نقش گسل‌های معکوس و عادی در تکوین ژئومورفولوژی رشته کوه‌های مکران و چالهٔ جازموریان

دکتر علی اصغر مریدی و دکتر محسن پورکرمانی
استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان *استاد زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی*

چکیده

منطقه مکران متشکل از فلیش‌های به هم افزوده‌ای است که در اثر فرایند فرورانش صفحهٔ غربی به سمت شمال تشکیل شده است. این فرایند موجب شده است که رشته کوههای مکران با عرض حدود ۲۵۰-۲۰۰ کیلومتر و طول بیش از صدها کیلومتر بوجود آید. به هم افزوده شدن رسوبات باعث شده است که ساخت‌ها و اشکال ایجاد شدهٔ سطح زمین عمدتاً متأثر از فعالیت گسل‌ها و تغییرات رخساره‌ای باشد. گسل‌های عمده که در مورفولوژی و ساخت‌های شرقی - غربی مکران نقش داشته، گسل‌های معکوس پرشیب است که دارای شیب شمالی می‌باشند. گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر و راست‌بر، در هدایت شبکهٔ زهکشی نقش عمده‌ای را ایفا نموده و گسل‌های عادی حاشیه شمالی مکران در تکوین چالهٔ جازموریان مؤثر بوده و گسل‌های عادی مناطق ساحلی حاصل کشش ناشی از بالا آمدگی و زیرراندگی مناطق ساحلی است. قطعاً فرایند ممتد بالاآمدگی و فرسایش رخساره‌های نامقاوم مارنی رسوبات میوسن و جوانتر از آن، نقش اساسی در تشکیل لندفرمهای برجسته مناطق جنوبی رشته کوههای مکران داشته‌اند.

مقدمه

منطقه مکران در جنوب شرق ایران و جنوب استان سیستان و بلوچستان واقع گردیده و شامل رشته‌کوههای شرقی - غربی است، که از غرب محدود به منطقه میناب و از شمال تا حاشیهٔ چالهٔ جازموریان و از جنوب تا سواحل دریای عمان و از شرق تا پاکستان ادامه دارد. این منطقه، با توجه به خصوصیات ویژهٔ رخساره‌های مختلف و سبک تغییر شکل ساختاری آن در تکوین ژئومورفولوژی ناحیه، مورد بررسی و مطالعه قرارگرفته است. محدودهٔ سنی رخساره‌ها ازکرتاسه تا عهد حاضر و به هم‌ریختگی و نقش گسل‌های طولی در آنها سبب شده است که موقعیتهای مختلف چینه‌شناسی از آن گزارش گردد(مک کال و همکاران a ۱۹۸۵) به همین ترتیب گزارشهای مختلف دیگری نیز مانند شرح چهارگوش نقشه‌های پیشین (مک‌کال و همکاران۱۹۸۵b)، فنوج (مک‌کال و همکاران ۱۹۸۵c) و نیک‌شهر (مک‌کال و افتخارنژاد ۱۹۹۳) منتشر گردیده است. همچنین نقشه‌ها و گزارش‌های منتشر شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور با نام ورقه‌های چابهار، کهیر،* زرآباد، بندینی،** پی‌بشک،*** گابریک**** و جاسک و گتان***** (صمدیان، ناظر علمی - ۱۳۷۳ الی ۱۳۷۷) اطلاعات باارزشی را از ویژگیهای زمین‌شناسی و ساختاری مکران جنوبی به دست می‌دهد.

علاوه بر مطالعات سطح الارضی ذکر شده، تحقیقاتی نیز از موقعیت زمین‌شناسی بستر دریای عمان با روش‌های ژئوفیزیکی توسط وایت ******وکلیتگورد،******* وایت (۱۹۷۷) و وایت و راس ********(۱۹۷۹) به انجام رسیده است، که موقعیت لایه‌های رسوبی بستر دریای عمان و ضخامت و نحوهٔ تغییر شکل آنها رانشان می‌دهد و همچنین مشخص می‌شود که کف دریای عمان از نوع اقیانوسی است. با توجه به مطالعات انجام شده، منطقه مکران متشکل از

---

*- Kahir

**-Bandini

***-Pibeshk

****-Gabrik

*****-Gatan

******-White

*******-Klitgord

********- Ross

فلیش‌های به هم افزوده‌ای است که در اثر فرآیند فرورانش صفحهٔ عربی به سمت شمال تشکیل شده است (وایت و کلیتگورد ۱۹۷۶ نرهودی* و همکار ۱۹۷۷، وایت ۱۹۷۷، جاکوب **و کویت‌میر*** ۱۹۷۸، بروس**** ومعین‌وزیری ۱۹۸۰، بربریان***** ۱۹۸۳، پلت****** وهمکاران ۱۹۸۵، مک‌کال ۱۹۹۵-۱۹۹۶-۱۹۹۷).

حاصل این فرآیند موجب شده است که رشته کوههای مکران با عرض حدود ۲۵۰-۲۰۰ کیلومتر و طول بیش از صدها کیلومتر از کرتاسه تا کواترنری بوجود آید.

فرآیند به هم افزوده شدن رسوبات باعث شده است که ساخت‌ها و ژئومورفولوژی ویژه‌ای حاکم بر رشته‌کوههای مکران بوده و سبک تغییر شکل آنها نسبت به دیگر مناطق فشرده و چین‌خورده (مانند زاگرس) کاملاً متفاوت باشد. در تشکیل ساخت‌ها و ژئومورفولوژی رشته کوههای مکران می‌توان اثرات هر یک از فرآیندهای تکتونیک صفحه‌ای و تکتونیک ثقلی را مد نظر قرار داد و حتی جا دارد که اثر تکتونیک ثقلی، مستقلاً در بحثی دیگر تبیین گردد.

بحث

مطالعات پلت و همکاران (۱۹۸۵)، از نگاه تکتونیک صفحه‌ای نشان داده است که پیشانی گوه‌های افزایشی دریای عمان از حدود ۱۰۰-۷۰ کیلومتری جنوب ساحل، در داخل دریا، شروع می‌شود. رسوبات روی صفحه در حال فرورانش، در ابتدا چین خوردگی‌های ملایمی پیدا نموده و در مراحل بعدی همراه با افزونی فرورانش به صورت گوه‌های تغییر شکل یافته به حاشیه مکران می‌پیوندد و متعاقب آن در طول گسل‌های اصلی که به سمت شمال شیب دارند، بالا می‌آیند. مقدار شیب لایه‌های رسوبی از پیشانی گوه‌ها به سمت شمال مکران رو به افزایش است. به طوری که این مقدار شیب در لایه‌های ماسه‌سنگی و مارنی پلیوسن، که اغلب سواحل بالا آمده را تشکیل

---

*-farhoodi

**-Jacob

***-Quittmeyer

****-Brouse

*****-Berbarian

******-Plat

می‌دهند، به ۱۵-۵ درجه نیز می‌رسد. در همین نواحی است که چین‌های خیلی باز و ملایم شکل گرفته‌اند. در رخساره‌های قدیمی‌تر یعنی مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های میوسن، چین‌خوردگی‌ها از شدت بیشتری برخوردار بوده و تا حدی از حالت چین‌های متقارن خارج می‌شوند. چین‌خوردگی در رخساره‌های قدیمی‌تر؛ یعنی فلیش‌های الیگوسن شدیدتر شده و چین‌ها اغلب حالت برگشته داشته و توسعهٔ گسل‌ها در آنها به وضوح دیده می‌شود. تراکم گسل‌های معکوس و همچنین موقعیت به هم‌ریختهٔ فلیش‌های بلوک‌دار ائوسن،* عدم تشکیل چین‌های حقیقی را سبب شده است. حضور تغییر شکل‌های غالب در رخساره‌های آمیزه‌رنگین و به هم‌ریختگی آنها همراه با لایه‌های رسوبی آهکی و یا ماسه‌سنگی و شیلی و همچنین عملکرد حداکثر فرآیند فشردگی از پالئوسن** تا عهد حاضر و تأثیر تراکم گسل‌های موجود، باعث شده است که چین‌های تشکیل شده، از نظم خاصی برخوردار نباشند. اغلب چین هایی که در مکران دیده می‌شوند، به صورت منقطع و بریده است و چنین استنباط می‌شود که از سبک خاص چین‌خوردگی همراه با لغزشهای ثقلی در محیط رسوبی، تبعیت می‌کنند.

علاوه بر تغییر شکل چین‌خوردگی در رسوبات مکران، گسل‌ها نیز یکی از ساخت‌های حاکم بر ناحیه است که در روند مورفولوژی موجود منطقه نقش اساسی بازی کرده‌اند. گسل‌های عمده تشکیل شده در مکران را در سه دسته می‌توان تفکیک نمود: (شکل ۱)

الف- گسل‌های معکوس: اثر این گونه گسل‌ها در مناطق داخلی مکران، به صورت گسل‌های معکوس امتدادی دیده می‌شود که گسل‌های بزرگ آن، عمدتاً مرز بین رخساره‌هایی با سنین متفاوت را می‌سازند و در بیشتر موارد، تغییر ارتفاع مورفولوژیک با روندهای شرقی-غربی را این گونه گسل‌ها شکل داده‌اند. هر قدر از مناطق ساحلی به سمت حاشیهٔ شمالی مکران نزدیکتر می‌شویم، علاوه بر اینکه تراکم این گسل‌ها بیشتر می‌شود، شیب آنها نیز بیشتر شده؛ به طوری که در نواحی آمیزه رنگین و فلیش‌های بلوک‌دار، به حدود ۹۰ درجه نیز می‌رسد. (شکل‌های ۲ و ۳)

*-Eocene **-Paleocene

گسل‌های بزرگ و اصلی که در منطقه اثر گذاشته‌اند، عمدتاً روند شرقی - غربی دارند، مثل گسل قصرقند، به طول تقریبی ۳۰۰ کیلومتر که نقش اساسی را در تغییر رخساره و مورفولوژی بخش شمالی و جنوبی آن ایفا نموده است. مشابه آن گسل دینارکلک* با طول بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر و گسل فیروزآباد با طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر با روندهای شرقی-غربی به صورت گسل‌های معکوس پرشیب در تغییر مورفولوژی و برآمدن بخش‌های شمالی تأثیر گذاشته‌اند. این دسته از گسل‌ها از قدیمی‌ترین گسل‌هایی هستند که عمود بر روند فشردگی هم جهت با لایه‌بندی شکل گرفته‌اند و بیشترین مقدار جابه‌جایی شیبی در گسل‌های حاشیه شمالی رخ داده است.

ب- گسل‌های امتداد لغز: این دسته از گسل‌ها در دو دستهٔ چپ لغز و راست لغز، قابل تفکیک هستند. گسل‌های چپ‌لغز دارای امتداد شمال شرق-جنوب غرب و گسل‌های راست لغز از امتداد شمال غرب- جنوب شرق برخوردارند. این دسته از گسل‌ها نیز ارتباط مستقیمی با سن رخساره‌ها دارند و تراکم آنها در رخساره‌های الیگوسن و ائوسن قابل ملاحظه است و در رخساره‌های میوسن و پلیوسن کمتر مشهود است. این دسته از گسل‌ها عمدتاً در تغییر جهت و هدایت آبراهه‌ها به سمت جنوب، نقش مهمی داشته‌اند؛ به طوری که این امر یکی از معیارهای شناخت ساختاری، از توسعهٔ شبکه زهکشی این منطقه است.

ج- گسل‌های عادی: فرآیند همگرایی و نزدیک شدن صفحهٔ اوراسیا- عربی، فشردگی و بالاآمدگی منطقه مکران را سبب شده است (فرهودی و همکاران ۱۹۷۷، مک‌کال - ۱۹۸۵، قریشی ۱۹۸۵) در این منطقه نرخ همگرایی در حدود ۵-۳ سانتی متر در سال ذکر گردیده است (جاکوب- ۱۹۷۸، مین شول و همکاران ۱۹۸۹). در نواحی ساحلی مکران، اثراتی از گسل‌های عادی به موازات ساحل دیده می‌شود که در ارتباط با بالاآمدگی کواترنری پسین می‌باشد (ویتانینری ۱۹۷۹). با توجه به پادگانه‌های دریایی سواحل عمان که توسط پیج** و همکاران (۱۹۷۹) مورد بررسی قرار گرفته است، نرخ بالاآمدگی حداقل ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر در سال گزارش

*-Dinarkalak

**-Page

شده است. بالاآمدگی بوجود آمده و به هم فشرده شدن رسوبات، موجب شده است که گسل‌های معکوس و عادی در نواحی مختلف مکران تشکیل شوند. گسل‌های عادی مکران در سه منطقه تشخیص داده شده است:

۱- در مناطق ساحلی تا فاصله حدود ۵۰ کیلومتری شمال ساحل، بهترین توسعه دسته اول گسل‌های عادی دیده می‌شود.

امتداد این گسل‌ها تقریباً شرقی-غربی و شیب آنها عمدتاً به سمت جنوب است و در رسوبات ماسه سنگی و مارنی پلیو- پلئیستوسن* اثر آنها به خوبی دیده می‌شود. حداکثر افت شیبی آنها در حد صد متر است و نقش خیلی مهمی را در مورفولوژی برجستهٔ منطقه ساحلی نداشته است. در حالی که بالاآمدگی و فرسایش، نقش اساسی‌تری را در ایجاد مورفولوژی‌ها برجسته منطقه ایفا نموده‌اند.(شکل ۴)

۲- دسته دوم از گسل‌های عادی را در امتداد حاشیه جنوبی چاله جازموریان و در بین رسوبات فلیشی سنوزوئیک** پسین می‌توان دید. برخلاف گسل‌های عادی مناطق جنوبی مکران(منطقه ساحلی)، شیب گسل‌های عادی این مناطق به سمت شمال می‌باشد. امتداد این گسل‌ها تاحدودی منطبق بر حاشیهٔ جازموریان است. این نوع گسل‌ها تا نواحی گسترش آمیزه‌رنگین دیده می‌شود. اثر بعضی از این گسل‌ها را در جابه‌جایی رسوبات کواترنری نیز می‌توان دید. حرکت مطلق بالارونده فرودیواره گسل‌های معکوس و همچنین مکش صفحهٔ فرورانش موجب شده است تا به طور نسبی، گسل‌های عادی شکل گیرند و به همین ترتیب فرو افتادگی چالهٔ جازموریان قابل توجیه می‌باشد.(شکل ۵)

۳- دسته سوم از گسل‌های عادی به صورت پراکنده در مکران داخلی، در مجموعهٔ فلیشی و آذر آواری شکل گرفته‌اند. این گسل‌ها دارای امتدادهای متغیری هستند.

*-Pilio-pleistocene

**-Cenozoic

نتیجه‌گیری

ساخت‌ها و لندفرم‌های *موجود در منطقه مکران از اختصاصات ویژه‌ای برخوردارند و سبک تغییر شکل آنها نسبت به دیگر مناطق تغییراتی را نشان می‌دهد. فرآیند نسبتاً ممتد فشردگی پالئوسن تا عهد حاضر، سبب تغییر شکل مداوم ساخت‌ها و اشکال سطحی زمین در این منطقه شده است. رشد و تشکیل رشته‌کوههای مکران با عرض حداقل ۲۰۰ کیلومتر در دوره سنوزوئیک گویای این مسأله است. وجود روند ساخت‌های غالب مانند روند چین‌خوردگی و امتداد گسل‌های بزرگ، موجب فرم‌ها و اشکال مورفولوژیک شرقی–غربی شده است. نقش اصلی در تشکیل این اشکال رادر حضور و فعالیت گسل‌های معکوس اصلی با امتداد شرقی – غربی فعالیت گسل‌های عادی در حواشی مکران، و وجود رخساره‌های مقاوم و نامقاوم (مانند ماسه‌سنگ و مارن) می‌توان ذکر کرد. در عین حال مواردی را نیز می‌توان یادآوری نمود که در هم ریختگی فلیش‌ها** و بی‌نظمی محیط مؤثر بوده‌اند:

۱- محیط رسوبی همراه با حاکمیت فرآیندهای تکتونیکی، نظم چینه‌ای و لایه‌بندی عادی به هم ریخته است. در همین رابطه فلیش‌های بلوک دارائوسن و چین‌های لغزشی، بی‌نظمی بیشتری را به وجود آورده است.

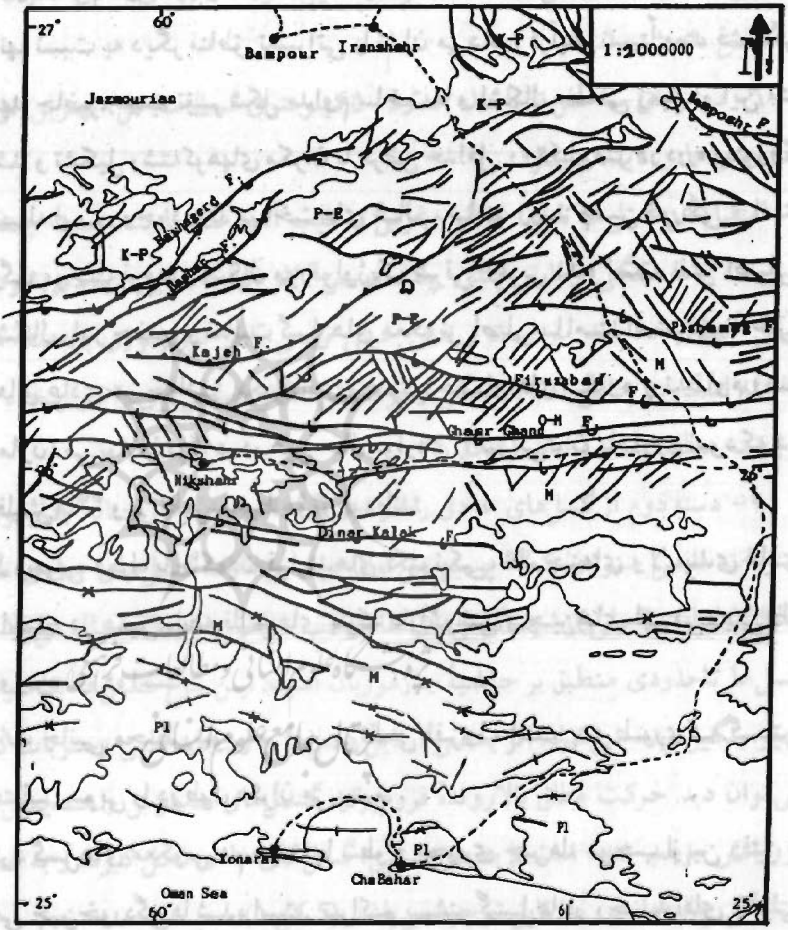
۲- تغییرات جانبی محیط رسوبی بر این بی‌نظمی افزوده است؛ به طوری که گسترش واحدهای مختلف رسوبی را در طول مکران می‌بینیم.

۳- عملکرد گسل‌های معکوس هم جهت با سطوح محوری چین‌ها، موجب از بین رفتن فر (ریخت) واقعی چین‌خوردگی‌ها شده است. تراکم بیشتر گسل‌ها در رخساره‌های شیلی گل‌سنگی غالب در مجموع رخساره‌های فلیشی مکران تحرک بیشتر و به هم ریختگی در نظ چینه‌ها را سبب شده است. در مناطقی که مارن‌ها توسعه بیشتری دارند، فرسایش نقش مهمی را مورفولوژی منطقه ایفا نموده است.

---

*-Landform

**-Wild Flysch



overthrust fault

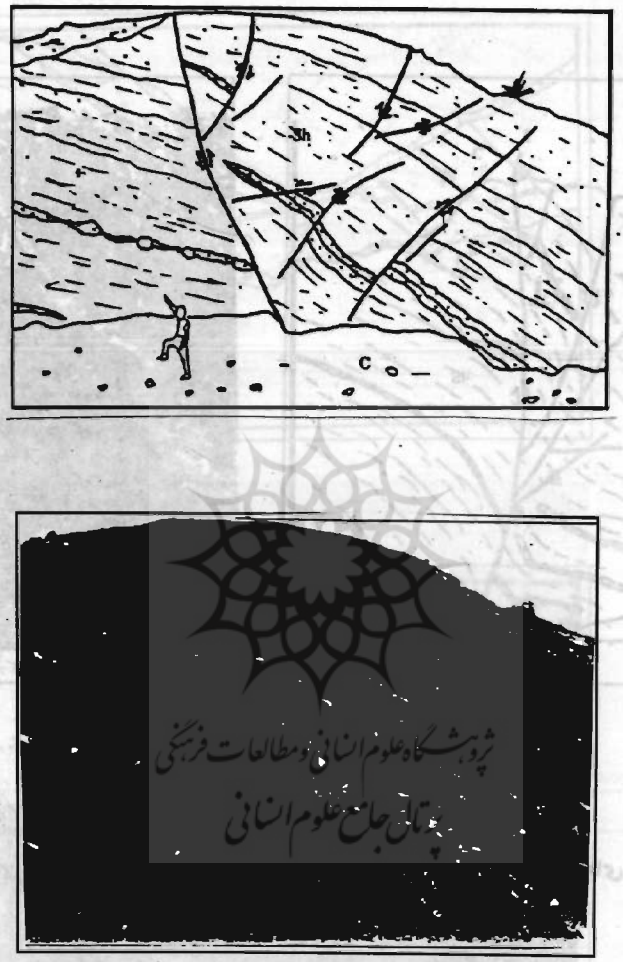
highangle reverse fault.

thrust fault

strike slip fault

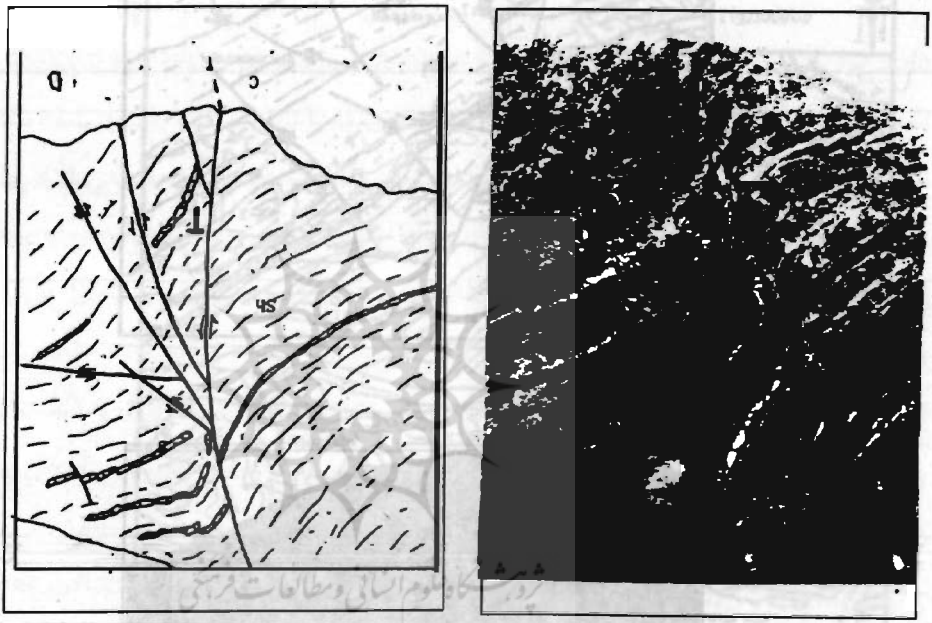
شکل ۱-موقعیت کلی گسل‌های منطقه

(نوگل سادات و اسماعیلیان، ۱۹۹۳)

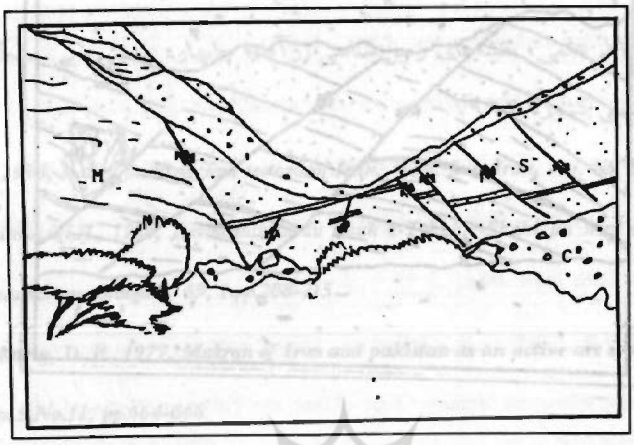


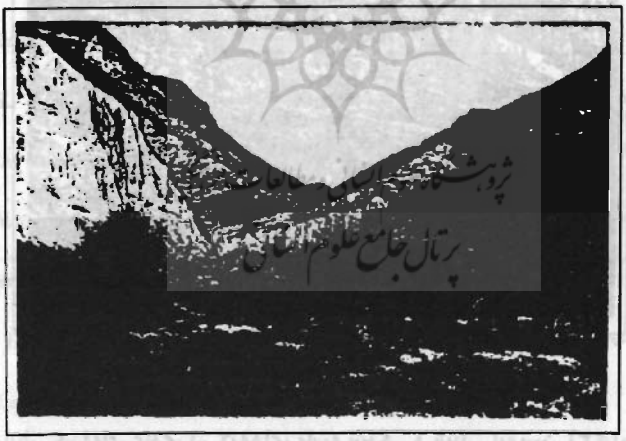
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

شکل ۲- موقعیت یک سری از گسل‌های معکوس در رخساره فلیشی الگوسن. شیل،(*sh*) ماسه‌سنگ،(*s*) واریزه (*c*)(۶ کیلومتری جنوب کیگور)، نگاه به طرف غرب.

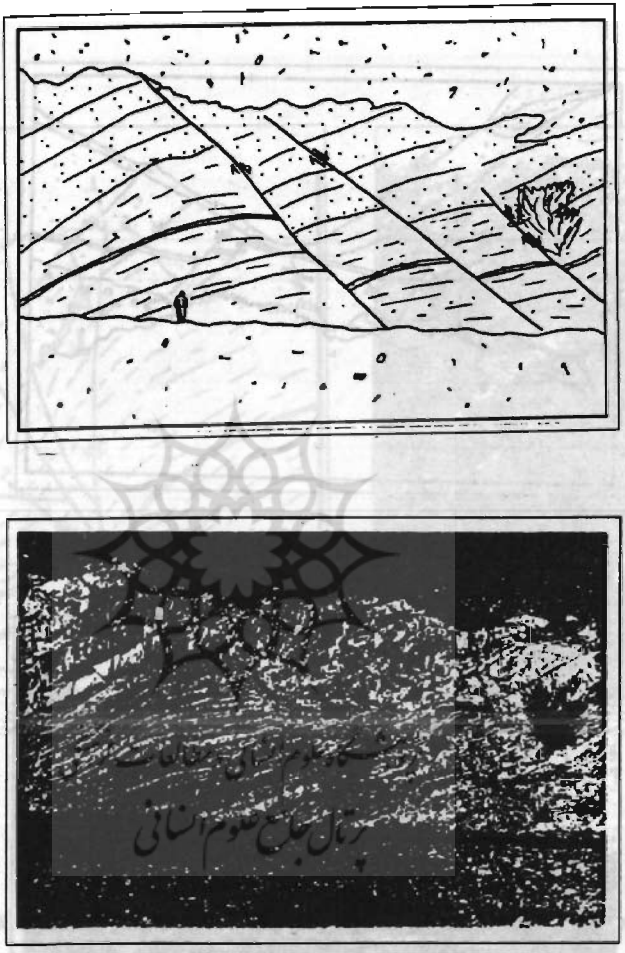


شکل ۳ – منظره کلی از عملکرد گسل‌های معکوس با زاویه بالا در یک سری لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی الیگوسن. (۲کیلومتری جنوب نیکشهر)





شکل ۴- حضور گسلهای عادی در لایه‌های سنگی و مارنی پلیوسن (غرب طیس)، ماسه سنگ (s)، مارن، (M) واریزه (C) نگاه به طرف شرق:



شکل ۵ - نمایش گسلهای عادی در لایه‌های ماسه سنگی و شیلی ائوسن. (۳ کیلومتری جنوب اسپکه)، نگاه به طرف غرب.

منابع و مآخذ

- صمدیان، م.ر. ، ناظر علمی، نقشه‌های زمین‌شناسی زرآباد، چابهار، بندینی، پی بشک ۱۰۰۰۰۰ : ۱، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۹۴.

- *Berberian, M. 1983, Active faulting and tectonicof Iran, Geol. Sur. Iran, rep. No. 52, PP. 464-500*

- *Brousse, R,Moinvaziri,H., 1980, Levolcanisme du Kouh-e-Tchah-e-Shahi au nord du Makran (Iran), Geol. rundschau, Stutgart, 69, 1.pp.208-215*

- *Farhoudi, G., Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and pakistan as an active arc system, Geology, USA, DA. , vol.5,No.11, pp.664-668.*

- *Ghorashi, M.,1985, Late cenozoic faulting in SE Iran, Geol. Surv. Iran, rep. No. 54, 1.*

- *Jacob, K.H., Quittmeyer, R. C,. 1978, The Makran region of pakistan and Iran trench- arc system with active plate subduction, EOS (Am. Geophys. Union, Tran.) 59 (4) p.323.*

- *McCall, G.J.H., 1995 The inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and the associated microcontinets. Geotektonika, 6,45-52.*

- *McCall, G.J.H., 1996 Tje [pst- tectonic fanglomerates of the Makran accretionary prism, Iran , Geoscientist, 6 (6) , 11-13.*

- *McCall G. J. H.,1997, The geotectonic history of the Makran and abjacent area of southern Iran, Journal of Asian earth sciences, vol. 15 , No. 6, pp. 517-531.*

- *McCall G. J. H., Eftekhar- Nezhad, J., Samimi- Namin, M., Arshadi, S., 1985 b, Explanatory text of the pishin quadrangle map, 1:250000, Geol. Surv. Iran, No. M14*

- *McCall, G.J.H., Eftekhar- Nezhad,J., Samimi- Namin, M., Arshadi, S.,1985c, Explanatory of theFanuj quadrangle map, 1:250000, Geol. Surv. Iran, No. K14*

- McCall, G.J.H., Eftekhar- Nezhad,J., 1993, Explanatory text of the Nikshahr quadrangle map, 1:250000, Geol. surv. Iran, No . L14.

- Minshoull, T.,White, R., 1989, Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism, Journal of Geophysical Research, vol. 94, No. B6, PP. 7387-7402.

- Nogole - Sadat, M.A.A., Almasian, M., 1993, Tectonic map of Iran, 1:1000000, Treastise on the geology of Iran , Geol. Surv. Iran.

- Page, W.D., Alt, J.N., Cluff, L. S., Plafker, G., 1979, Evidence for the recurrence of lagre magnitude earthquakes along the Makran Coast of Iran and Pakistan, Tectonophisics, 52,pp. 533-547.

- Platt, J. P., Legett, J.K., Young, J., Rasa, H., Alam, S., 1985 Large scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, South- West pakistan, Geology, Vol. 13, pp.507-511

- Vita- Finzi, C., 1979, Contribution to the quaternary geology of south Iran, Geol. surv. Iran, rep. No. 47, P. 1-52.

White, R.S., Klitgord, K., 1976, Sediment deformation and plate tectonics in the gulf of Oman, Earth and planetary Science Letters, 32 (1976) , 199-209.

- White, R. S., 1977 Recent fold development in the gulf of oman, Earth and planetary Science Letters, 36 (1977), 87-91.

- White, R.S., Ross, D.A., 1979, Tectonics of the western gulf of Oman, Journal of Geophysical Research, vol. 84, 64, pp. 3479-3489.