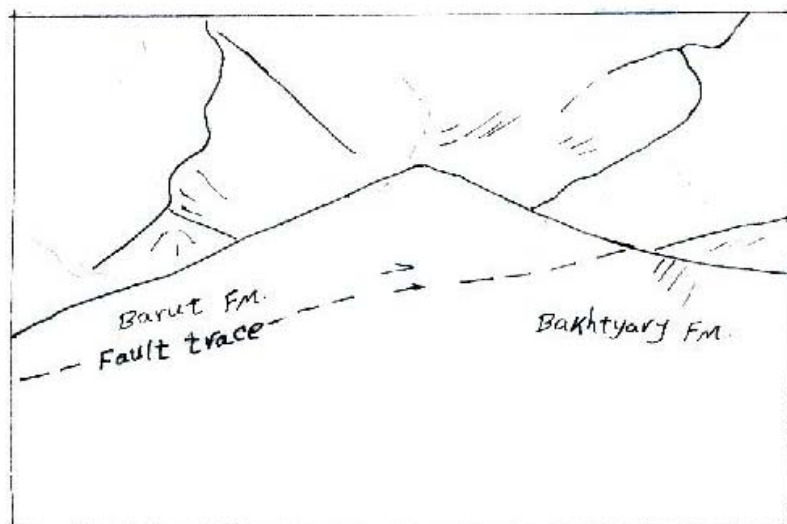
1. harpoon structure

2. shortcut thrusts

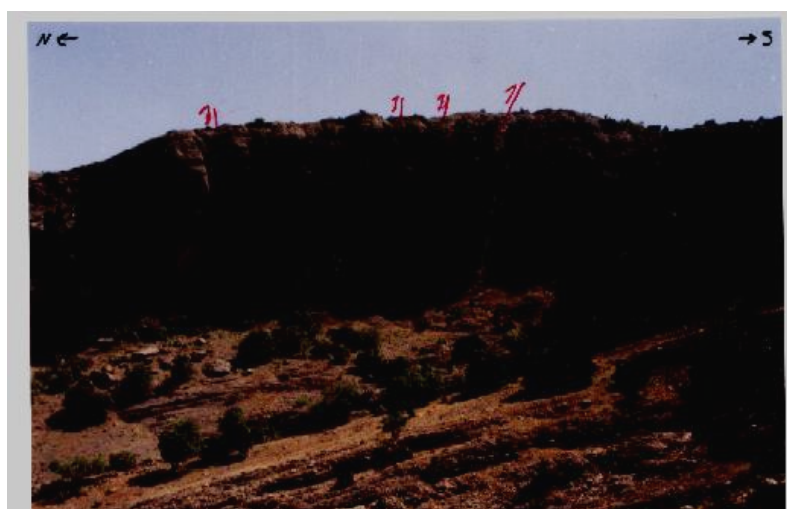
همراه با تشکیل راندگی‌های بزرگ که شیب آن‌ها باتوجه به عمق کمتر می‌شود گسل‌هایی که جهت راندگی آنها برخلاف جهت راندگی اصلی است (back thrust) ایجاد شده است . و سیستم شکستگی‌ها سبب ایجاد یک بالا آمدگی (pop up structure) شده است.



شکل ۳ - راندگی رسوبات سازند باروت بر روی سازند بختیاری در طول گسل زاگرس بلند واقع در شمال دشت خان میرزا (گسل فارسون - باغ حیران - کوشکی). در این تصویر شیب گسل کمتر از ۴۰ درجه است (دید به سوی شرق).



شکل ۴ - راندگی رسوبات سازند باروت بر روی سازند بختیاری در طول گسل زاگرس بلند واقع در شمال لردگان (گسل فارسون - باغ حیران - کوشکی). در مکان این تصویر شیب گسل در حدود ۲۲ درجه است و جهت دید به سوی شمال شرق (ENE) است وضعیت برونزد گسل بیانگر وجود ساختار نیزه‌ای است .



شکل ۵- گسل‌های میان‌بر (shortcut thrust) در بخش فرو دیواره گسل تراستی زاگرس (دید به سمت جنوب) واقع در شمال دشت خان میرزا. نگاه به سوی شرق

۳- گسل‌های پنهان عمقی

از ویژگی‌های بخش زاگرس چین خورده در گستره مورد بررسی، وجود تاقدیس‌هایی مانند کولاروزرین درخت است که با هندسه موازی تشکیل شده‌اند. با توجه به نظریاتی که نحوه دگرشکلی در زاگرس را بیان می‌کنند و با توجه به افق‌های سنگی شکل‌پذیر و سازوکار چین‌خوردگی موازی این چین‌ها معمولاً در مرز زاگرس بلند - چین‌خورده با توجه به شدت چین‌خوردگی در اعماق زیاد ناچار به گسل‌های رانده تبدیل می‌شوند [۴].

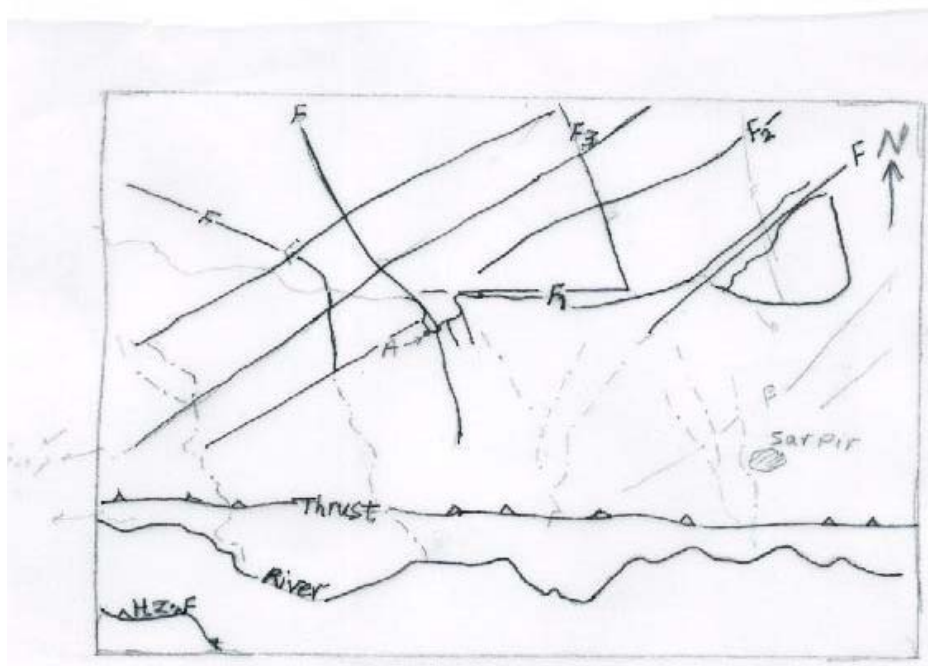
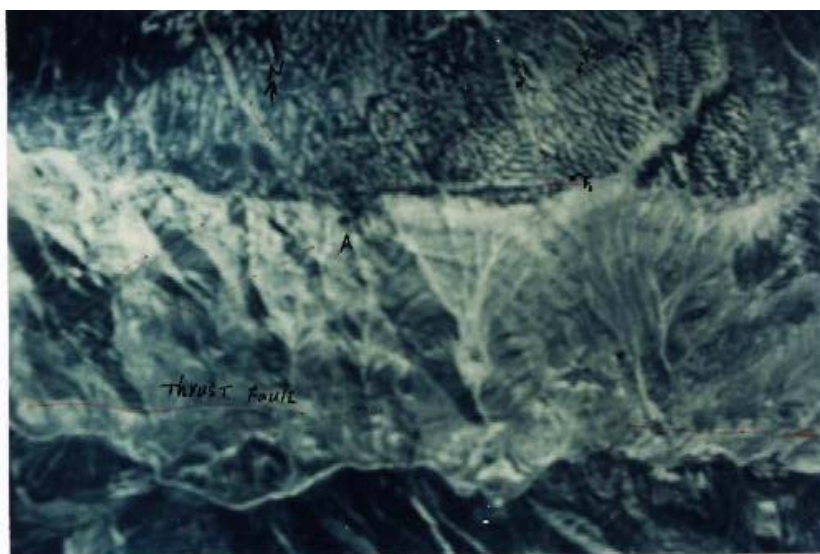
۴- گسل‌های راستا لغز

الگوی گسل‌های راندگی و درزه‌های همراه آنها که ممکن است در یک سری از لایه‌های افقی که در آنها راندگی رخ داده است، ایجاد شوند در شکل ۶ ارائه شده است [۲۲]. وضعیت ومحورهای اصلی تنش نیز در شکل مذکور نشان داده شده است.

شکل ۶- الگوی گسل‌های رانده و درزه‌های همراه آنها در لایه‌های افقی گسل خورده
(Price 1966, 1975)

نمونه‌های متعددی از گسل‌های راستا لغز همراه با راندگی‌ها، در کوه هزار دره مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸). این گسل‌ها با گسل‌های f_7 و f_8 شکل ۶ تطابق دارند همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، گسل‌های f_7 و f_8 یکدیگر را قطع نموده و به گسل معکوس ختم می‌شوند برش قائم این گسل‌ها نیز در شکل ۸ مشاهده می‌شود (برای تطبیق نقاط A و A' شکل‌های ۷ و ۸ را با یکدیگر انطباق دهید).

بنابراین مطابق الگوی ارائه شده در گسل‌های مذکور، محور متوسط بیضی تنش σ_2 (که محل برخورد گسل‌های مذکور است) تقریباً قائم بوده و برطبق الگوی «Price (1966, 1975)» جهت محور بزرگ بیضوی تنش (σ_1) با جهت زاویه حاده بین گسل‌های (wrench fault) مطابقت دارد و محور کوچک بیضوی تنش σ_3 گسل‌های (wrench fault) نیز تقریباً با جبهه راندگی‌ها موازی است.



شکل ۷- گسل‌های امتداد لغز واقع در کوه هزار دره (عکس هوایی) واقع در ۱۵ کیلومتری شمال شهر لردگان

نیمساز زاویه حاده بین گسل‌های راستا لغز مزدوج در گستره مورد بررسی از روی عکس‌های هوایی اندازه‌گیری شده و امتداد تقریبی ماکزیمم تنش اصلی σ_1 ، ۲۶ - ۲۰ درجه به سمت شمال شرق است.

۵ - گسل‌های عادی

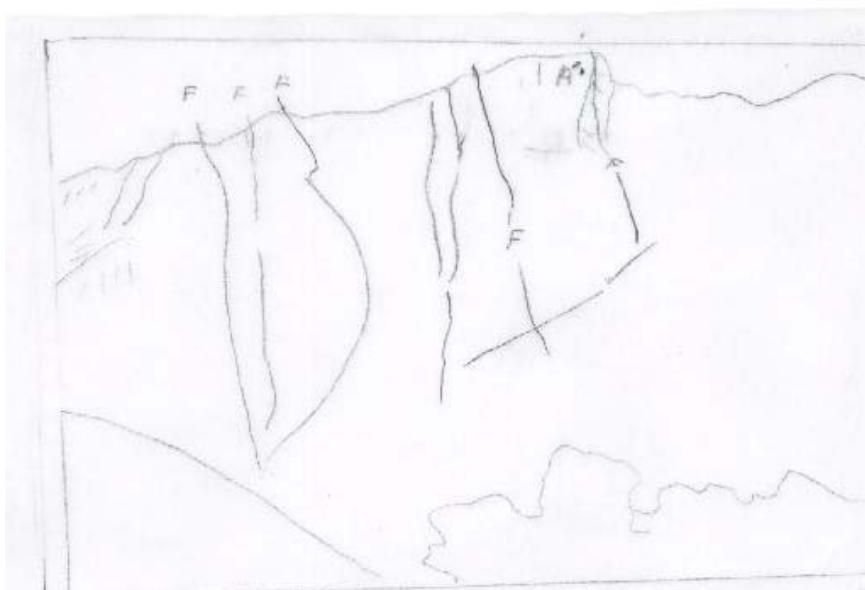
این گسل‌ها به دو گروه تقسیم‌بندی می‌شوند. و از الگوی f_6 و f_5 شکل ۶ تبعیت می‌کنند. این گسل‌ها همراه با ایجاد راندگی‌ها و به موازات جبهه راندگی‌ها و یا عمود بر آنها ایجاد می‌شوند (شکل ۹ و ۸، گسل شماره f_1).

معکوس شدگی حرکات زمین‌ساختی (Inversion tectonics)

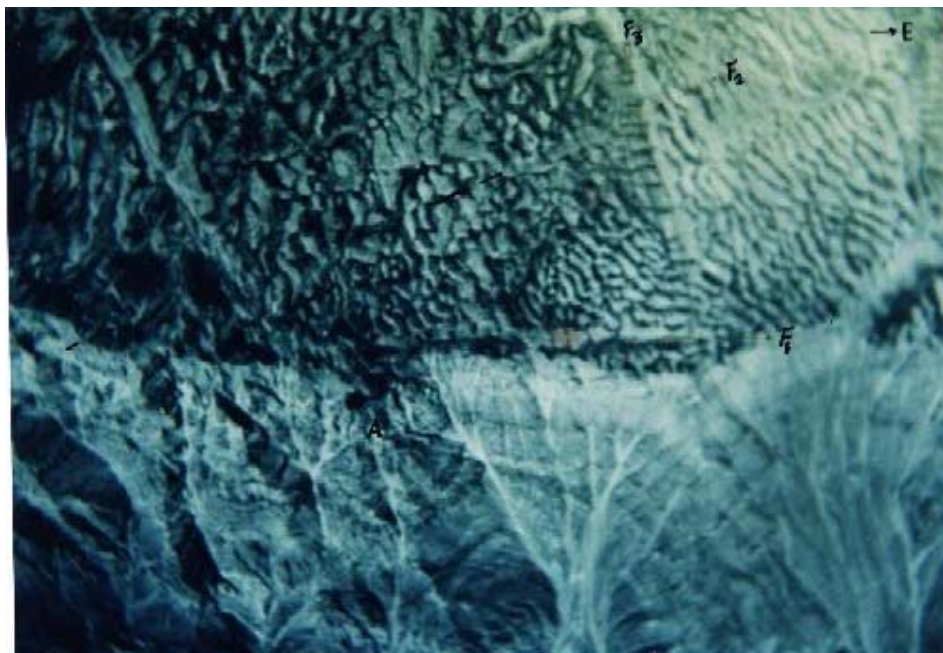
با معکوس شدن جهت حرکات زمین‌ساختی حالت‌های متعددی در گسل‌های عادی ایجاد می‌شود که نمونه‌ای از این موارد در شکل ۹ نشان داده شده است [۲۰]. در این الگوها هم‌زمان با حرکات کششی و نازک شدن پوسته، گسل‌های عادی قاشقی ایجاد می‌شوند این گسل‌ها در نزدیک سطح زمین دارای شیب زیاد هستند و به تدریج با زیاد شدن عمق، شیب این گسل‌ها کم‌تر می‌شود و تمامی گسل‌ها در اصل به یک گسل راندگی اصلی پایان می‌یابند. ساختار نیزه‌ای^۱، گسل‌های معکوس با زاویه شیب زیاد و گسل‌های میان بر^۲ واقع در قسمت فرود دیواره سطح گسل، گسل‌های (by pass thrust) و مانند آن از مهم‌ترین مشخصه‌هایی هستند که در اثر معکوس‌شدگی جهت حرکات زمین‌ساختی، در گسل‌های عادی، ایجاد می‌شوند. نقشه گسل‌ها و مقاطع زمین‌شناسی در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ ارائه گردیده است. در قسمت شمال دشت خان میرزا آمیزه‌ای از الگوهای گسلی ارائه شده شکل ۱۰ دیده می‌شود، ترتیب تشکیل این گسل‌ها به گونه‌ای بوده است که ابتدا گسل‌های واقع در بخش جلویی یعنی گسل رانده فارسون - باغ حیران - گوشکی^۳ ایجاد شده است و سپس در اثر توقف حرکتی و یا کاهش توان حرکت در طول این گسل، در برخی از قسمت‌ها از بخش پشتی آن گسل‌هایی از نوع (by pass thrust) و در برخی دیگر از قسمت‌ها، گسل‌های پس راندگی (back thrust)

-
1. harpoon structure 2. shortcut thrusts 3.)Main Zagros Thrust Fault

ایجاد شده‌اند.



شکل ۸- گسل‌های راستا لغز در دیواره کوه هزار دره. نقطه A این تصویر با نقطه A تصویر ۷- قابل تطبیق است (دید به سمت شمال)



شکل ۹- وضعیت گسل‌های عادی (گسل F1) در کوه هزار دره (تصویر مربوط به عکس هوایی است). این گسل‌ها دارای شیب زیاد بوده و به موازات راندگی اصلی قرار دارند .

در محدوده کوه با زون پیر و هزار دره، گسل‌های (by pass thrust) و در محدوده کوه کره گسل‌های پس راندگی (back thrust) ایجاد شده‌اند.

جابجایی قائم گسل راندگی زاگرس در بخش مرکزی رشته کوه‌های زاگرس مرتفع

پهنه زاگرس بلند با پهنای متوسط حدود ۸۰ کیلومتر بوده و از تاقدیس‌های رانده شده تشکیل شده و دارای بیش‌ترین فرسایش و بارندگی نسبت به نواحی اطراف است. مرتفع‌ترین بخشهای رشته کوه‌های زاگرس در این پهنه زمین‌شناسی مشاهده می‌شوند. در این ارتفاعات برونزدهای زیادی از رسوبات پالئوزوئیک مشاهده می‌شود.

نحوه توزیع رسوبات تبخیری گچساران همراه با رسوبات مولاسی همزمان با کوهزایی سازندهای آجاجاری و بختیاری بیانگر این مطلب است که بالا آمدگی زاگرس مرتفع در طول گسل زاگرس مرتفع از زمان میوسن آغازی شروع شده است [۱۳]، [۱۴]، [۱۵].

بخش جنوب شرقی گسل زاگرس مرتفع با زمین لرزه متعددی در منطقه فراقان و سرچاهان همراه بوده است [۸]. این گسل در حدود ۴۴۰ کیلومتر از طول خود بدون لرزه‌های دوره دستگامی است این وضعیت تا منطقه دوراهان (گستره مورد بررسی) و گندمان - که انتهای محور ساختاری دناست - ادامه می‌یابد.

«جکسون و مکزی و متر و همکاران (۱۹۹۰)» بیان می‌کنند که پهنه زاگرس مرتفع یک کمربند چین خورده تراستی جوان با سن پلیوسن است که در حدود ۲۰ میلی‌متر در سال کوتاه شدگی را متحمل شده است. اثرهای تاریخی رسوبات کواترنری منطقه بخش فروبار دزفول^۱ فوردیپ زاگرس میزان بالا آمدگی در حدود 1 mm/year از زمان پلیوسن را نشان می‌دهد.^۲ میزان بالا آمدگی که در طول خطوط ساحلی خلیج فارس (حاشیه بندرعباس) توسط «ویتافنزی (۱۹۷۸)» اندازه‌گیری شده است در حدود $6-1 \text{ mm/year}$ است که بیانگر یک کوتاه شدگی در حدود 29 mm/year است^۳ این نتایج براساس اختلاف ارتفاع خطوط ساحلی قدیمی در جنوب غرب بندرعباس نسبت به خطوط ساحلی امروزی ارائه شده است.

حداقل میزان جا به جایی قائم گسل‌ها به اندازه ضخامت قدیمی‌ترین سازندها در فرا دیواره تا جوانترین سازندهایی است که در بخش فرودیواره واقع بوده و در اثر حرکت گسل حذف شده‌اند. برای مثال در شکل ۱۳ فاصله AB که همان جا به جایی قائم است برابر با مجموع ضخامت رسوبات سازندهای ۴ و ۵ و ۶ است. فاصله BC برابر با جا به جایی افقی گسل (هیو) است. میزان این جا به جایی را با به دست آوردن دو عامل می‌توان محاسبه کرد:

۱ - ضخامت سازندهای جابجا شده

ضخامت سازندهایی را که در اثر جا به جایی گسل حذف شده‌اند با توجه به برش‌های

-
1. Dezful Embayment
 2. Lees and Falcon . 1995 ; Vita Finzi 1979
 3. Lees and Falcon . 1995 ; Vita Finzi 1979

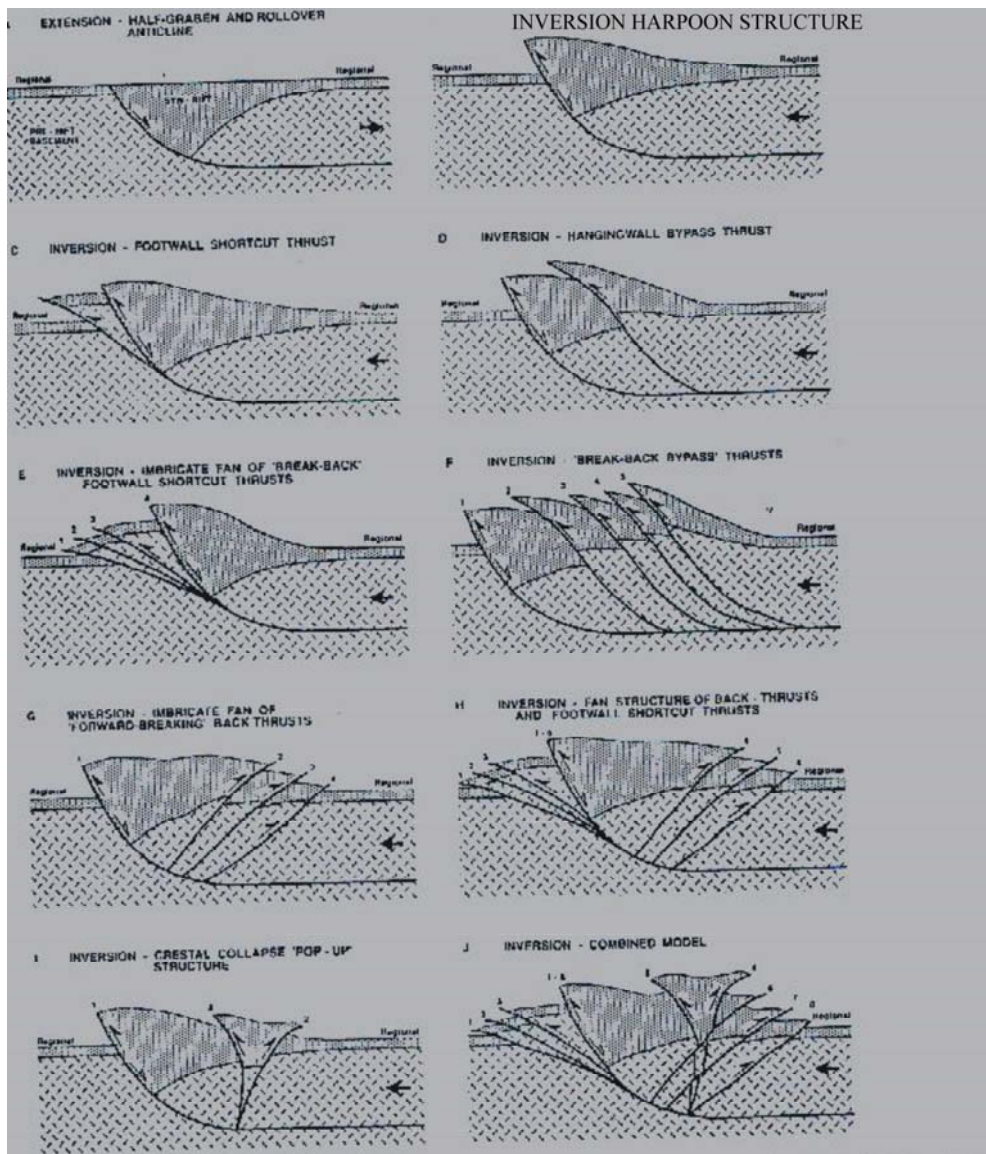
زمین‌شناسی تهیه شده می‌توان اندازه‌گیری کرد. در گستره مورد بررسی مبنای تعیین ضخامت رسوبات سه برش چین‌شناسی است که در گزارش داخلی شماره ۴۵۵ شرکت نفت توسط «هریسون ستوده نیا و همکاران (۱۹۷۰)» ارائه گردیده است. برش چین‌شناسی شماره ۵۲ - ۲۰۵۰۹ از قسمت پل کاره واقع در انتهای جنوب شرق گستره مورد بررسی واقع در زاگرس مرتفع و برش چین‌شناسی شماره ۵۱ - ۲۰۵۰۹ از انتهای شمال غرب گستره مورد بررسی واقع در زاگرس مرتفع و برش چین‌شناسی شماره ۴۱ - ۲۰۵۰۹ از بیست کیلومتری انتهای جنوب غرب گستره مورد بررسی واقع در زاگرس چین‌خورده تهیه شده است.

۲- زاویه شیب سطح گسل:

با محاسبه زاویه شیب سطح گسل و جا به جایی قائم می‌توان جا به جایی افقی را برآورد نمود. با توجه به این‌که شیب گسل‌ها با توجه به لیتولوژی واحدهای سنگی متغیر است و همچنین با توجه به الگوهای گسلی می‌توان گفت که زمین‌شناسی سطح الارضی در مقیاس وسیع نمی‌تواند بیان‌گر شیب کلی گسل‌های بزرگ باشد. بهترین روش برای محاسبه شیب گسل‌ها روشهای بررسی لرزه زمین‌ساخت (p-wave first motion solution) و بررسی‌های ژئوفیزیکی است.

به منظور بررسی میزان بالا آمدگی در طول گسل‌ها سه برش زمین‌شناسی با مقیاس ۱ : ۵۰۰۰۰ ترسیم گردید. براساس مقاطع زمین‌شناسی و مقاطع چین‌شناسی میزان بالا آمدگی در سه برش اندازه‌گیری شد؛ ولی در هر برش زمین‌شناسی مجموع بالا آمدگی در طول گسل رانده زاگرس و گسل‌های پوششی همراه با آن گزارش گردیده است.

در برش AA' مجموع بالا آمدگی در طول گسل رانده و گسل‌های پوششی آن ۱۰۶۲۰ - ۱۰۵۶۰ متر اندازه‌گیری شد. این اندازه‌گیری در محدوده کوه کره که در قسمت انتهای جنوب شرق گستره مورد مطالعه قرار دارد، انجام شده است. در برش BB' میزان جابه‌جایی در طول گسل رانده و گسل‌های پوششی آن ۱۰۷۰۰ - ۹۹۷۰ متر اندازه‌گیری شده است و در برش CC' نیز مقدار مذکور برابر با ۱۰۴۷۰ - ۱۰۳۴۵ متر است.



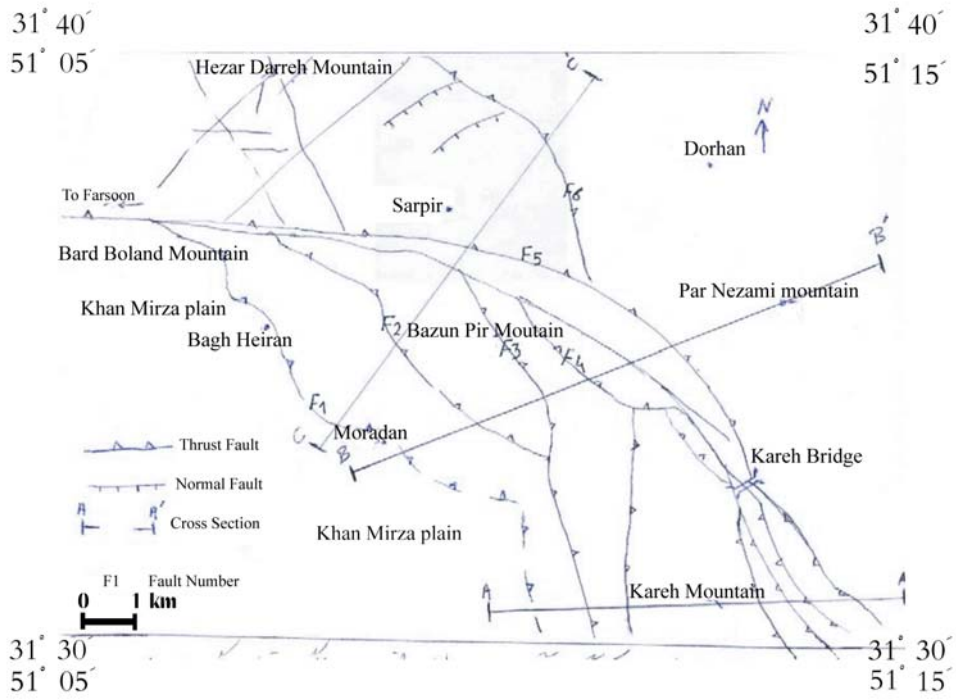
شکل ۱۰- الگوهای گسلی که در حالت معکوس شدگی حرکات تکتونیکی (Inversion tectonic) در گسلهای عادی ایجاد می‌شوند (Mc Clay 1992)

اگر بخواهیم شروع بالا آمدگی در سازند مذکور را به شروع رسوب گذاری سازند بختیاری یعنی ۵ میلیون سال پیش نسبت دهیم و روراندگی رسوبات را بر روی این سازند که مجموعه‌ای از رسوبات مولاسی همزمان با حرکات زمین‌ساختی است، مصادف با رسوب گذاری و چین خوردن تدریجی رسوبات در نظر بگیریم می‌توانیم سرعت بالا آمدگی فرادیواره را نسبت به فرودیواره حدود $0/1 \pm 2/05$ میلی‌متر در سال بیان کنیم. حال اگر به طور تقریبی بخواهیم عوامل زیر را در نظر بگیریم:

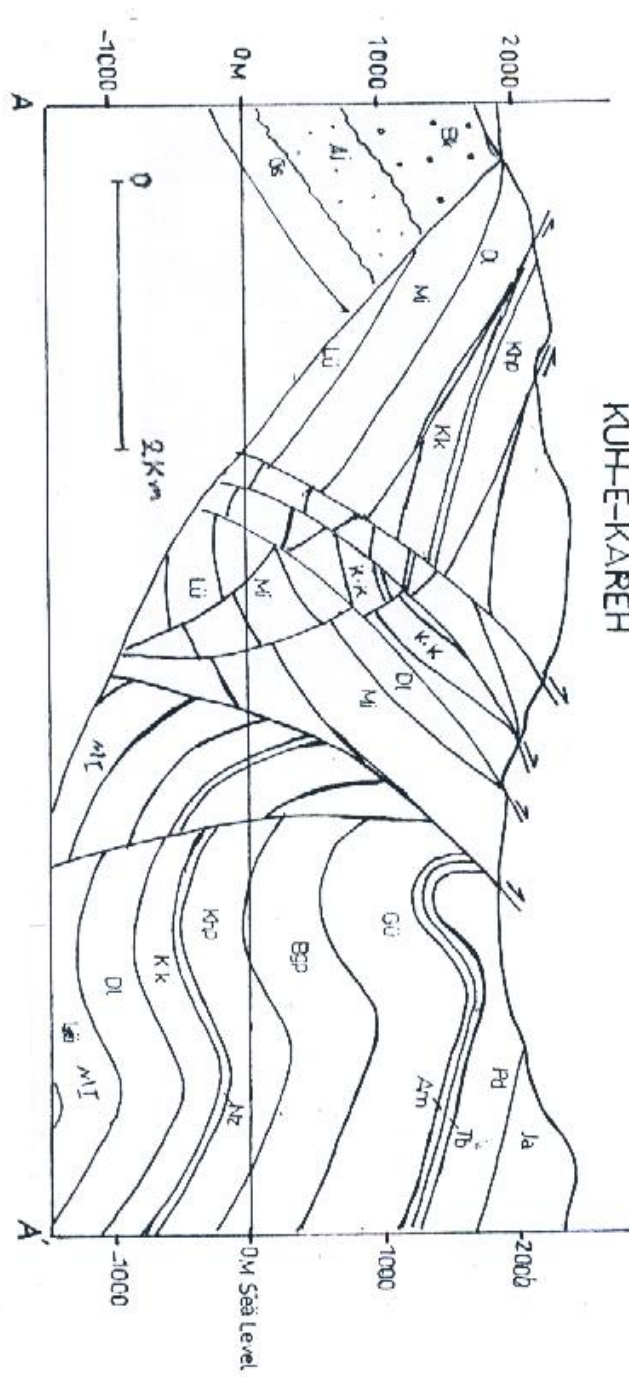
- ۱ - چین خوردگی مکرر در سازند باروت متعلق به کامبرین زیرین .
 - ۲ - میزان جا به جایی قائم در طول گسل‌های میان‌بر متعدد و فراوان که در فرودیواره گسل اصلی واقع شده‌اند
- می‌توانیم حداقل سرعت بالا آمدگی را حدود $0/1 \pm 2/05$ میلی‌متر در سال را برای گسل زاگرس مرتفع در نظر بگیریم .

با توجه به تصاویر ارائه شده ، رسوبات سازند باروت بر روی رسوبات سازند بختیاری رانده شده‌اند. شروع دگرشکلی در زاگرس مرتفع با برجای ماندن رسوبات سازند بختیاری مشخص می‌شود. و شکستگی همزمان با شروع رسوب گذاری سازند بختیاری، آغاز نشده است بلکه شکستگی هنگامی آغاز می‌شود که میزان کوتاه شدگی حوضه رسوبی از حد خاصی که به خواص فیزیکی مجموعه سنگ‌ها بستگی دارد، بیش‌تر شود با در نظر گرفتن این شرایط می‌توان گفت که میزان بالا آمدگی در طول این گسل از $0/1 \pm 2/05$ میلی‌متر در سال بیش‌تر است.

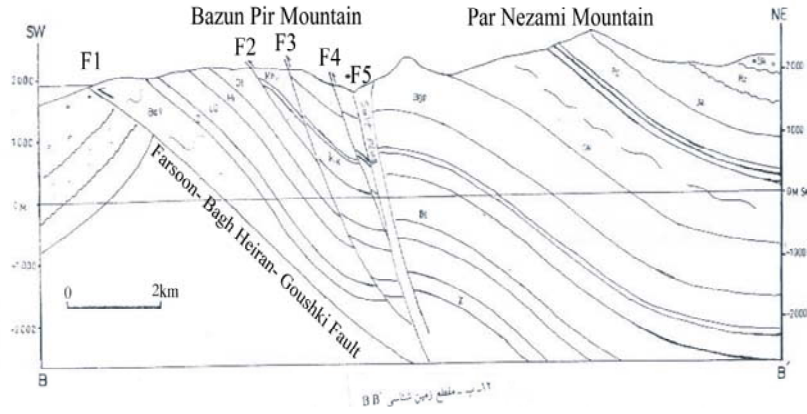
رسوبات سازند بختیاری، رسوباتی هستند که هم‌زمان با کوهزایی در مناطق فرونشست (fordeep) ناشی از حرکات کوهزایی و بالا آمدگی کوه‌ها، برجای مانده‌اند. بنابراین، محتمل است که قبل از اتمام رسوب گذاری، سازند بختیاری گسل مذکور ایجاد شده و جابجایی در طول آن شروع شده باشد. با توجه به این خصوصیات باید سرعت بالا آمدگی زمین‌ها را در طول این گسل بیش‌تر از $0/1 \pm 2/05$ میلی‌متر در سال (سن ۵ میلیون سال مربوط به شروع رسوب گذاری سازند بختیاری) در نظر گرفت.



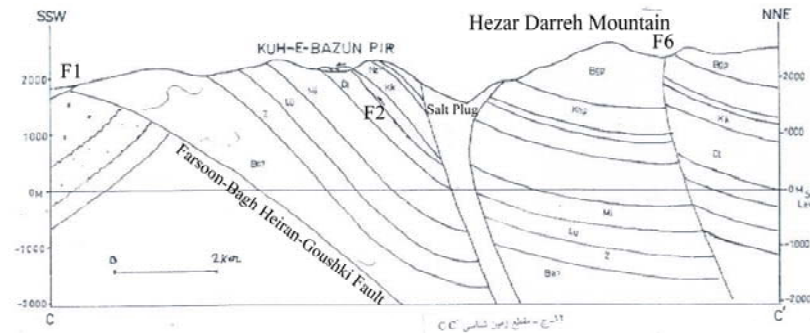
شکل ۱۱- نقشه شماتیک گسل‌های گستره مورد مطالعه واقع در مرز زونهای زمین‌شناسی زاگرس مرتفع - زاگرس چین خورده



شکل ۱۲- مقاطع زمین‌شناسی که بر اساس نقشه 1:50000 ترسیم شده‌اند
۱۲- الف - برش زمین‌شناسی A-A'



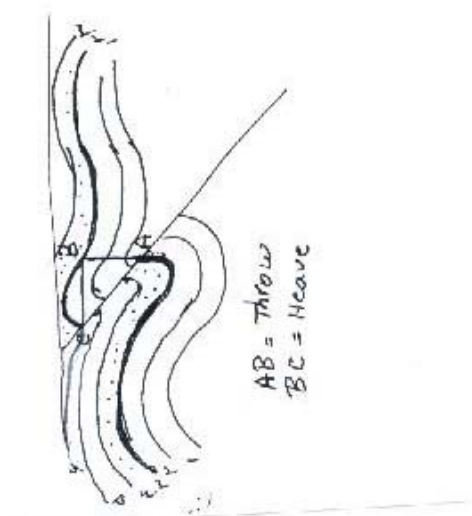
۱۲- ب - برش زمین شناسی BB'



۱۲- د - راهنمای مربوط به نام سازندهای مربوط به مقاطع زمین شناسی

| LEGEND | | |
|--------|---------------|------------------------|
| Q | Quaternary | Bgp |
| Bk | Bakhtyary FM. | Khp |
| Aj | Aghajari FM. | Nz |
| Gs | Gachsaran FM. | Kk |
| Rz | Razak FM. | DI |
| As | Asiari FM. | Fr |
| Ja | Janrum FM. | Mi |
| Pd | Padeh FM. | Lu |
| Tb | Tarbur FM. | Z |
| Am | Amiran FM. | Ba? |
| Gu | Gurpi FM. | Hs |
| | | Bengestan Group |
| | | Khami Group |
| | | Neyriz FM. |
| | | Khaneh kat FM. |
| | | Dalan FM. |
| | | Faraghan FM. |
| | | Mila FM. |
| | | Lalun FM. |
| | | Zaigun FM. |
| | | Barut FM. |
| | | Hormuz Complex Residue |

۱۲- د - راهنمای مربوط به نام سازندهای مربوط به مقاطع زمین شناسی



شکل ۱۳- نمایش جابه جایی قائم (Throw) و افقی (Heave) در گسل‌های معکوس و رانده

نتیجه

۱- سازند هم ارز باروت به واسطه راندگی فارسون - باغ حیران - گوشکی (گسل اصلی زورانده زاگرس) بر روی سازند بختیاری قرار گرفته است. بنابراین سن گسل مذکور و راندگی‌های فلسی بادبزی همراه آن راندگی (با توجه به الگوی ارائه شده توسط Mc Clay 1992) که از نوع (back thrust) و (by pass thrust) هستند، جوانتر از گسل رو رانده زاگرس می‌باشند.

۲- با توجه به این که گسل‌های راستا لغز همراه راندگی‌ها تشکیل شده‌اند (Price 1975) سن تشکیل این گسل‌ها نیز پس از رسوب‌گذاری سازند بختیاری است و جهت بیش‌ترین تنش اندازگیری شده از روی این گسل‌ها نیز متعلق به زمان تشکیل این گسل‌ها (فاز کوهزایی پاسادین) است. براساس بررسی این گسل‌ها، جهت نیروها در فاز کوهزایی پاسادین ۲۶-۲۰ درجه به سمت شمال شرق است.

۳- تقریباً تمامی ساختارهای ایجاد شده (در الگوی شکل ۱۰) در پهنه‌های راندگی گستره مورد بررسی دیده می‌شود شاید بتوان گفت که وجود این ساختارها دلیلی بر فعالیت مجدد گسل‌های عادی در اثر تغییر جهت حرکات زمین‌ساختی (Inversion tectonics) بوده و تأییدی بر نظریه «Jackson, Fitch, Mckenzie (1981)» است، بنابراین، علاوه بر این که مکان‌های رسوب‌گذاری در زاگرس بیان‌گر وجود یک اقیانوس در زمان مزوزوئیک و ترشیری هستند، نحوه ایجاد شکستگی‌های واقع در این نواحی نیز بیان‌گر یک مرحله کشش مهم و تأییدی برای ایجاد گسل‌های عادی در مقیاس وسیع، هم‌زمان با ایجاد یک اقیانوس به نام نئوتیس هستند.

۴- الگوی شکستگی‌های ایجاد شده در گستره مورد بررسی بیان‌گر این مطلب است که در اثر برخورد صفحه عربستان با ایران مرکزی در گستره مورد بررسی جابه‌جایی اصلی نیروها به صورت فشارشی بوده است ولی در برخی از قسمت‌ها مؤلفه جزیی راستا لغز نیز قابل مشاهده است.

۵- حداقل میزان متوسط بالا آمدگی قائم در طول گسل رانده زاگرس بلند در ناحیه مورد بررسی ۱۰۴۰۰ متر است.

۶- حداقل سرعت بالا آمدگی قائم در طول گسل رانده زاگرس بلند از زمان شروع رسوب گذاری سازند بختیاری $0/1 \pm 2/05$ میلیمتر در سال است.

منابع

- ۱- جمالی فرشاد، نحوه میزان کوتاه شدگی پوسته در جنوب باختری ایران، مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، سال اول، (۱۳۷۰) شماره ۲.
- ۲- جمالی فرشاد، مروری بر زمین ساخت زاگرس (جنوب غربی ایران). سمینار کارشناسی ارشد زمین‌ساخت دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران (۱۳۶۹).
- ۳- حکیمی، سعید، زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک کوه‌های لشان- بازون پیر واقع در استان چهارمحال و بختیاری. پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۲).

۴- درویش‌زاده، علی زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر (۱۳۷۰).

5. Alavi, M., Tectono stratigraphic evolution of Zagrosides of Iran, *Geology* vol. 8(1980)144-149.
6. Berberian M., Master “blind” Thrust faults hidden under the zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241(1995) 193-244.
7. Berberian M., Tchalenko, J., a. Earthquakes of the southern zagros (Iran): Bushehr region. *Geol. Surv. Iran*, 39 (1976)343 –370.
8. Berberian, M and Tchalenko, J., Earthquakes of Bandar Abbas – Hajiabad region (Zagros, Iran). *Geol. Surv. Iran*, 39(1976 b) 371-396.
9. Berberian, M. and Qorashi, M., General Geology and seismotectonics of chahar Mahal Bakhtiari Dam site. *Chahar Mahal Bakhtiari Dev. Proj., Plan and Budget org.* (in Persian)(1986).
10. Berberian, M. and King, G.C.P., Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18(2) (1981) 210 – 285.
11. Boyer, S.T. and Elliott, D., Thrust systems. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 66, No.9 (1982.)1196-1230
12. Colman, S., fold development in zagros simply folded belt, southwest Iran. *A.A.P.G. Bull.* 62(1978) 84-1003.
13. Falcon, N.L., Southern Iran: Zagros Mountains. In: A.M.I. Spencer (Editor) *Mesozoic – Cenozoic orogenic Belts, Data for orogenic studies.* *Geol. Soc. London, spec. publ.*, 4(1974)199-211.
14. Huber, H., Geological Map of Iran, 1:1,000,000 with explanatory note. *Natl. Iran. Oil Co. Explor. : prod. Affairs, Tehran* (1977).
15. James, G.S. and Wynd, J.G., Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, 49 (12)(1965) 2182-2245.

16. Jackson, J.A., Reactivation of Basement faults and crustal shortening in orogenic belts, Nature, 283(1980) 343-346.
17. Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc., 77(1984)185-264.
18. John Suppe, George T. Chou and Stephen C. Hook, Rates of folding and faulting determined from growth strata DeP. Of Geological and Geoph. Sciences, Guyot Hall, Princeton University, Princeton, New Jersey. (1992) 68544-1003, USA.
19. Jackson, J.A., Fitch, T. and McKenzie, D.P., Active Thrusting and The Evolution of the Zagros fold belt thrust and nappe tectonics. (In: K. McClay and N. Price Editors) Geol. Soc. London, Spec. Publ., 9 (1981)371-379.
20. McClay, K.R., Buchanan, P.G., Thrust fault in inverted extensional basins In McClay, K.R. (1992) Thrust tectonics. Published by Chapman and Hall (1992.)
21. O'Brien, C.A.E., Tectonic problem of the oil field belt of southwest Iran. Rep. 18 Th. Geol. Con. London., 6(1950)45-58.
22. Price, N.J., Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. Imperial College of Science and Technology, London, Pergamon Press
23. Price, N.J., 1975. Rates of deformation Geol. Soc. London vol. 131 (1966)553-575.