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

مهندس سعید حکیمی آسیابر: دانشگاه آزاد واحد لاهیجان ؛ گروه معدن و زمین‌شناسی
دکتر سهراب شهریاری: دانشگاه شهید بهشتی تهران ؛ دانشکده علوم زمین گروه زمین‌شناسی
دکتر محمد فخاری: بخش اکتشاف شرکت نفت

تاریخ: دریافت ۸۱/٦/۲ پذیرش ۸۲/۹/۱٦

چکیده

کمربند فعال چین خورده ـ رانده زاگرس درحاشیهٔ شمالی پلیت عربستان قراردارد و یک کمربند فعال است که کوتاه شدگی، ضخیم شدگی و بالا آمدگی آن دراثر برخورد پلیت عربستان و ایران انجام شده است. ضخیم شدگی پوسته دراثر تکتونیک نوع برخوردی به علت معکوس شدگی حرکت درطول گسل‌های عادی است[1]. در این بررسی سعی بر این است که سرعت بالا آمدگی در طول گسل رانده زاگرس بلند و الگوهای گسلی در حاشیهٔ جنوبی پهنه زاگرس بلند مورد بررسی قرار گیرد. گسل زاگرس بلند در حد فاصل پهنهٔ زاگرس بلند و زاگرس چین‌خوردهٔ ساده (درحاشیه جنوبی پهنه زاگرس بلند) قرار دارد[٦]. گسل فارسون ـ باغ حیران ـ کوشکی قسمتی ازگسل رانده زاگرس بلند است که در شمال شرق شهرلردگان 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، گسل‌های پوششی گسل زاگرس بلند و برآورد میزان بالا آمدگی درطول گسل زاگرس بلند، سه برش زمین شناسی ترسیم شده است. با تطبیق ساختارهای زمین‌شناسی، الگوهای گسلی درطول گسل راندهٔ زاگرس مرتفع و موارد زیر می‌توان دست یافت. همراه با گسل زاگرس مرتفع گسل‌هایی از نوع میانبر[2] و گسل‌های پس رانده[3] و

1. Jackson etal.1981,Berberian and king1981,Jackson1980,Jackson and Fitch 1981 2. shortcut Thrust 3. back thrust

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

گسل‌های همراه راندگی[1] 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 معکوس شدگی حرکات زمین ساختی در طول گسل‌های عادی قدیمی‌اند. حداقل بالا آمدگی در یک گسل رانده حداقل به اندازه ضخامت لایه های حذف شده است. با توجه به مقاطع زمین‌شناسی و مقاطع چینه‌شناسی(و سن گسل زاگرس مرتفع)، حداقل سرعت بالا آمدگی قائم گسل از شروع رسوب گذاری سازند بختیاری در زاگرس بلند۰/۱ $\pm$ ۲/۰۵ میلی‌متر در سال است.

مقدمه

براساس تقسیم‌بندی‌های ساختمانی، پهنه زاگرس مرتفع درحد فاصل پهنه‌های زمین‌شناسی سنندج ـ سیرجان و زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این پهنهٔ زمین‌شناسی با گسل‌هایی از شمال خاور و جنوب باختر محصور شده است و دارای روند جنوب شرق ـ شمال غرب است.

مرز شمالی این پهنه یک گسل معکوس بزرگ است که آن را گسل اصلی معکوس زاگرس[2] می‌نامند. مرز جنوبی زاگرس مرتفع یک گسل راندگی بزرگ است که گسل اصلی زاگرس مرتفع[3] نام دارد[٦]. در مورد الگوهای شکستگی در زاگرس نظریات متفاوتی ارائه شده است[۱۰]،[۱٦]،[۱۹]. در این نوشتار سعی شده است براساس تحقیقات صحرایی، تهیهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰، مقاطع زمین‌شناسی، مقاطع چینه‌شناسی و تحقیقات زمین‌شناسی و زمین‌ساخت و تحقیقات لرزه زمین‌ساخت، توضیحاتی در مورد الگوهای شکستگی و میزان بالا آمدگی گسل تراستی زاگرس مرتفع ارائه شود.

منطقهٔ مورد بررسی پهنه‌ای به وسعت۸۲۰ کیلومتر مربع است که در حد فاصل زون‌های زمین‌شناسی زاگرس بلند و زاگرس چین‌خورده ساده قرار دارد. موقعیت جغرافیایی گسترهٔ E/ ۳۱˚۳۰ – ۳۱˚٤۱ / شرقی و N/ ۵۱˚۱۵ / ۵۰˚۵۰ شمالی است(شکل ۱) .

در گسترهٔ مورد بررسی انواع گسل‌ها با سازوکارهای مختلف ایجاد شده‌اند که در مورد انواع این گسل‌ها و نحوهٔ ایجاد آنها تفسیرهایی ارائه می‌شود.

---

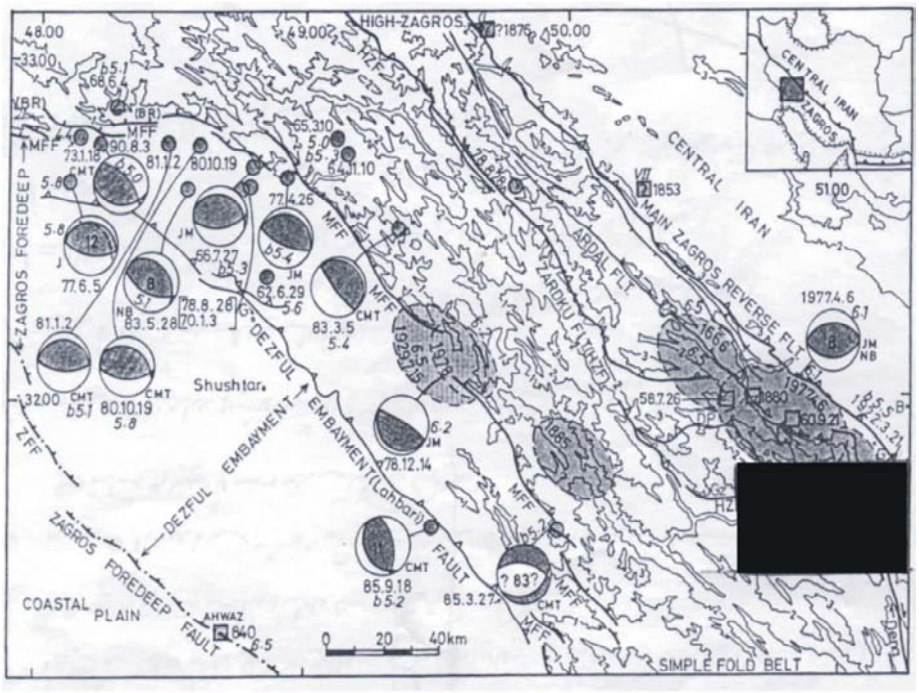
1. hanging wall by pass thrust
2. Main Zagros Reverse Fault
3. High Zagros Thrust Fault

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

گسلهای معکوس با شیب زیاد به سوی شمال خاور

الگوی شکستگی ایجاد شده در پهنهٔ گسلی شمال و شمال غرب دشت خان میرزا به گونه‌ای است که در برش، دارای الگوی بادبزن فلسی پیشرو[1] است براساس تقسیم‌بندی «Boyer and Elliott 1982» این گسل‌ها را می‌توان به‌عنوان گسل‌های عادی قاشقی[2] در نظر گرفت که در طول آن‌ها معکوس‌شدگی حرکت به صورت حرکات فشارشی متعاقب حرکات کششی[3] رخ داده است. جهت راندگی این گسل‌ها به سمت جنوب غرب است.



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

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

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

از گسل‌های عمده زون‌گسلی موردنظر گسل بردبلند- سرپیر- پل کاره و گسل فارسون ـ باغ حیران ـ مرادان ـ گوشکی را می‌توان نام برد که به ترتیب در قسمت پشتی و جلویی زون گسلی فلسی بادبزنی پیشرو قرار دارند.

۱ ـ گسل برد بلند ـ سرپیر ـ پل کاره

از قسمت شمالی کوه بردبلند واقع در رودخانه شمال کوه برد بلند، شروع می‌شود و تا پل کاره ادامه می‌یابد. این گسل، یک گسل معکوس با زاویهٔ شیب زیاد است که رودخانه آب ونک در راستای آن جریان دارد. این گسل به صورت یک راندگی 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 ـ گسل برد بلند ـ سرپیر ـ پل کاره واقع در شمال دشت خان میرزا : در طول این گسل بقایایی از مجموعه هرمز مشاهده می‌شود (دید به سمت شمال)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

۲ـ گسل فارسون ـ باغ حیران ـ کوشکی

در قسمت جبهه گسل‌های بادبزن فلسی پیشرو قرار دارد. شیب سطح این گسل در مکان‌هایی که رخنمون دارد از ٤٠ –۲۰ درجه متغیر است و آن را می‌توان به عنوان راندگی اصلی پهنهٔ گسلی بادبزنی فلسی شمالی دشت خان میرزا و همچنین قسمتی از گسل اصلی «High Zagros Thrust Fault» که مرز پهنهٔ 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 ٤ 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 ٤٠ 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[1]می‌باشد. گسل فارسون ـ باغ حیران ـ گوشکی، در ادامهٔ مسیر خود(در جهت شمال غربی) به گسل برد بلند ـ سرپیر ـ پل کاره متصل می‌شود و از سوی دیگر، از روستای گوشکی به سمت جنوب شرق (به سمت گسل‌های کوه دنا) امتداد می‌یابد.

علاوه برگسل‌هایی که در درون پهنهٔ گسلی بادبزنی فلسی مشاهده می‌شوند، گسل‌های دیگری نیز در سازند بختیاری،(دربخش جلویی گسل فارسون ـ باغ حیران ـ مرادان ـ گوشکی) به صورت راندگی‌های کوچک فلسی دیده شده‌اند. (شکل۵) این گسل‌ها، گسل‌های برش کوتاه یا میان‌بر[2] نام دارند [۲۰] و در بخش فرو دیوارهٔ گسل راندگی اصلی ایجاد شده‌اند.

۲ـ گسل‌های معکوس واقع در جنوب پل کاره

شیب این راندگی‌ها در حدود ٦۰ ـ ٤٠ درجه و جهت شیب‌صفحات گسلی این راندگیها به سمت جنوب باختر است.

---

1. harpoon structure 2. shortcut thrusts

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

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.

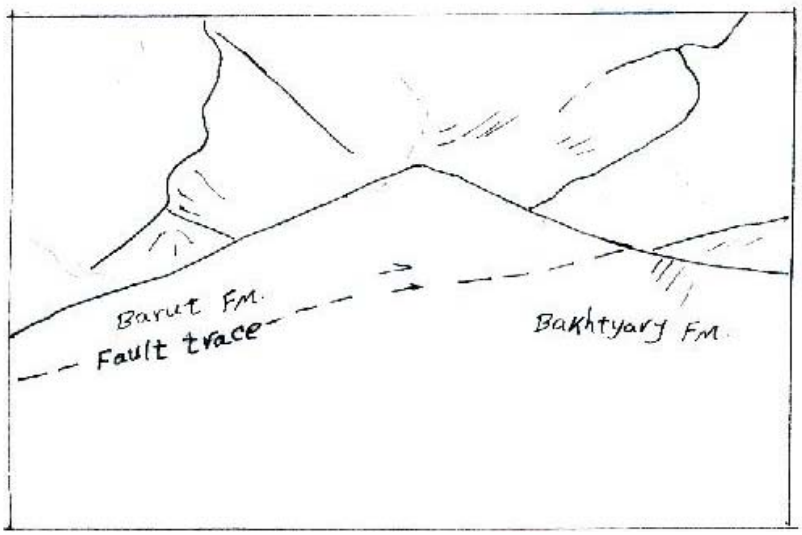




شکل ۳ ـ راندگی رسوبات سازند باروت بر روی سازند بختیاری در طول گسل زاگرس بلند واقع در شمال دشت خان میرزا(گسل فارسون ـ باغ حیران ـ کوشکی).در این تصویر شیب گسل کمتر از ٤٠ درجه است(دید به سوی شرق).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

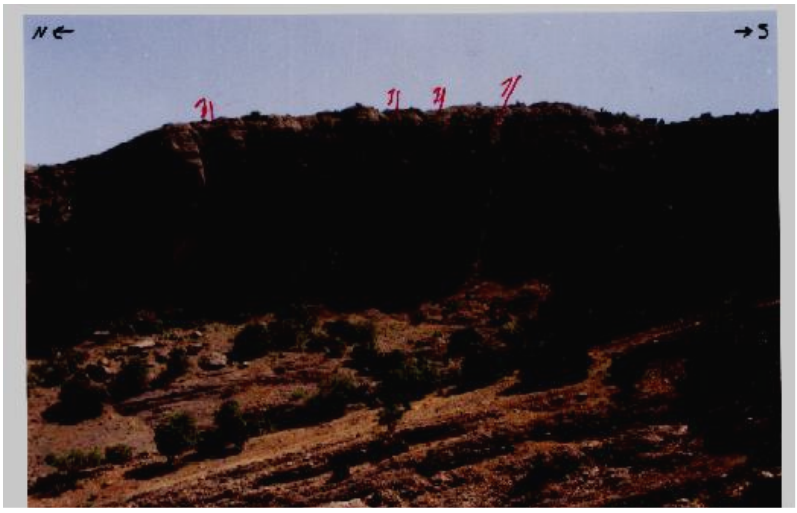




شکل ٤ ـ راندگی رسوبات سازند باروت بر روی سازند بختیاری در طول گسل زاگرس بلند واقع در شمال لردگان (گسل فارسون ـ باغ حیران ـ کوشکی). در مکان این تصویر شیب گسل در حدود ۲۲ درجه است و جهت دید به سوی شمال شرق (ENE) است وضعیت برونزد گسل بیانگر وجود ساختار نیزه‌ای است .

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



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

۳ ـ گسل‌های پنهان عمقی

از ویژگیهای بخش زاگرس چین خورده در گسترهٔ مورد بررسی، وجود تاقدیس‌هایی مانند کولاروزرین درخت است که با هندسهٔ موازی تشکیل شده‌اند.

با توجه به نظریاتی که نحوهٔ دگرشکلی در زاگرس را بیان می کنند و با توجه به افق‌های سنگی شکل‌پذیر و سازوکار چین‌خوردگی موازی این چین‌ها معمولاً در مرز زاگرس بلند ـ چین‌خورده با توجه به شدت چین‌خوردگی در اعماق زیاد ناچار به گسل‌های رانده تبدیل می‌شوند[٤].

٤ ـ 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 ٦ ارائه شده است[۲۲]. وضعیت ومحور های اصلی تنش نیز در شکل مذکور نشان داده شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

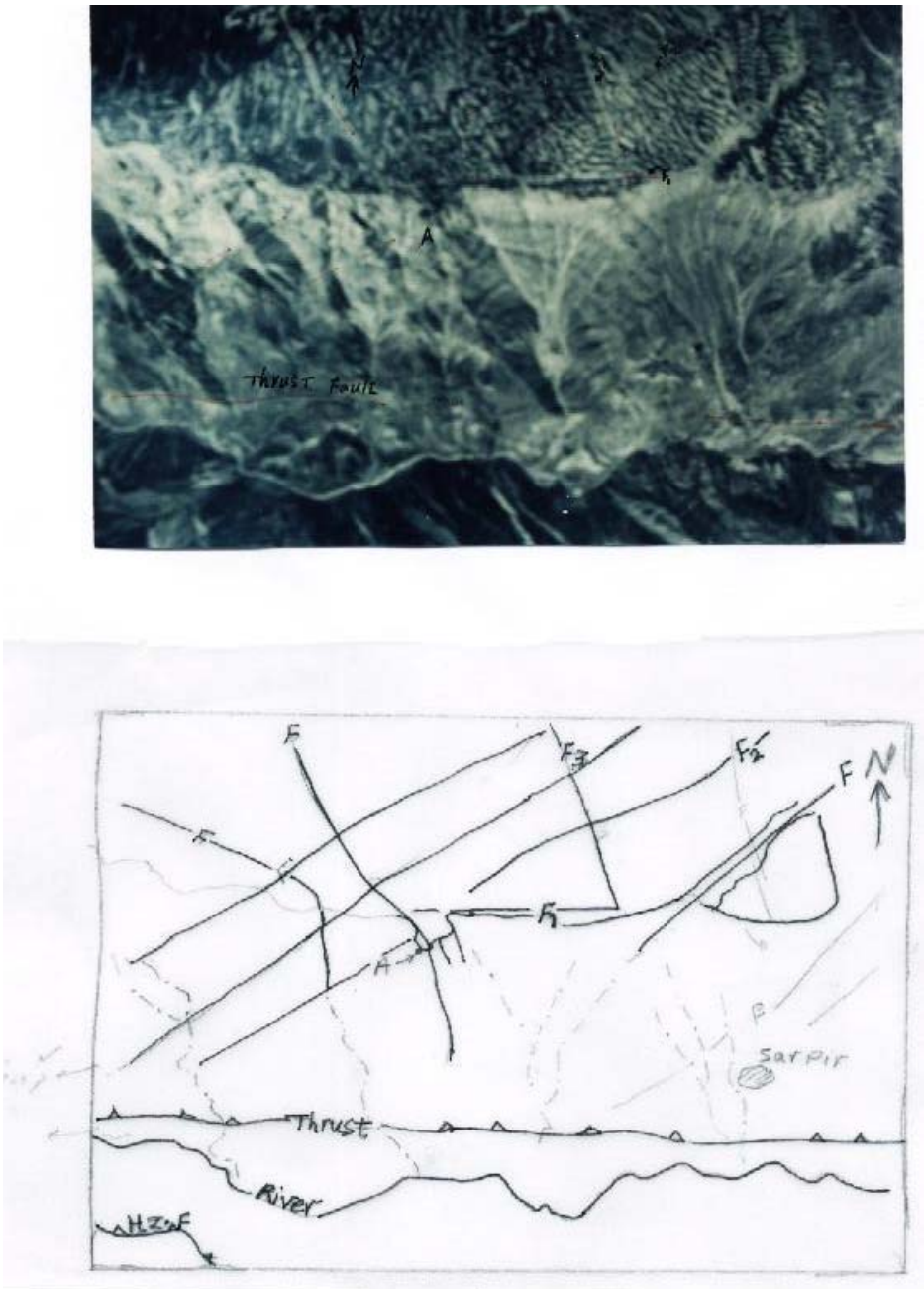
شکل ٦ـ الگوی گسل‌های رانده و درزه‌های همراه آنها در لایه‌های افقی گسل خورده (Price1966, 1975)

نمونه‌های متعددی از گسل‌های راستا لغز همراه با راندگی‌ها، در کوه هزار دره مشاهده می‌شوند (شکل‌های۷ و ۸). این گسل‌ها با گسل‌های f_7 و f_8 شکل ٦ 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 تقریبا با جبهۀ راندگی‌ها موازی است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



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

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

نیمساز زاویهٔ حاده بین گسل‌های راستا لغز مزدوج در گسترهٔ مورد بررسی از روی عکس‌های هوایی اندازه گیری شده و امتداد تقریبی ماکزیمم تنش اصلی σ_1 ، ۲۶ ـ ۲۰ درجه به سمت شمال شرق است.

۵ ـ گسل‌های عادی

این گسل‌ها به دو گروه تقسیم‌بندی می‌شوند. و از الگوی f_6 و f_5 شکل ٦ تبعیت می‌کنند. این گسل‌ها همراه با ایجاد راندگی‌ها و به موازات جبههٔ راندگی‌ها و یا عمود بر آنها ایجاد می‌شوند (شکل۹ و ۸ ،گسل شمارهٔ 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 می یابند.

ساختار نیزه‌ای[1]، گسل‌های معکوس با زاویهٔ شیب زیاد و گسل‌های میان بر[2]واقع در قسمت فرود دیوارهٔ 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 ۱۱و۱۲ ارائه گردیده است.

در قسمت شمال دشت خان میرزا آمیزه ای از الگوهای گسلی ارائه شده شکل۱۰دیده می‌شود، ترتیب تشکیل این گسل‌ها به گونه‌ای بوده است که ابتدا گسل‌های واقع در بخش جلویی یعنی گسل رانده فارسون ـ باغ حیران ـ گوشکی[3] ایجاد شده است و سپس دراثر توقف حرکتی و یا کاهش توان حرکت درطول 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

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

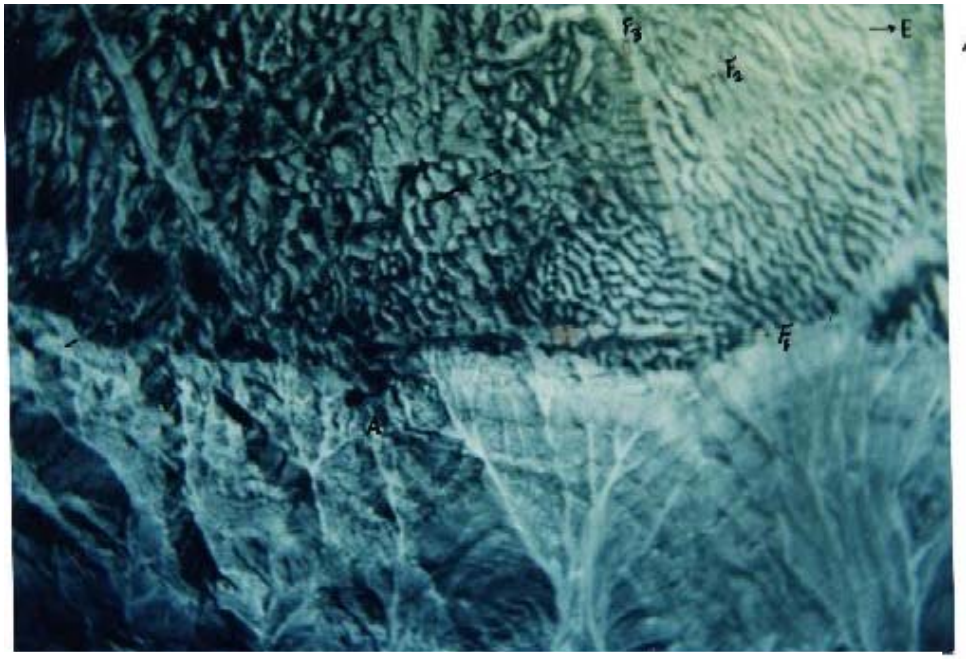
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

ایجاد شده‌اند.



شکل ۸ـ گسل‌های راستا لغز در دیواره کوه هزار دره. نقطه A´ این تصویر با نقطه A تصویر۷ـ قابل تطبیق است (دید به سمت شمال)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



شکل ۹ـ 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 محدودهٔ کوه با زون پیر و هزار دره، گسل‌های(by pass thrust) و در محدودهٔ 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 حدود۸۰ 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.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

نحوهٔ توزیع رسوبات تبخیری گچساران همراه با رسوبات مولاسی همزمان با کوهزایی سازندهای آغاجاری و بختیاری بیان‌گر این مطلب است که بالا آمدگی زاگرس مرتفع در طول گسل زاگرس مرتفع از زمان میوسن آغازی شروع شده است[۱۳]،[۱٤]،[۱۵].

بخش جنوب شرقی گسل زاگرس مرتفع با زمین لرزه متعددی در منطقهٔ فراقان و سرچاهان همراه بوده است[۸]. این گسل در حدود ٤٤۰ کیلومتر از طول خود بدون لرزه‌های دوره دستگاهی است این وضعیت تا منطقهٔ دوراهان (گسترهٔ مورد بررسی) و گندمان ـ که انتهای محور ساختاری دناست ـ ادامه می‌یابد.

«جکسون و مکنزی و متز و همکاران (۱۹۹۰)» بیان می‌کنند که پهنهٔ زاگرس مرتفع یک کمربند چین خوردهٔ تراستی جوان با سن پلیوسن است که در حدود ۲۰ میلی‌متر در سال کوتاه شدگی را متحمل شده است. اثرهای تاریخی رسوبات کواترنری منطقهٔ بخش فروبار دزفول[1] فوردیپ زاگرس میزان بالا آمدگی در حدود $^{mm}/_{year}$ ۱ از زمان پلیوسن را نشان می‌دهد.[2] میزان بالاآمدگی که در طول خطوط ساحلی خلیج‌فارس (حاشیهٔ بندرعباس) توسط «ویتافنزی (۱۹۷۸)» اندازه‌گیری شده است در حدود $^{mm}/_{year}$ ٦/٦ـ ۱/۸ است که بیان‌گر یک کوتاه شدگی در حدود $^{mm}/_{year}$ ۲۹ است[3] 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 اندازهٔ 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 فاصلهٔ AB که همان جا به جایی قائم است برابر با مجموع ضخامت رسوبات سازندهای٤ و۵ و٦ است. فاصلهٔ 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 ـ ضخامت سازندهای جابجا شده

ضخامت سازندهایی را که در اثـر جا به جایی گسل حذف شده‌اند با توجـه به برش‌های

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

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

زمین‌شناسی تهیه شده می‌توان اندازه‌گیری کرد. در گسترهٔ مورد بررسی مبنای تعیین ضخامت رسوبات سه برش چینه‌شناسی است که در گزارش داخلی شمارهٔ ٤٥٥ شرکت نفت توسط «هریسون ستوده نیا و همکاران (۱۹۷۰)» ارائه گردیده است. برش چینه‌شناسی شمارهٔ ۵۲ ـ ۲۰۵۰۹ از قسمت پل کاره واقع در انتهای جنوب شرق گسترهٔ مورد بررسی واقع در زاگرس مرتفع و برش چینه‌شناسی شمارهٔ ۵۱ ـ ۲۰۵۰۹ از انتهای شمال غرب گسترهٔ مورد بررسی واقع در زاگرس مرتفع و برش چینه‌شناسی شمارهٔ ٤١ ـ ۲۰۵۰۹ از بیست کیلومتری انتهای جنوب غرب گسترهٔ مورد بررسی واقع در زاگرس چین‌خورده تهیه شده است.

۲- زاویهٔ شیب سطح گسل:

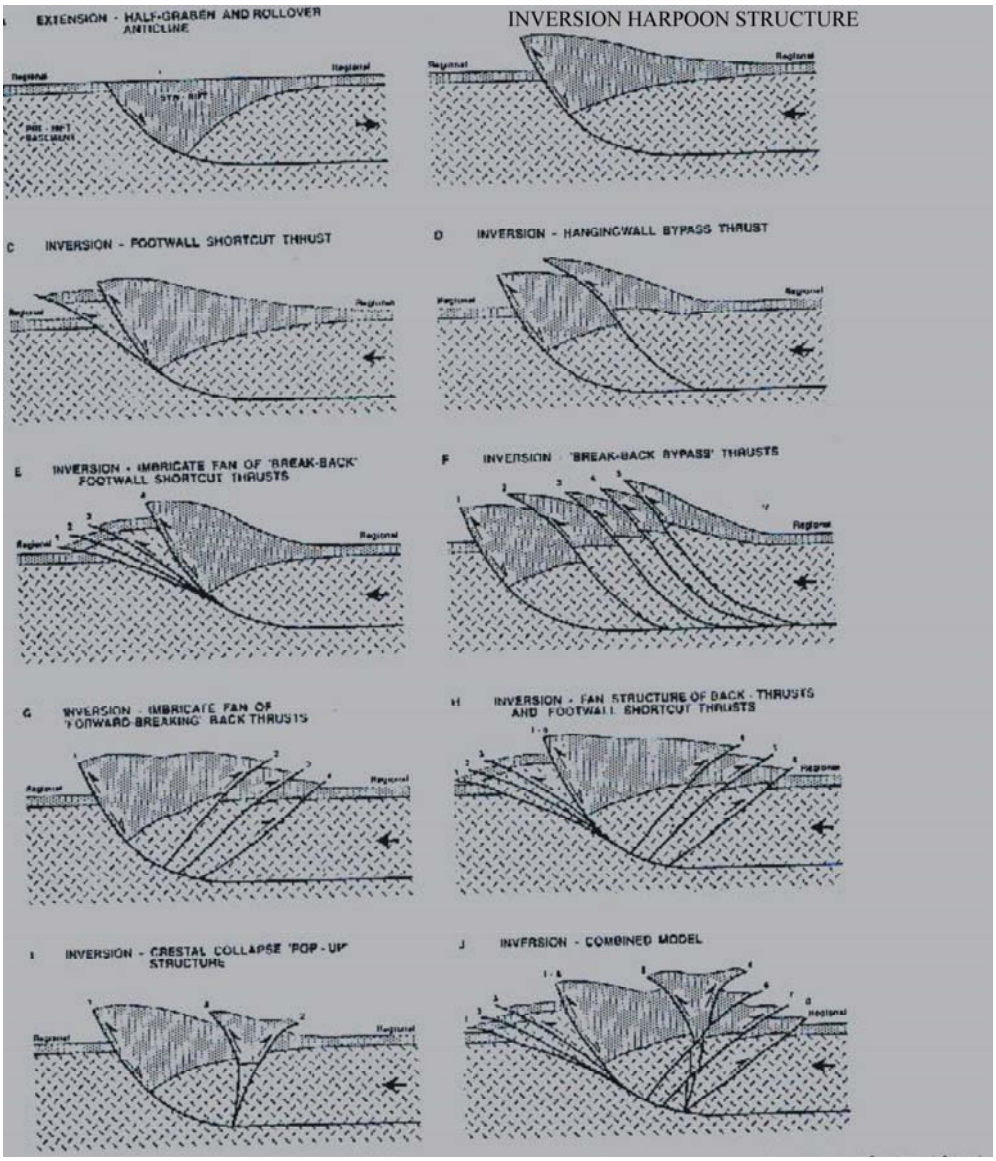
با محاسبهٔ زاویهٔ شیب سطح گسل و جا به جایی قائم می‌توان جا به جایی افقی را برآورد نمود. با توجه به این‌که شیب گسل‌ها با توجه به لیتولوژی واحدهای سنگی متغیر است و همچنین با توجه به الگوهای گسلی می‌توان گفت که زمین‌شناسی سطح الارضی در مقیاس وسیع نمی‌تواند بیان‌گر شیب کلی گسل‌های بزرگ باشد. بهترین روش برای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

به منظور بررسی میزان بالا آمدگی در طول گسل‌ها سه برش زمین‌شناسی با مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ ترسیم گردید. براساس مقاطع زمین‌شناسی و مقاطع چینه‌شناسی 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 ۱۰٦۲۰ ـ ۱۰۵٦۰ متر اندازه گیری شد. این اندازه‌گیری در محدودهٔ کوه کره که در قسمت انتهای جنوب شرق گسترهٔ مورد مطالعه قرار دارد، انجام شده است. در برش BB' میزان جابه‌جایی در طول گسل رانده و گسلهای پوششی آن ۱۰۷۰۰ ـ ۹۹۷۰ متر اندازه گیری شده است و در برش CC' نیز مقدار مذکور برابر با ۱۰٤۷۰ ـ ۱۰۳٤۵ متر است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



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

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

اگر بخواهیم شروع بالا آمدگی در سازند مذکور را به شروع رسوب‌گذاری سازند بختیاری یعنی۵ میلیون سال پیش نسبت دهیم و روراندگی رسوبات را برروی این سازند که مجموعه‌ای از رسوبات مولاسی همزمان با حرکات زمین‌ساختی است، مصادف با رسوب گذاری و چین خوردن تدریجی رسوبات درنظر بگیریم می‌توانیم سرعت بالا آمدگی فرادیواره را نسبت به فرودیواره حدود۰/۱ ± ۲/۰۵ میلی‌متر درسال بیان کنیم. حال اگربه طور تقریبی بخواهیم عوامل زیر را در نظر بگیریم:

۱ ـ چین‌خوردگی مکرر در سازند باروت متعلق به کامبرین زیرین .

۲ ـ میزان جا به جایی قائم در طول گسل‌های میان‌بر متعدد و فراوان که در فرودیوارهٔ گسل اصلی واقع شده‌اند

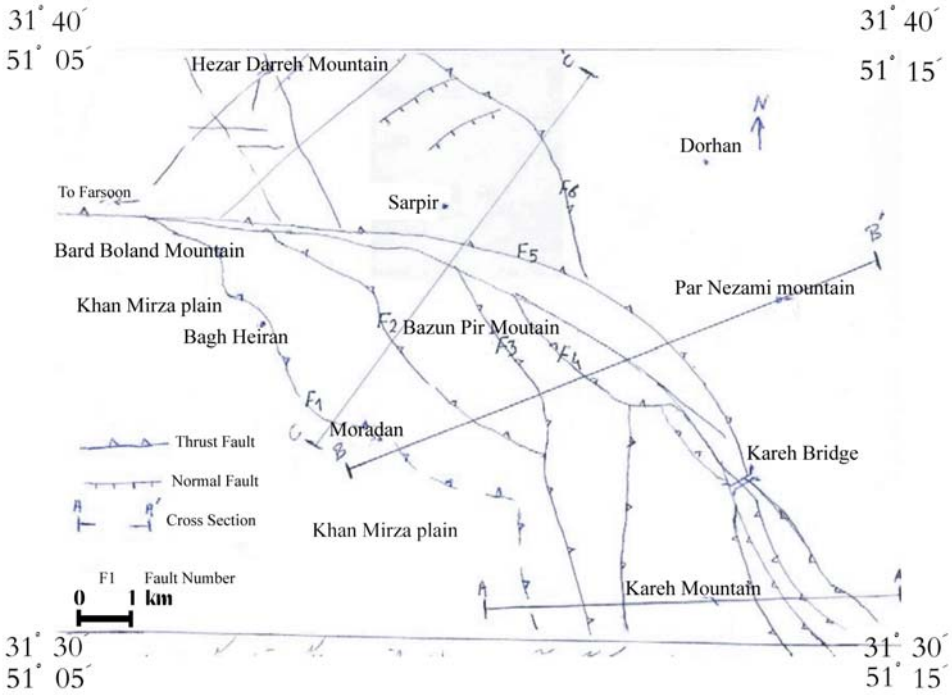
می‌توانیم حداقل سرعت بالا آمدگی را حدود ۰/۱ ± ۲/۰۵ میلی‌متر در سال را برای گسل زاگرس مرتفع در نظر بگیریم .

با توجه به تصاویر ارائه شده ، رسوبات سازند باروت برروی رسوبات سازند بختیاری رانده شده‌اند. شروع دگرشکلی در زاگرس مرتفع با برجای ماندن رسوبات سازند بختیاری مشخص می‌شود. و شکستگی همزمان با شروع رسوب‌گذاری سازند بختیاری، آغاز نشده است بلکه شکستگی هنگامی آغاز می‌شود که میزان کوتاه شدگی حوضهٔ 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 ۰/۱ ± ۲/۰۵ 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 رسوب‌گذاری، سازند بختیاری گسل مذکور ایجاد شده و جابجایی در طول آن شروع شده باشد. با توجه به این خصوصیات باید سرعت بالاآمدگی زمین‌ها را در طول این گسل بیش‌تر از ۰/۱ ± ۲/۰۵ میلی‌متر در سال (سن۵ میلیون سال مربوط به شروع رسوب‌گذاری سازند بختیاری) در نظر گرفت.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

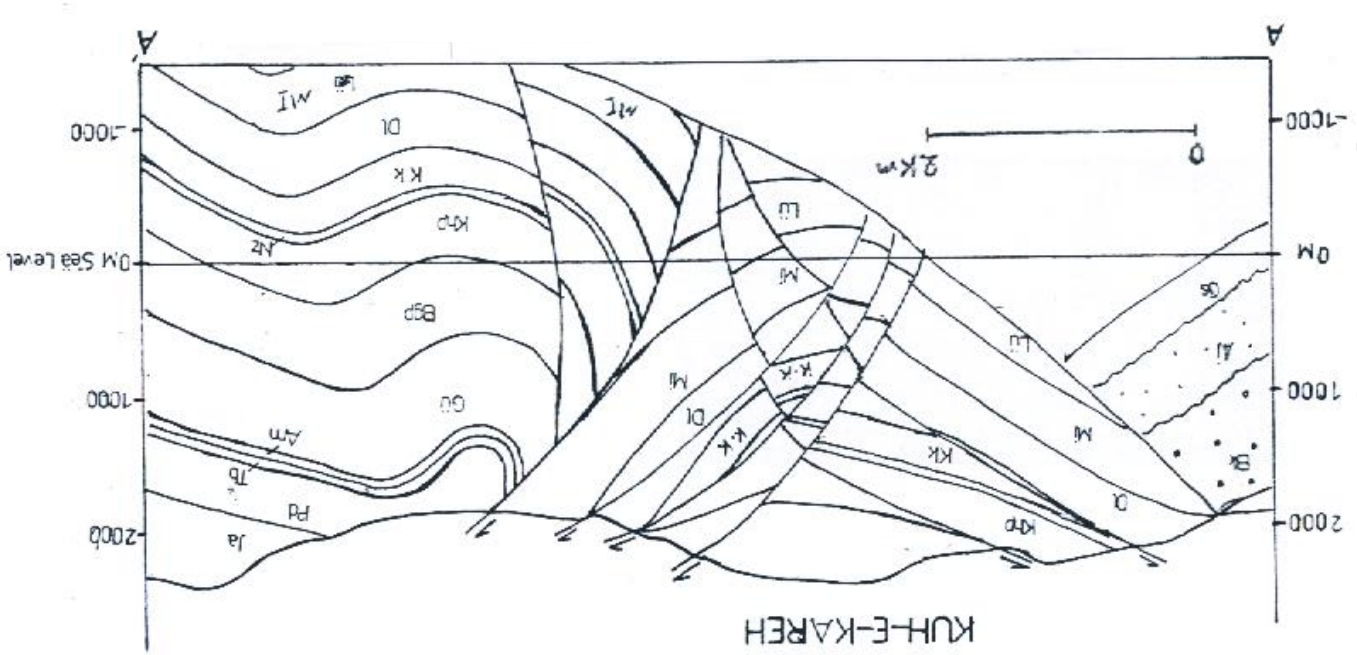
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



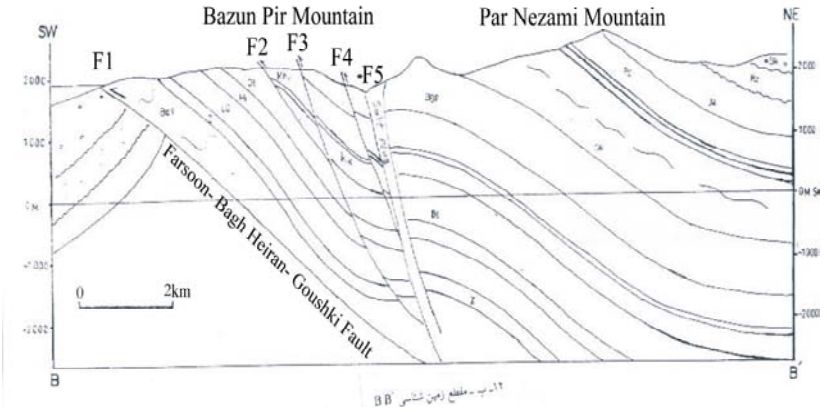
شکل ۱۱ـ نقشه شماتیک گسل‌های گستره مورد مطالعه واقع در مرز زونهای زمین‌شناسی زاگرس مرتفع ـ زاگرس چین خورده

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

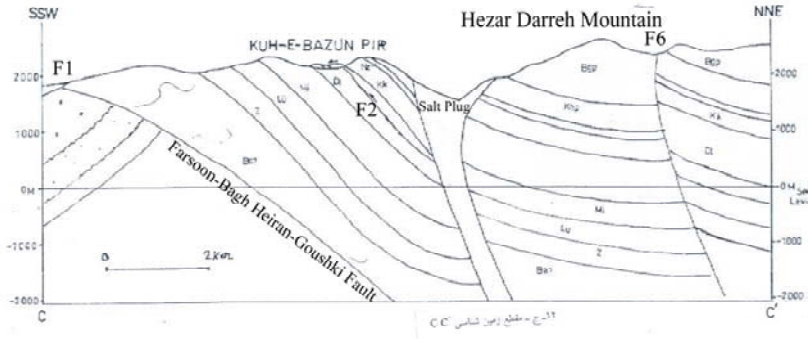
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5] [Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

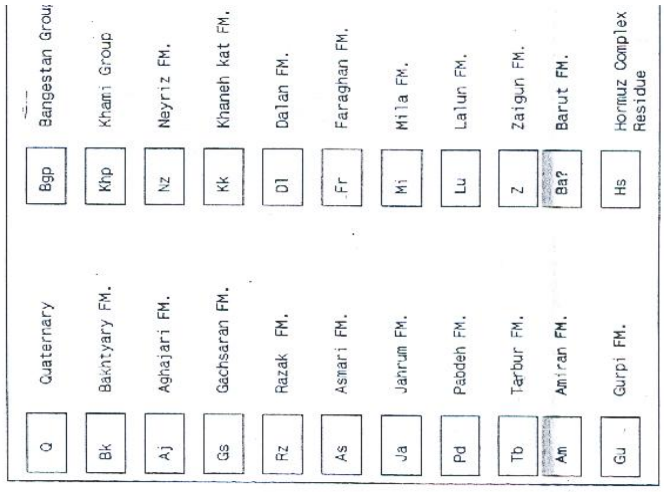


شکل ۱۲ـ مقاطع زمین‌شناسی که بر اساس نقشه 1:50000 ترسیم شده‌اند
۱۲ـ الف ـ برش زمین‌شناسی A A´



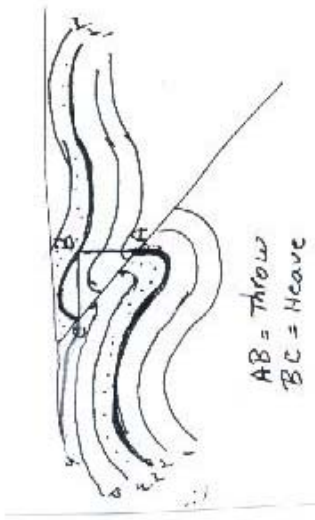
۱۲ـ ب ـ برش زمین‌شناسی B B´





۱۲ـ د ـ راهنمای مربوط به نام سازندهای مربوط به مقاطع زمین‌شناسی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]



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

نتیجه

۱- سازند هم ارز باروت به واسطهٔ راندگی فارسون ـ باغ حیران ـ گوشکی (گسل اصلی زورانده زاگرس) بر روی سازند بختیاری قرار گرفته است. بنابراین سن گسل مذکور و راندگی‌های فلسی بادبزنی 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 راندهٔ زاگرس می‌باشند.

۲- با توجه به این که گسل‌های راستا لغزهمراه 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 پاسادنین) است. براساس بررسی این گسل‌ها، جهت نیروها در فاز کوهزایی پاسادنین ۲۶-۲۰ درجه به سمت شمال‌شرق است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

۳- تقریباً تمامی ساختارهای ایجاد شده(درالگوی شکل۱۰) در پهنه‌های راندگی گسترهٔ 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 این‌که مکان‌های رسوب‌گذاری در زاگرس بیان‌گر وجود یک اقیانوس در زمان مزوزوئیک و ترشیری هستند، نحوه ایجاد شکستگی‌های واقع دراین نواحی نیز بیان‌گر یک مرحله کشش مهم و تأییدی برایجاد گسل‌های عادی در مقیاس وسیع، هم‌زمان با ایجاد یک اقیانوس به نام نئوتتیس هستند.

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

۵ـ حداقل میزان متوسط بالا آمدگی قائم در طول گسل رانده زاگرس بلند در ناحیهٔ مورد بررسی۱۰٤۰۰ متر است.

٦ـ حداقل سرعت بالا آمدگی قائم در طول گسل رانده زاگرس بلند از زمان شروع رسوب گذاری سازند بختیاری۰/۱ ± ۲/۰۵ میلیمتر در سال است.

منابع

۱ـ جمالی فرشاد، نحوه میزان کوتاه شدگی پوسته در جنوب باختری ایران ، مجله علوم زمین ، سازمان زمین‌شناسی کشور، سال اول، (۱۳۷۰) شماره ۲.

۲ـ جمالی فرشاد، مروری بر زمین ساخت زاگرس (جنوب غربی ایران). سمینار کارشناسی ارشد زمین‌ساخت دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران(۱۳٦۹).

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).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

٤- 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 morphotectectonics, Tectonophsics, 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 seismotetonics 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 sadd, 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.Ml. 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.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]

16. Jakson,j,A., Reactivation of Basement faults and crustal shortening in orogenic belts , Nature , 283(1980) 343-346.
17. Jakson,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, Newjersey.(1992) 68544-1003, USA.
19. Jakson,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. Mc Clay K.R., Buch anan.P.G., Thrust fault in inverted extentional basins In Mc Cclay.K.R.(1992) Thrust tectonics. Published by chapman and Hall(1992.)
21. Obrien, 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 colledge of science and technology, london , pergamon press
23. Price, N.j., 1975. Rates of deformation Geol. Soc. London vol. 131 (1966)553-575.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1382.1.2.2.5]