شناسايي گسله‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي زيرسطحي و تحليل اثر دگرريختي‌هاي آن‌ها بر كمربند چين خورده-رانده شده زاگرس در پهنه دزفول

علی یساقی*، زینب داوودی
بخش زمين‌شناسي، دانشكده علوم‌پايه ، دانشگاه تربيت مدرس، تهران، ايران
* مسئول مكاتبات- آدرس الكترونيكی: yassaghi@modares.ac.ir
(دريافت: ۸۳/۱۱/۷ ؛ پذيرش:۸۴/۲/۲۷)

چكيده

بررسي و تحليل داده‌هاي دورسنجي، لرزه‌اي و مغناطيس هوايي در پهنه دزفول، شمال غربي زاگرس چين‌خورده-رانده شده منجر به شناسايي گسل‌هاي عرضي-برشي زير سطحي و پهنه‌هاي مابين آنها گرديد. بر مبناي هندسه خميدگي ساختاري در چين هاي بخش چين خورده-رانده شده و ساختارهاي جوانتر حاصله در اين پهنه‌هاي برشي دو دسته از اين گسل‌ها تشخيص داده شده است. دسته اول با روند شمال غربي-جنوب شرقي داراي جدايش راستبر بوده و توسعه بيشتري نسبت به دسته دوم با روند شمال شرقي-جنوب غربي و جدايش چپ‌بر دارند. موضوع قابل توجه در زاگرس عدم ارتباط كامل بين مراكز سطحي زلزله‌ها و گسل‌هاي سطحي منطقه است كه بررسي‌هاي انجام شده بر روي داده‌هاي لرزه‌اي نشان مي‌دهد، موقعيت و سازوكار برخي زلزله‌هاي تاريخي و دستگاهي با برخي از پهنه‌هاي گسلي عرضي- برشي شناسايي شده مرتبط هستند. همروندي اين ساختارهاي زيرسطحي با خطواره‌هاي مغناطيسي و شكستگي‌هاي پي‌سنگي در منطقه مورد مطالعه و حاشيه شمالي پلات‌فورم عربي و نيز عمق زلزله‌هاي مرتبط با پهنه‌هاي شناسايي شده، بيانگر اين مطلب است كه گسل‌هاي زيرسطحي شناسايي شده احتمالا پي‌سنگي هستند كه ساختارهاي اصلي زاگرس چين خورده-رانده شده را قطع نموده و موجب تغييرشكل‌هايي در آنها و يا زايش ساختارهاي جديد شده‌اند. غالب اين گسل‌های زيرسطحی در نقشه‌های زمين‌شناسی هم‌مقياس ديده نمی‌شوند كه خود اهميت كاربرد توام تصاوير ماهواره‌ای و داده‌های زمين‌مغناطيس را در شناسايی آنها نشان می‌دهد. ساختارهای جديدی كه بصورت تاقديس‌های ملايم و با روندی متفاوت از روند چينهای بخش پيش‌بوم كوهزاد زاگرس هستند مي‌توانند اهداف مناسب اكتشافات هيدروكربوري در آينده باشند.

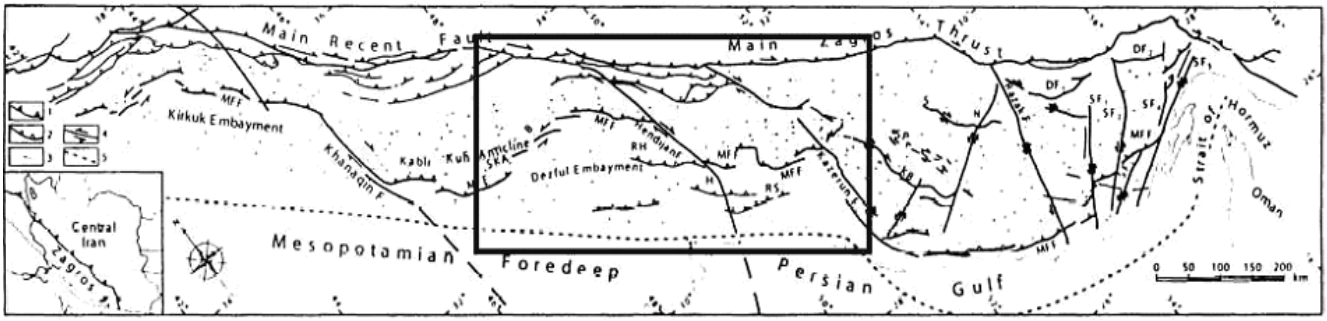
واژه‌هاي كليدي: خطواره‌هاي گسلي، پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي، خطواره‌هاي مغناطيسي، گسل‌هاي پي‌سنگي، پهنه دزفول، كمربند زاگرس.

۱- مقدمه

كمربند چين خورده-رانده شده زاگرس (Zagros Fold-Thrust Belt) كه در قسمت مياني كمربند كوهزايي آلپي قرار گرفته از جمله جوان‌ترين كوهزادهاي سنوزوئيك محسوب مي‌شود. در اين كمربند، چون ديگر كمربندهاي چين خورده-رانده شده، دگرريختي‌هاي اصلي پوشش رسوبي ناشي از اثر راندگي‌هايي است كه از پي سنگ و يا سطح جدايش آن با پوشش رسوبي انتشار يافته و هم امتداد با روند كوهزاد رخ مي‌دهند، به گونه‌اي كه دگرريختي‌ها بعد از برخورد قاره-قاره ورق عربي با ايران مركزي از مناطق پس بوم (Hinterland) آغاز و به سمت پيش بوم (Forland) مهاجرت مي‌نمايند.

ناحيه مورد مطالعه در شمال باختري كمربند چين خورده-رانده شده زاگرس بين گسل‌هاي اصلي كازرون در شرق و بالارود در غرب واقع است. اين محدوده كه پهنه دزفول نيز ناميده شده است (مطيعي ۱۳۷۴) در جنوب به سواحل خليج فارس محدود مي‌شود (شكل ۱). پهنه دزفول با توجه به موقعيت خاص زمين‌ساختي و شرايط ويژه سنگ شناختي داراي الگوي خاصي از فعاليت هاي نوزمين‌ساختي، لرزه زمين‌ساختي و توسعه شواهد ساختاري است.

يكي از مهمترين مسائل موجود در اين پهنه وجود تغييرشكل‌هايي بر روي پوشش رسوبي فانروزوئيك و عدم ارتباط برخي از آنها با گسل‌هاي اصلی همروند با رشته جبال است. از جمله اين تغييرشكل‌ها مي‌توان به خمش اثر سطح‌محوری چين‌هاي بخش چين خورده-رانده شده و تشكيل چين‌هاي جوان و ملايم با روندي متفاوت با روند چين‌هاي بخش چين خورده-رانده شده زاگرس اشاره نمود. فقدان گسلش سطحي اكثر زلزله‌ها و عدم ارتباط بين سازوكار آنها با گسل‌های اصلی رشته جبال از ديگر مسائل قابل توجه اين بخش از زاگرس مي‌باشد, لذا به نظر مي‌رسد گسل‌هاي زير سطحي عرضي-برشي كه توسط رسوبات فانروزوئيك پوشانده شده‌اند، مسبب اصلي بروز چنين دگرشكلي‌هاي پيچيده‌اي باشند.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه برروی نقشه ساختاری کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس که گسل‌های امتدادلغز اصلی از قبـل شناسـایی شده بر روی آن مشخص است (اقتباس از **Hessami *et al.* 2001**).

تا کنون محققین گوناگوني با بررسـي دگرريختـي‌هـاي حاصـله در پوشش رسوبي به معرفي برخي از اين گـسل‌هـاي عرضـي-برشـي پـــي‌ســـنگي در جنـــوب شـــرقی زاگـــرس پرداختـــه‌انـــد (Falcon 1969، Barzegar 1994، Ameen 1992، Furst 1990، Hessami *et al.* 2001، مهشادنیا ۱۳۸۱).

در مقایسه با جنوب شرقی زاگرس بررسیهای بـسیار کمتـری در شمال غرب و در منطقه مورد مطالعـه جهـت شناسـایی چنـین گسله‌هایی صورت گرفته است (Nogol-e Sadat *et al.* 1993).

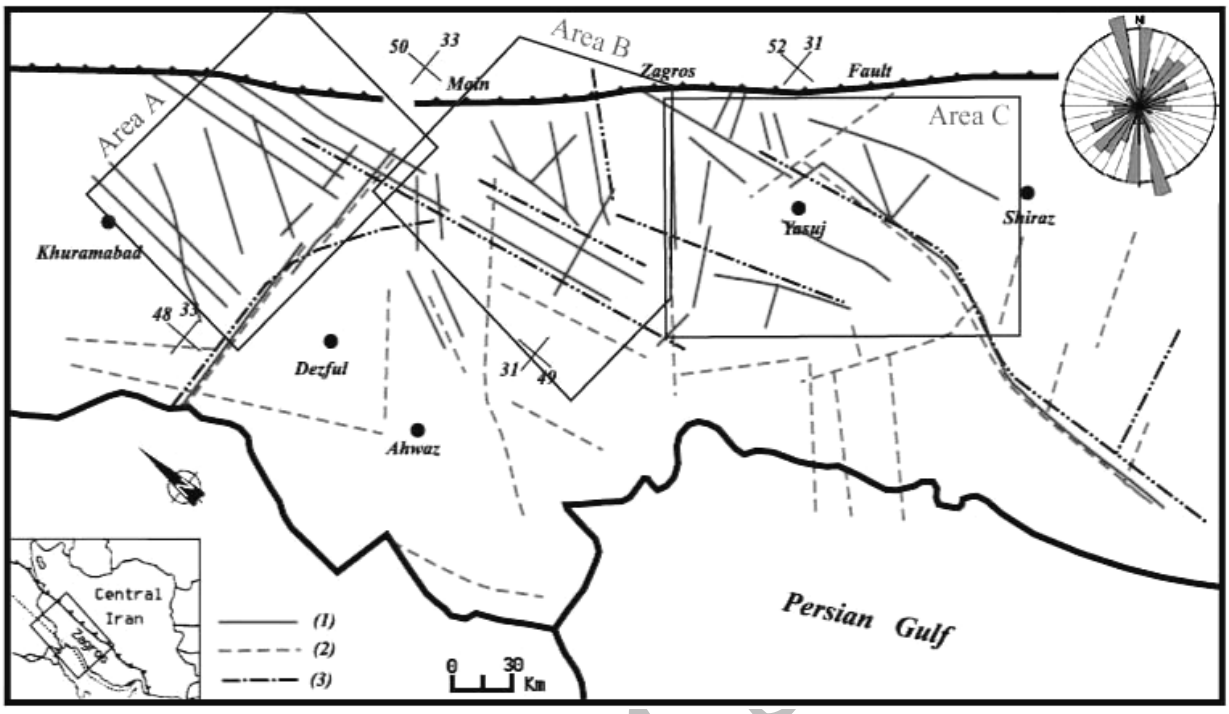
مهمترین ویژگیهاي بکاررفته در شناسايي اين گسل‌ها خمش يا بريدگي و جابجايي اثر سطح‌محوری چین‌هـا بـا توجـه بـه نـوع حرکت آنهاست. برخي از اين گـسل‌هـا عميـق تـر بـوده و کنتـرل کننـده فاسـيس و ضـخامت رسـوبات فانروزوئيـك مـي‌باشـند (Koop & Stoneley 1982، Mcquillan 1991) و برخي نيز کنترل کننده گسلش و بزرگـاي زلزلـه‌هـاي زاگـرس هـستند (Berbrian 1995). شکل ۱ برخـي از ايـن گـسل‌هـاي مهـم عرضـی- برشـی پي‌سنگي که تاکنون شناسايي شده‌اند، را نشان مي‌دهد. همـانطور که ملاحظه می‌گردد اکثر این گسل‌ها در منطقـه جنـوب- شـرقي زاگرس متمرکز بوده و در منطقه شمال غربي آن که منطقه مـورد مطالعه بخشی از آن است تعداد آنها بسیار کمتر است. ايـن مقالـه بـه پـي جـويي و شناسـايي چنـين گـسل‌هـاي عرضـي- برشـي زيرسطحي، در پهنه دزفول، مابين گـسل‌هـای کـازرون و بـالارود، برمبناي دگرريختي‌هاي حاصـل از فعاليـت آنهـا بـر روي پوشـش رسوبي و استفاده از شواهد مغناطيس هوايی پرداختـه اسـت و اثـر چنین گسل‌های زیرسطحی بر دگرریختیهای پوشش رسـوبی را در شمال‌غرب زاگرس نیز تحلیل گردیده‌است. همچنین سعي گرديده تا گسلش عامل برخي زلزله‌هاي فاقد گسلش سـطحي شناسـايي و ارتباط موقعیت و سازوکار آنها بـا موقعیـت و سـازوکار گـسل‌هـای عرضی-برشی شناسـایی شـده مـشخص گردنـد. در منطقـه مـورد مطالعه تاکنون فقط گسل‌های عرضی-برشی اصـلي بـالارود، ايـذه (هنديجان) و کازرون شناسایی شده اند (Berbrian 1995) (شـکل ۱). در اين مطالعه بر پايه نتايج حاصل از تعبير و تفـسير داده‌هـاي ماهواره‌اي، لرزه‌اي و مغناطيس هوايی، گسل‌هـای عرضـی- برشـی دیگری براي نخستين بار شناسايي و معرفي گرديده‌اند (شکل ۲).

۲- روش مطالعه

مطالعـه و بررسـي تـصاوير مـاهواره‌اي لندسـت، سـنجنده TM در مقياس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ و با ترکيبي از بانـدهاي ۴، ۳ و ۲ منجـر بـه استخراج ساختارهاي مهم و تهيه نقشه موضوعي ساختاري منطقـه در مقياس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ گرديد (شکل ۲). در اين بررسي بيشتر از اثر خطي گسل‌ها، تغيير روند عمومي و خمشهاي چپ‌بر و راسـتبر اثر سطح‌محوری چین‌ها و ساختارهای ایجاد شـده در اثـر فعاليـت مجدد گسل‌های زیرسطحی، استفاده شده است.

در ادامه جهت مطالعـات جزئـي و دقيـق‌تـر بـر روي تـصاوير ماهواره‌اي با قدرت تفکيک بالا ، سه منطقه C, B, A بر روي نقشه موضوعي ساختاري ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بـه طـوري کـه بيـشترين تغييـر شکلها را در برگيرند انتخاب گرديده‌اند (شکل ۲). اين سـه منطقـه بصورت مجزا بر روي تصاوير ماهواره‌اي ۱:۲۵۰۰۰۰ مطالعـه شـد و آنگاه نقشه‌هاي موضوعي ساختاري سه منطقـه بـا همـين مقيـاس تهيه گرديدند (شکلهای ۳، ۸ و ۱۱). اين نقشه‌ها کمك مي‌کنند تا بسياري از تغيير شکل‌هاي موجود بر روي پوشـش رسـوبي کـه بـا گسل‌هاي شناسايي شده قبلي و موجود بر روي نقـشه‌هـاي زمـين شناسي قابل تفسير نبودند، تحليل گردند.

در نهايت ساختارهای شناسایی شده در نقشه های موضـوعی ساختاری تهیه شده بـا نقـشه گـسل‌هـای پـي سـنگی (Nogol-e Sadat *et al.* 1993)، خطواره های مغناطیـسی (Tabatabai 1998) و زمین لرزه های منطقه مقایسه و ارتباط آنها تحلیل گردیده‌اند.



شکل ۲- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه که در آن موقعیت مناطق **A**، **B**، **C** و ارتباط بین (۱): خطواره‌ها و پهنه‌های عرضی-برشی شناسایی شده با (۲): خطواره‌های مغناطیسی (**Tabatabai 1988**) و (۳): گسل‌های اصلی پی سنگی (**Nogol-e Sadat *et al.* 1993**) را نشان می‌دهد. نمودار گل سرخی نشاندهنده فراوانی خطواره‌های شناسایی شده در این مطالعه می باشد.

۳- معرفي و بررسي ساختاري خطواره‌ها و پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي شناسايي شده

مطالعه تصاوير ماهواره‌اي منجر به شناسايي ۴۱ خطواره گسلي عرضی-برشی و ۱۲ پهنه مابين آنها گرديده است (اشكال ۳، ۸ و ۱۱). بر مبنای اين بررسيها دو دسته از خطواره ها و پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي شناسايی گرديده‌اند، كه غالب آنها نيز براي نخستين بار در اين پژوهش معرفي شده‌اند. دسته اول شامل خطواره‌ها و پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي راستبر با روند NNW-SSE يا تقريبا N-S و موازي گسل پي‌سنگي كازرون است كه بر مبناي هندسه خميدگي راستبر اثر سطح محوری چين‌ها يا جابجايي راستبر ساختارهای ديگر شناسايي گرديده‌اند. دسته دوم شامل خطواره ها و پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي چپ‌بر با روند NE-SW و تقريباً همروند با روند گسل پي‌سنگي بالارود است كه بر مبناي هندسه خميدگي چپ‌بر اثر سطح محوری چين‌ها يا جابجايي چپ‌بر ديگر ساختارها شناسايي گرديده‌اند. با تحليل آماري مشاهده مي‌شود دسته اول از خطواره‌ها از فراواني بيشتري نسبت به دسته دوم برخوردارند (نمودار گل سرخی در حاشيه شكل ۲). اين دو دسته از خطواره‌هاي زير سطحي باعث ايجاد پيچيدگي‌هاي ساختاري در منطقه شده‌اند، به طوري كه اكثر چين‌هاي ايجاد شده در بخش چين خورده-رانده شده زاگرس را تحت تأثير قرار داده و باعث خمش اثر سطح‌محوری آنها و يا زايش چينهای جديد با اثرسطح محوری مستقيم و شيب ملايم دامنه‌های آنها و با آرايش نردبانی شده‌اند. در ادامه اين بخش به بررسي جزئيات برخي از اين خطواره‌ها و پهنه‌ها از شمال غرب به سمت جنوب شرق پرداخته شده است. علاوه بر خطواره‌های گسلی كه جزئيات آنها در اين بخش ارائه مي‌گردد خطواره‌های گسلی ديگری نيز شناسايی شده‌اند كه مشخصات آنها در جدول ۱، به تفكيک مناطق مورد مطالعه (A، B وC در شكل ۲) ، ارائه گرديده است.

۳-۱- خطواره‌هاي گسلی و پهنه های عرضي-برشی در منطقه **A** (شكل ۳)

- *خطواره‌هاي ۱، ۲ و پهنه عرضي-برشي ۱:* خطواره‌هاي موازي ۱ و ۲ داراي درازاي تقريبي ۸۵ كيلومتر و روند عمومي N-S مي‌باشند. آثار اين دو خطواره از قبيل اثر خطي، خمش اثر سطح‌محوری چين‌ها، پرتگاه‌هاي گسلي و الگوي آبراهه‌اي مستقيم بر روي تصوير ماهواره‌اي (شكل ٤) مشخص مي‌باشد. با توجه به ساختارهاي ايجاد شده در بين اين دو خطواره و در اثر فعاليت مجدد آنها مي‌توان پهنه عرضي-برشي ۱ را با پهناي تقريبي ۲۰ كيلومتر و حركت راستبر معرفی نمود. از تغيير شكل‌های مهمي

که در اثر فعالیت این پهنه ایجاد شده‌اند عبارتند از: خمش راستبر اثر سطح‌محوری چین‌هاي بخش چین خورده-رانده شده مثل چین‌هاي A، B، C، G، H در شکل ٤ (اثر سطح‌محوری چین‌ها در خارج از پهنه داراي روند N-۱۱۰ بوده و در داخل پهنه به N-۱۳۰ تغییر می‌نمایند) و توسعه شکستگیهای P، Ŕ، R درون پهنه.

ـ *خطواره‌هاي ۳ و ۴ و پهنه عرضي-برشي ۲ :* خطواره‌هاي موازي ۳ و ۴ با طول تقريبي ۷۵ کیلومتر و روند عمومي N-۵۰ در شرق پهنه عرضي-برشي ۱ شناسایی شده‌اند (شکل ۵). با توجه به تصویر در اثر عملکرد خطواره ۴، پهنه عرضي-برشي ۲ متشکل از مجموعه‌ای از خطواره‌های مرتبط ایجاد شده است. از ساختارهاي مهم درون این پهنه خمش چپ‌بر اثر سطح‌محوری چین‌ها مانند چین‌هاي F, E, B و نیز توسعه شکستگیهای P, Ŕ, R است (شکل ۵).

ـ *خطواره‌هاي ۶، ۷ و ۸ و پهنه عرضي-برشي ۴:* خطواره ۶ به عنوان پهنه گسلي بالارود داراي روند تقريبي شرقي- غربي و حرکت چپ‌بر مي‌باشد. این گسل حد شمال غربي فروافتادگي دزفول را تشکیل مي‌دهد. در مطالعه تصویر ماهواره‌اي (شکل ٦)؛ خطواره‌هاي ۷ و ۸ به عنوان ادامه شمال شرقي خطواره ۶ قابل تشخیص هستند. در نتیجه عملکرد این دو خطواره پهنه عرضي-برشي ۴ به عنوان ادامه پهنه گسلي بالارود با طول تقريبي ۹۰ کیلومتر، پهناي ۱۵ کیلومتر و روند عمومي N-۶۵ معرفي مي‌شود که خمش چپ‌بر اثر سطح‌محوری چین‌ها و توسعه خطواره‌هاي فرعي از جمله ساختارهاي اصلي مرتبط با این پهنه هستند (شکل ٦).

ـ *خطواره‌هاي ۱۱و۱۲ و پهنه عرضي-برشي ۶ :* این دو خطواره با طول تقريبي ۹۰ کیلومتر و روند عمومي N-۱۶۵ شناسایی شده‌اند (شکل ۷). از جمله شواهد سطحي بکاررفته در شناسایی این خطواره‌ها اثر خطي آنها، خمش راستبر اثر سطح محوری چین‌هاي بخش چین خورده-رانده شده زاگرس، پرتگاههاي گسلي (مناطق الف و ب در شکل ۷) و ایجاد الگوي آبراهه‌اي مستقیم مي‌باشند. با توجه به تغییرشکلهای مشاهده شده مي‌توان يك پهنه عرضي-برشي با پهناي متوسط ۹ کیلومتر در اثر فعالیت این خطواره‌ها معرفي نمود. این پهنه در قسمت مرکزي با پهنه عرضي-برشي ۴ تداخل داشته و بسمت شمال به گسل اصلي زاگرس (MZF) برخورد مي‌کند. خمش و تغییر روند راستبر اثر سطح‌محوری چین‌هاي درون پهنه، توسعه خطواره‌هاي فرعي و تشکیل چین‌هاي جوان با روندي متفاوت با روند چین‌هاي بخش چین خورده-رانده شده زاگرس همانند چین‌هاي N, M, L، از جمله ساختارهاي مرتبط با این پهنه عرضي-برشي راستبر مي‌باشند (شکل ۷). در اثر تداخل قسمت مرکزي این پهنه با پهنه ۴، در محل گسل اصلي زاگرس بهم‌ریختگي و پیچیدگي ساختاري مشاهده مي‌شود که در نتیجه آن روند گسل اصلي زاگرس قابل تشخیص بر روي تصویر ماهواره‌اي نمي‌باشد (منطقه ج در شکل ۷).

۳-۲- خطواره‌هاي گسلی و پهنه های عرضي-برشي در منطقه **B** (شکل ۸)

ـ *خطواره‌هاي ۱۳ و۱۴ و پهنه عرضي-برشي ۷:* این دو خطواره با طول تقريبي ۵۰ کیلومتر و روند عمومي N-۴۰ به موازات یکدیگر مي‌باشند (شکل ۹). همانطور که در شکل ۹ مشاهده می‌گردد، مجموعه‌ای از خطواره‌ها با جدایش‌های متفاوت چپ بر و راستبر مابین این دو خطواره شناسایی شده‌اند که معرف پهنه عرضي-برشي ۷ می‌باشند. حرکت چپ‌بر در این پهنه با توجه به خمش چپ‌بر اثر سطح‌محوری چین‌هایي چون چین‌هاي F, E, D, C در شکل ۹ تحلیل گردیده است. در این تحلیل خطواره‌های ۱۳ و ۱۴ و ۷-۲ بعنوان شکستگیP یک گسله اصلی در پی‌سنگ است و خطواره‌های ۷-۱ و ۷-۳ به ترتیب شکستگیهای P و'R این گسله می‌باشند.

ـ *خطواره‌هاي ۱۵ و ۱۶ و پهنه عرضي-برشي ۸: پهنه عرضي-برشي ۸:* در اثر فعالیت خطواره‌هاي ۱۵ و ۱۶ که با آرایش نردباني نسبت به هم قرار دارند و اثر خطي آنها حتي بر روي رسوبات آبرفتي هم قابل تشخیص است، ایجاد شده است. این پهنه عرضي-برشي داراي طول ۴۰ کیلومتر و روند N-۲۰ است که با حرکت راستبر خود سبب خمش راستبر اثر سطح‌محوری چین‌ها شده است (شکل ۹).

ـ *خطواره‌هاي ۱۷ و ۱۸ و پهنه عرضي-برشي ۹:* خطواره‌هاي ۱۷ و ۱۸ در شرق پهنه عرضي-برشي ۷ و ۸ شناسایی شده‌اند (شکل ۸ و شکل ۱۰). خطواره ۱۷ با طول حدود ۱۱۳ کیلومتر دارای روند N-۱۶۵ است که قبلاً بخشي از آن به عنوان گسل ایذه (هندیجان) معرفي شده است (Falcon 1969). خطواره ۱۸ نیز در شرق خطواره ۱۷ با طول تقريبي ۹۰ کیلومتر و به موازات آن قرار دارد. آثار خطي هر دو خطواره بر روي تصویر ماهواره‌اي (شکل ۱۰) قابل مشاهده است. عملکرد این دو خطواره سبب بوجود آمدن پهنه عرضي-برشي ۹ مابین آنها شده است. ساختارهاي ایجاد شده در اثر عملکرد این پهنه عبارتند از تغییر روند و خمش راستبر اثر سطح‌محوری چین‌های بخش چین‌خورده-رانده (Q, P, N, M, L, در شکل ۱۰) و ایجاد چین‌هاي جوانتر (K, H, G, B در شکل ۱۰).

جدول ۱- مشخصات خطواره‌هاي عرضي-برشي به تفکیک منطقه مورد مطالعه، که جزئیات آنها در متن ذکر نشده است.

شماره خطواره	طول (Km)	روند	نوع جابجايي	منطقه دربرگيرنده خطواره در شکل ۲
۵	۷۰	N-۵۰	چپ‌بر	A
۹	۹۰	N-S	راستبر	A
۱۰	۹۰	N-S	راستبر	A
۱۹	۴۵	N-۱۶۵	راستبر	B
۲۰	۴۵	N-۱۶۵	راستبر	B
۲۱	۸۰	N-۷۵	چپ‌بر	B
۲۲	۸۰	N-S	راستبر	B
۲۳	۳۷	N-۳۲	چپ‌بر	B
۲۴	۵۵	N-۳۲	چپ‌بر	B
۲۵	۵۵	N-۹۰	چپ‌بر	B
۲۶	۷۵	N-۲۰	راستبر	B
۲۷	۸۰	N-۶۰	چپ‌بر	C
۲۸	۸۰	N-۶۰	چپ‌بر	C
۲۹	۴۰	N-S	راستبر	C
۳۰	۹۳	N-۱۶۵	راستبر	C
۳۱	۳۰	N-۶۵	چپ‌بر	C
۳۲	۳۰	N-۶۵	چپ‌بر	C
۳۳	۳۰	N-۳۰	چپ‌بر	C
۳۴	۳۰	N-۳۰	چپ‌بر	C
۳۶	۸۳	N-S	راستبر	C
۳۷	۸۰	N-S	راستبر	C
۳۸	۲۴	N-۶۰	چپ‌بر	C

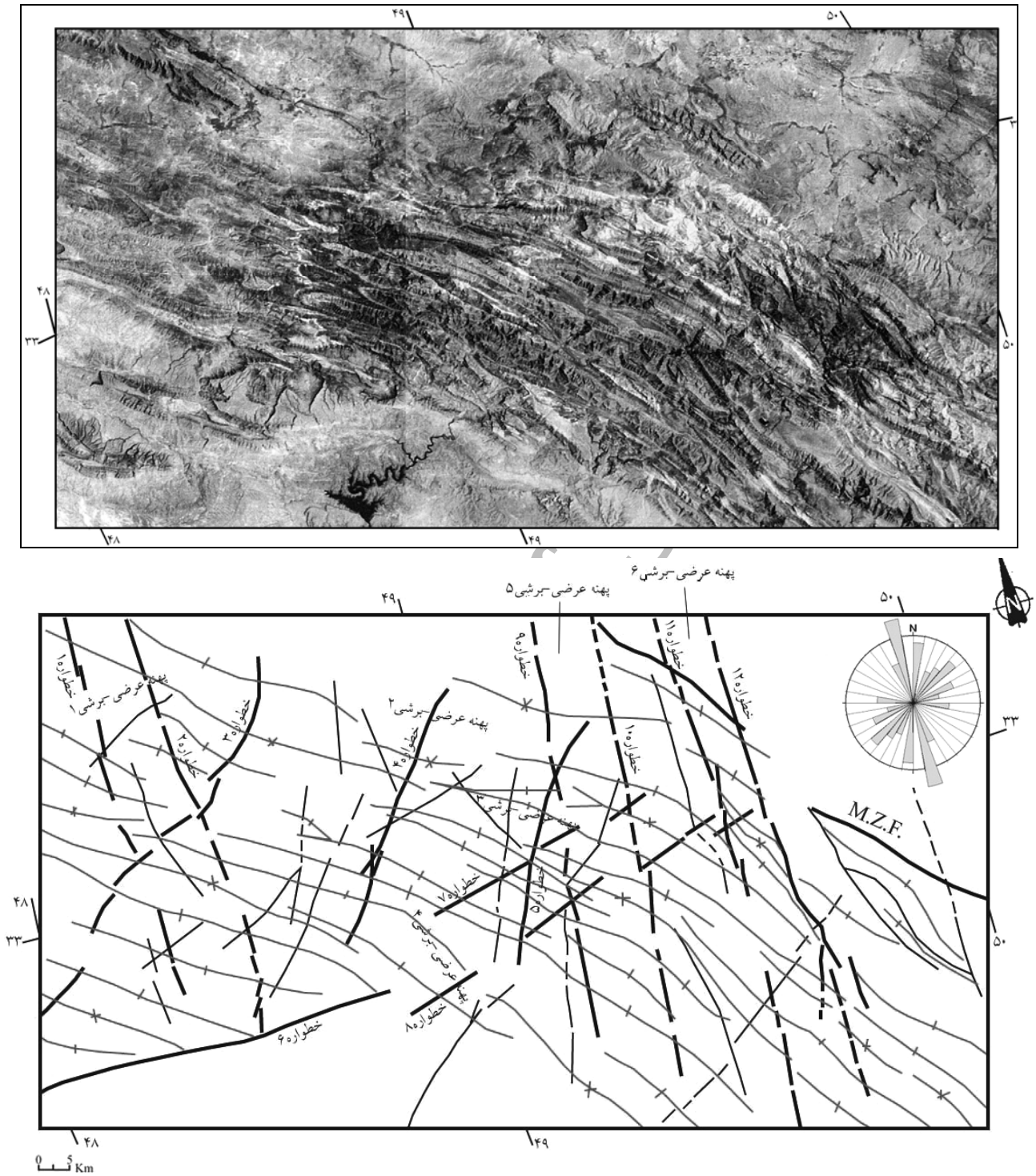
با روند اثر سطح محوري متفاوت و محدود مابين دو خطواره اصلي پهنه در اثر عملکرد مجدد برشی در پهنه، این چین‌ها نیز برش‌خورده و چرخش راستبري را نشان مي‌دهند. توسعه خطواره‌هاي فرعي درون پهنه نیز از دیگر ساختارهاي مرتبط با آن محسوب مي‌شود (شکل ۱۰).

۳-۳- خطواره‌هاي گسلی و پهنه های عرضي-برشي در منطقه **C** (شکل ۱۱)

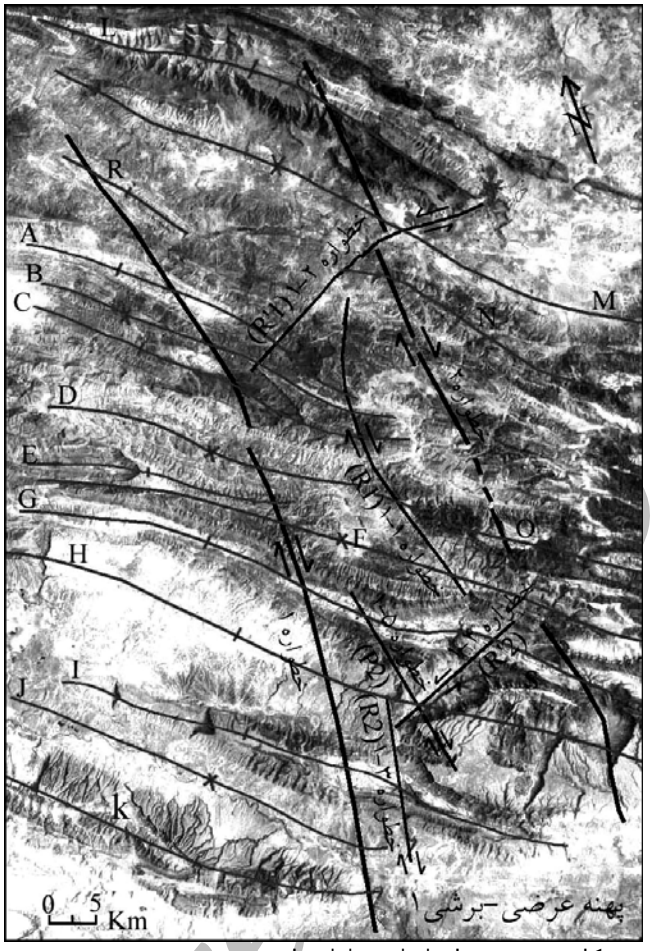
ـ خطواره‌هاي ۳۹ و ۴۱ و پهنه عرضي-برشي ۱۲: این دو خطواره و پهنه عرضي-برشي ۱۲ مابین آنها داراي روند N-۱۶۵ و طول تقريبي ۸۵ کیلومتر مي‌باشند و با حرکت راستبر خود سبب ایجاد خطواره‌هاي ۱-۱۲ و ۲-۱۲ و خمش راستبر اثر سطح‌محوری چین‌ها شده‌اند (شکل ۱۲). خطواره‌هاي ۱-۱۲ و۲-۱۲ بعنوان شکستگیهای R و Ŕ گسله اصلی زیرسطحی که معرف پهنه است تحلیل گردیده‌اند. این گسله اصلی زیرسطحی با روند تقریبا شمالی-جنوبی بعنوان خطواره‌گسلی پی‌سنگی (Nogol-e-Sadat *et al.* 1993) (شکل ۲) معرفی شده است. این پهنه همچنین به عنوان قطعه گسلي ياسوج توسط Sepehr (2000) معرفي شده است. در این معرفي خطواره ۳۹ قسمتي از گسل اصلي كازرون و خطواره ۴۱ به عنوان گسل منقارك در نظر گرفته شده است.

٤- ارتباط گسله‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسايي شده با گسل‌های پی‌سنگی و خطواره‌های مغناطیسی

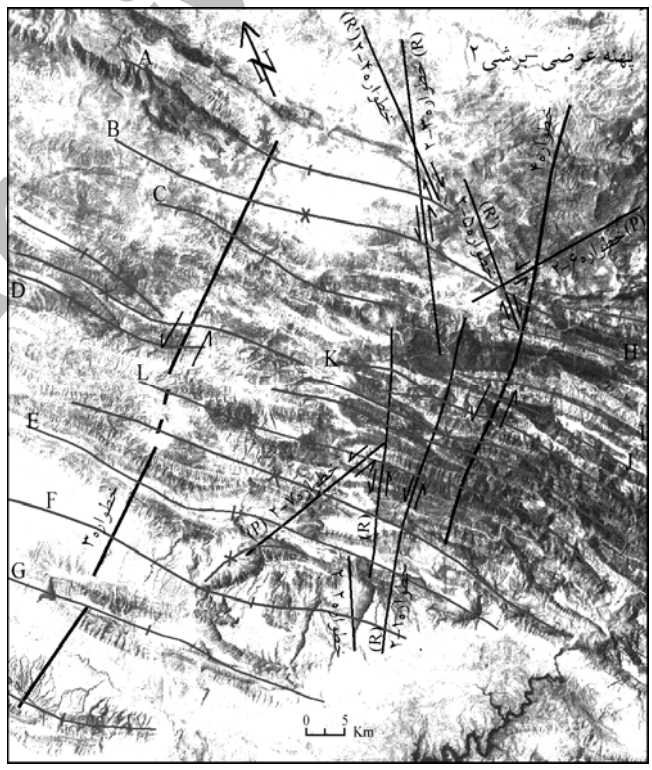
با بررسي نقشه‌هاي گسل‌های اصلي پي‌سنگي (Nogol-e- Sadat *et al.* 1993) و خطواره‌هاي مغناطيسي (Tabatabai 1998) و مقايسه آن با خطواره‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي مهم شناسايي شده در اين مطالعه (شكل ۲)، مشاهده مي‌شود برخي از خطواره‌ها و پهنه‌هاي شناسايي شده منطبق با برخي از گسل‌های اصلي پي‌سنگي و خطواره‌هاي مغناطيسي مي‌باشند. برای مثال خطواره‌های ۶ و ۱۱ و پهنه‌های عرضی-برشی ۴ و ۶ در شکل ۳ بموازات گسل‌های پی سنگی و خطواره‌های مغناطیسی در شکل ۲ می‌باشند. همچنین در شکل ۸ خطواره‌های ۱۷ و۱۸ و پهنه عرضی-برشی ۹ مابین آنها و خطواره ۲۶ نیز بموازات آنها در شکل ۲ می‌باشند. خطواره‌های ۳۶ و ۳۸ در شکل ۱۱ نیز بموازات گسل‌های پی سنگی در شکل ۲ هستند. این انطباق‌ها مي‌تواند بيانگر پي‌سنگي بودن خطواره‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسايي شده باشند. شكل ۲ همچنين نشان مي‌دهد كه پهنه‌هاي عرضي-برشي ۶ و ۹ (در اشكال ۳ و ۸) در ادامه يكديگرند و نيز خطواره ۶ می‌تواند ادامه پهنه عرضي-برشي ۴ باشد (شكل ۳).



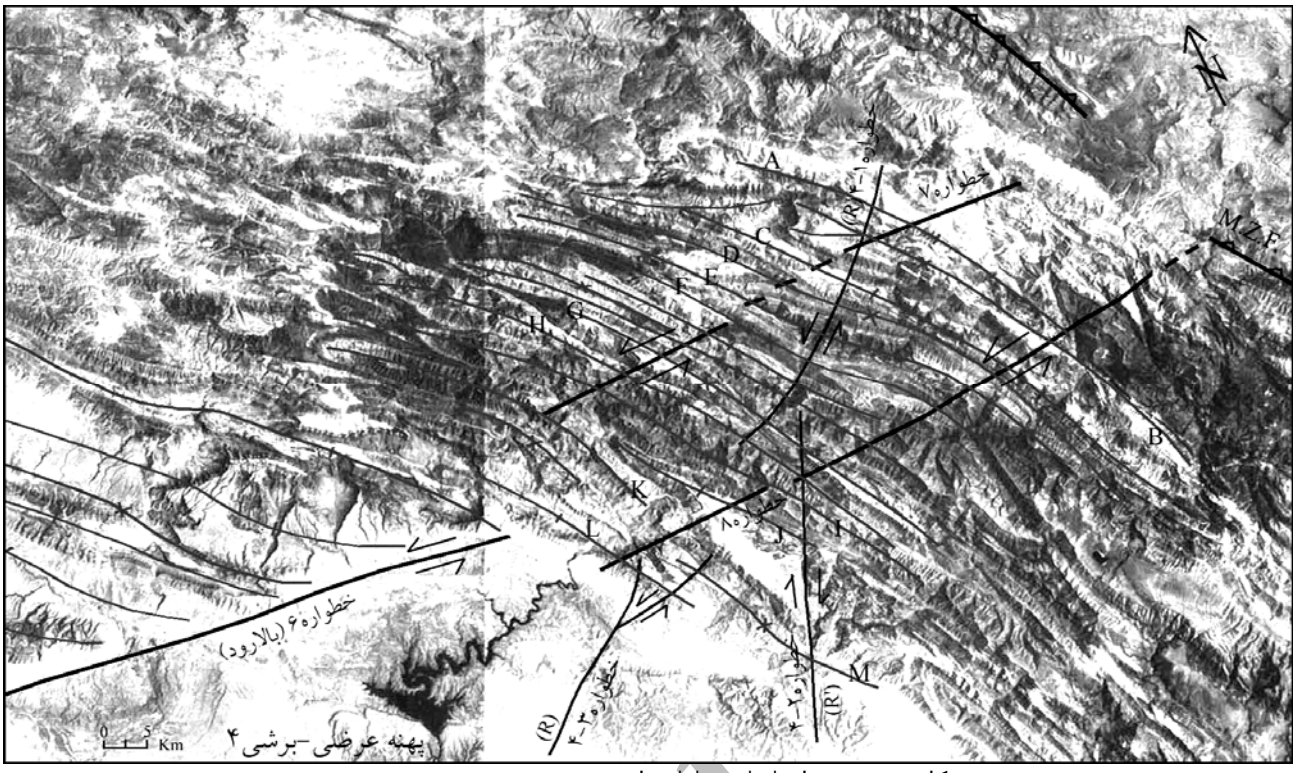
شکل ۳- تصوير ماهواره‌اي و نقشه ساختاري منطقه **A** در مقياس۱:۲۵۰۰۰۰.



شکل ٤- تصویر ماهواره‌ای خطواره‌های ۱ و ۲ پهنه عرضی-برشی ۱.

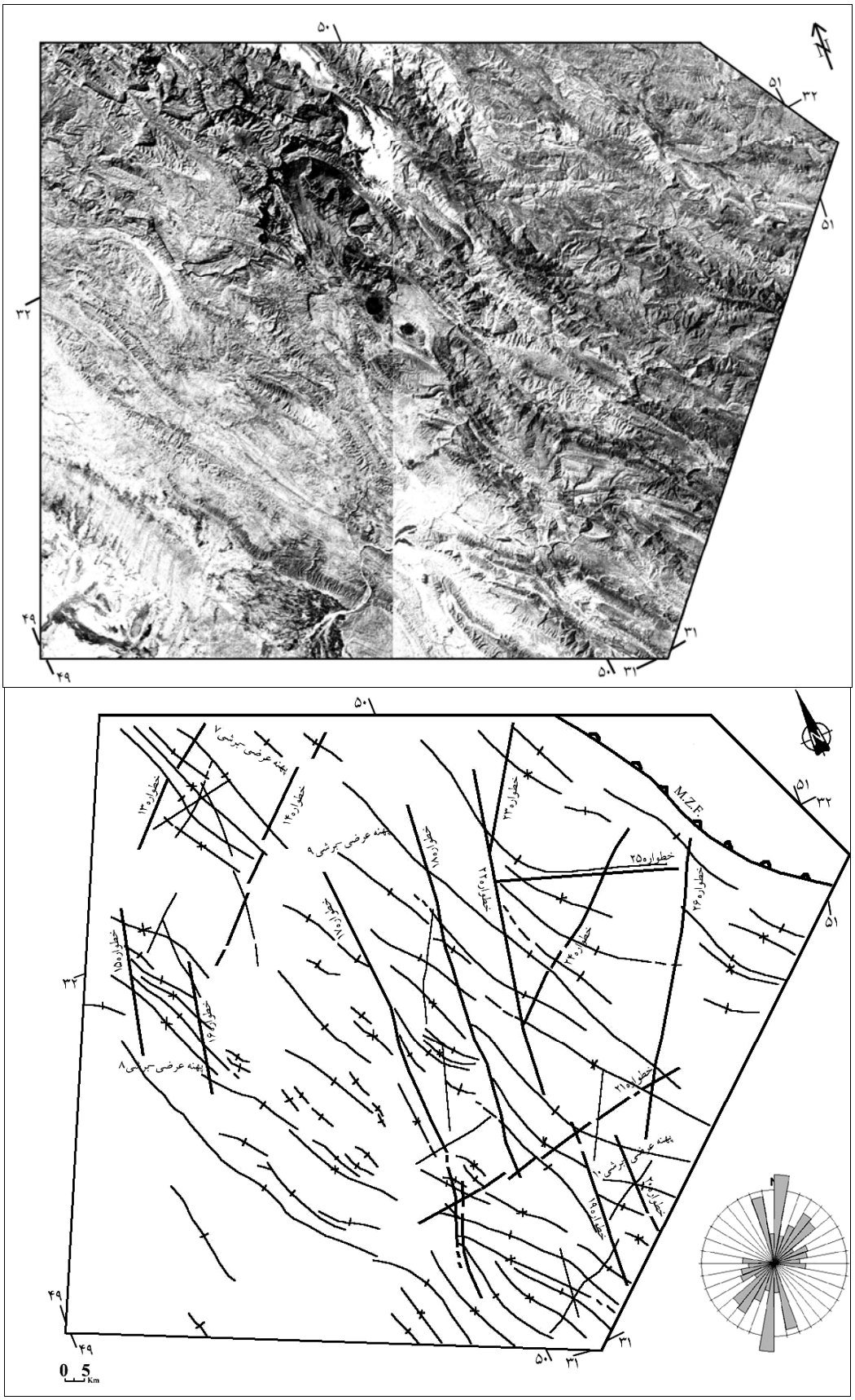


شکل ۵- تصویر ماهواره‌اي خطواره‌هاي ۳، ۴ و پهنه عرضي- برشي ۲.

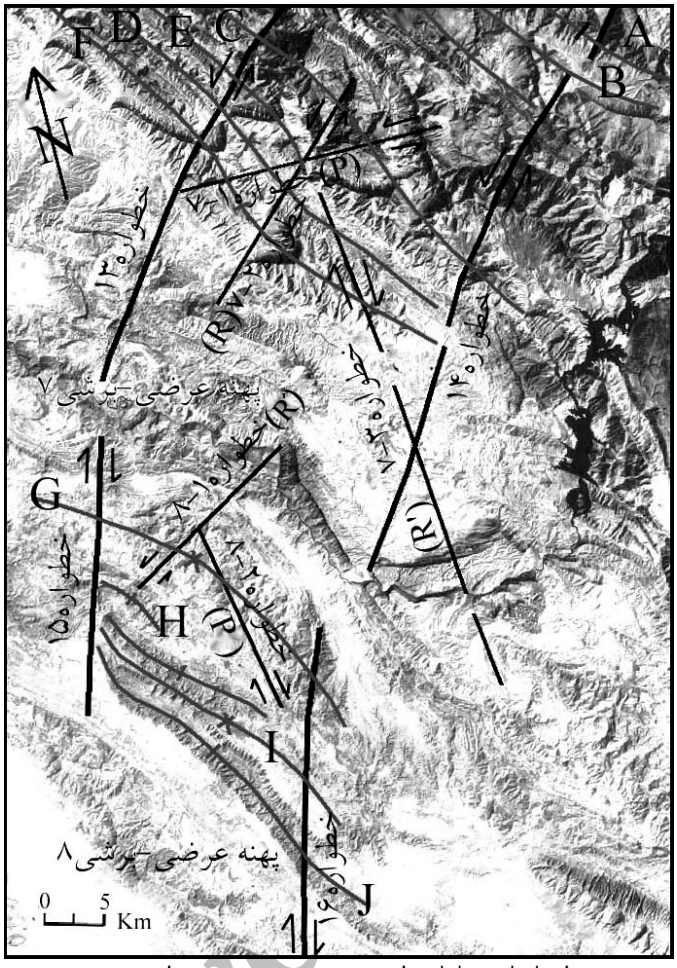


شکل ٦- تصویر ماهواره‌اي خطواره‌هاي ٦، ۷، ۸ و پهنه عرضي-برشي ٤.

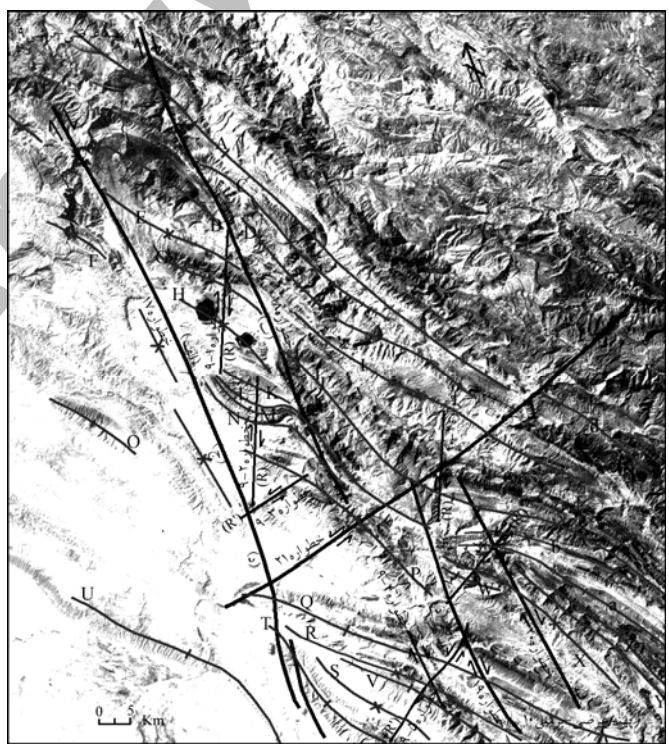
شکل ۷- تصویر ماهواره‌اي خطواره‌هاي ۱۱، ۱۲و پهنه عرضي-برشي ٦.



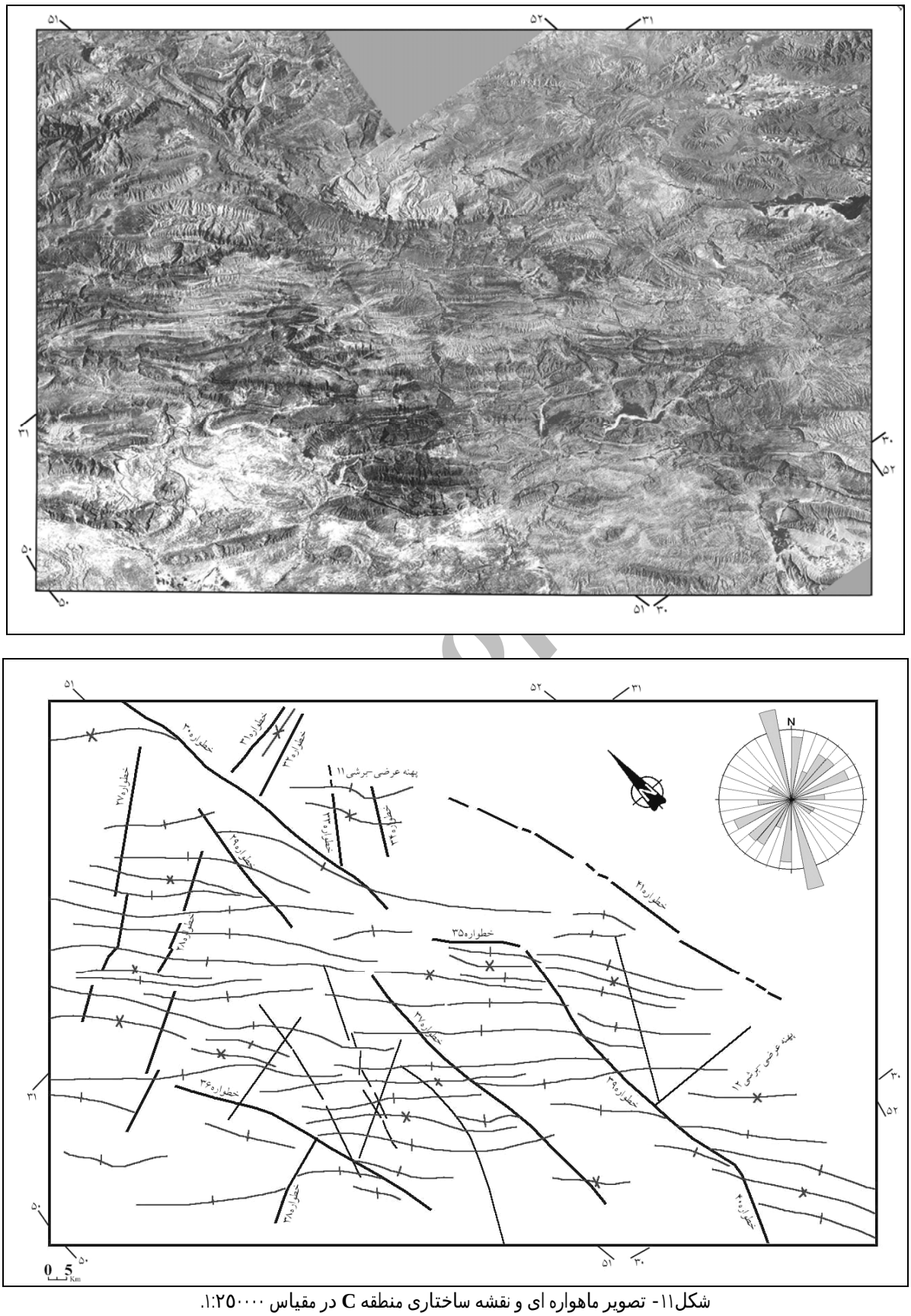
شکل۸- تصویر ماهواره‌ای و نقشه ساختاری منطقه **B** در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.



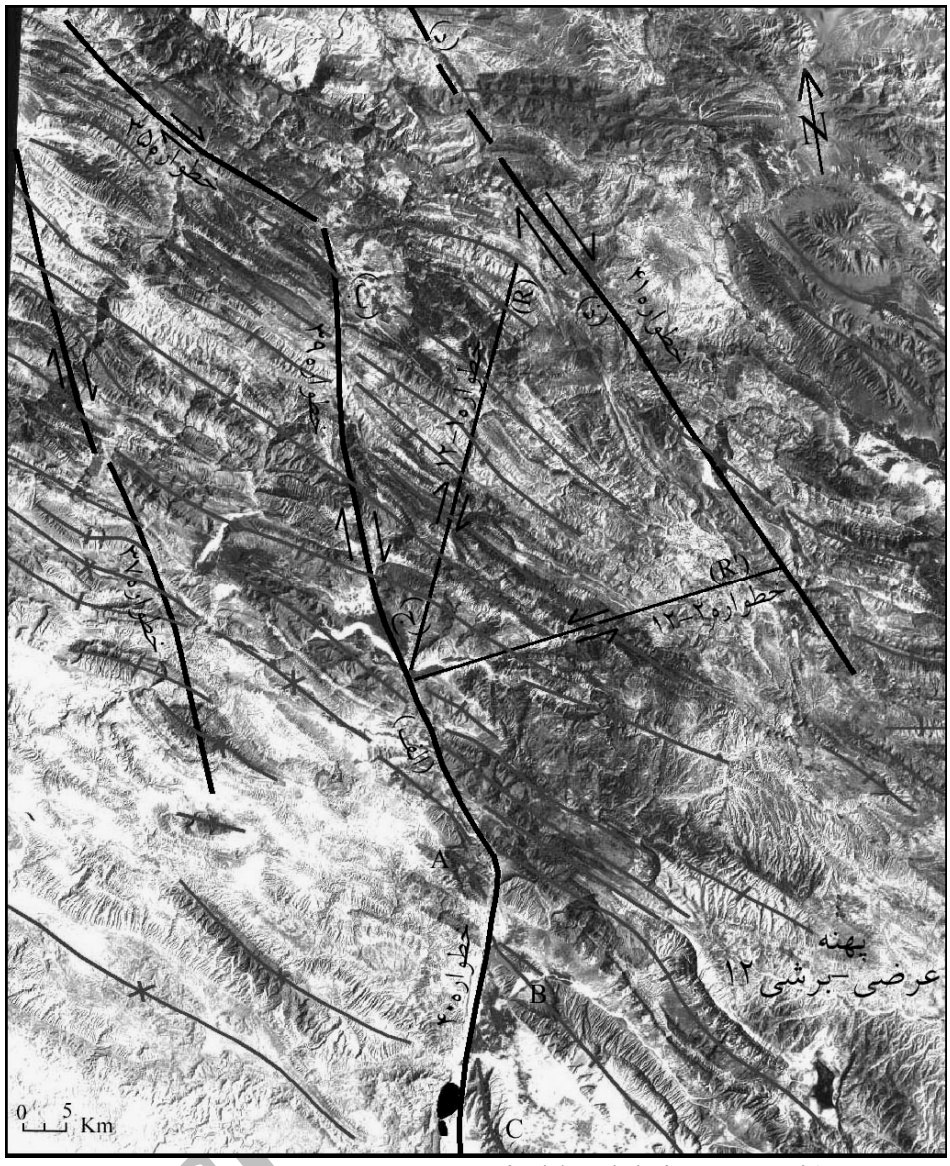
شکل ۹- تصویر ماهواره‌اي خطواره‌هاي ۱۳، ۱٤، ۱۵، ۱٦ و پهنه‌هاي عرضي- برشي ۷ و ۸.



شکل ۱۰- تصویر ماهواره‌اي خطواره‌هاي ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۱۷ و پهنه های عرضي- برشي ۹ و ۱۰.



شکل۱۱- تصویر ماهواره ای و نقشه ساختاری منطقه **C** در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.



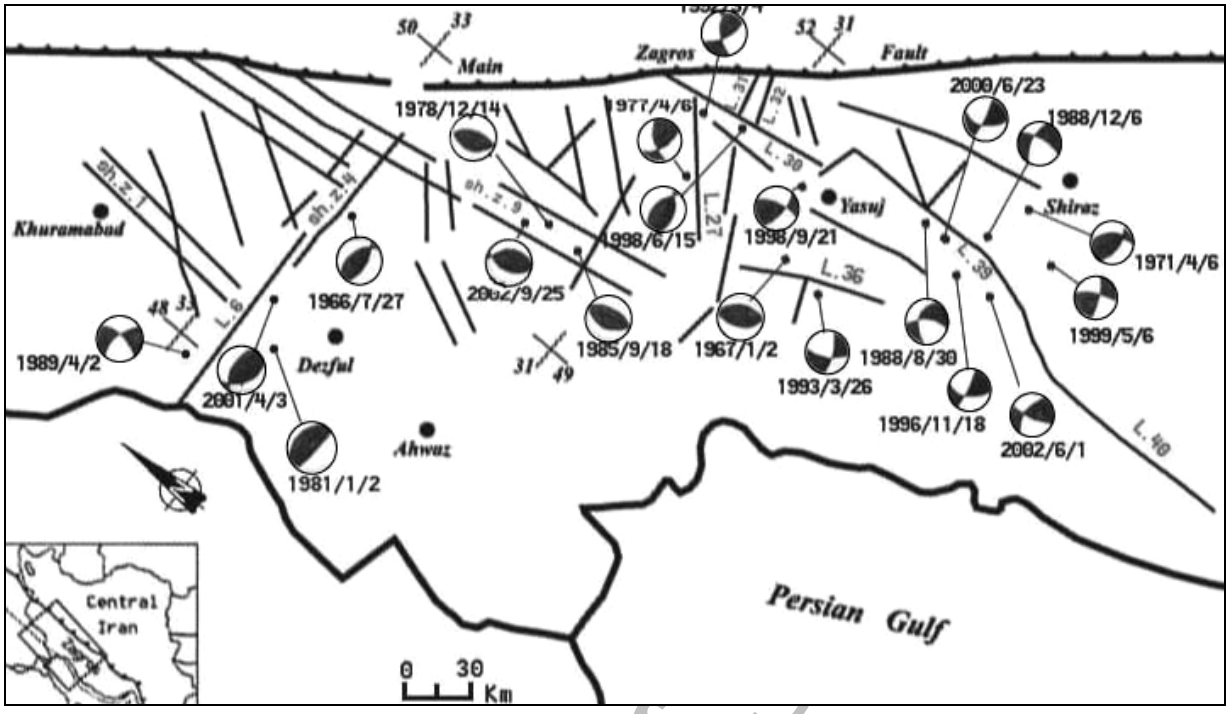
شکل ۱۲- تصوير ماهواره‌اي خطواره‌هاي ۳۵، ۳۹، ۴۰ و ۴۱ و پهنه عرضي-برشي ۱۲.

۵- بررسي لرزه زمينساخت منطقه و توان لرزه‌زايي گسله‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسايي شده

بررسي و پژوهشهاي گوناگوني بويژه در سه دهه گذشته بر روي لرزه‌خيزي و تحليل لرزه زمين‌ساختي زاگرس صورت گرفته است. از آنجا كه شبكه لرزه‌نگاري كشور و شبكه‌هاي جهاني پوشش مناسبي از منطقه مورد مطالعه ندارند و از طرفي غالب زلزله‌ها با گسلش سطحي همراه نيستند، تعيين مشخصه‌هاي دقيق زلزله و سرچشمه‌هاي لرزه زا با مشكلاتي همراه بوده است. محققيني چون Berbrian & Papastamatiou (1978)، Jackson *et al.* (1981) معتقد به ايجاد گسلش زمين‌لرزه‌اي درون پي سنگ بوده در حالي كه برخي ديگر (Mcquarrie 2004، Von Dollen *et al.* 1977، Savage *et al.* 1977) معتقدند اكثر زلزله‌هاي زاگرس در عمق كم و درون پوشش رسوبي رخ مي‌دهند. مطالعه بر روي ۲۰۸ زلزله تاريخي و دستگاهي در منطقه مورد مطالعه حاكي از آن است كه زلزله‌ها عموماً داراي بزرگي M_s =۴/۴ـ۶/۳ و عمق حدود ۶ تا ۳۳ كيلومتر و معمولاً فاقد گسلش سطحي هستند. با مقايسه اين زلزله‌ها با خطواره‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسايي شده چنين به نظر مي‌رسد كه بسياري از اين زلزله‌ها، كه فاقد گسلش سطحي نيز هستند، با توجه به موقعيت و سازوكار كانوني آنها، مرتبط با برخي از خطواره‌هاي گسلي و پهنه‌هاي شناسايي شده در منطقه مورد مطالعه مي‌باشند (داودي و همكاران ۱۳۸۲) (شكل ۱۳ و جدول ۲). اين مطلب مؤيد آن است كه خطواره‌ها و پهنه‌ها رخنمون سطحي گسل‌هاي فعال مدفون هستند.

جدول ۲- مشخصات زلزله‌هاي منطبق با برخي از خطواره‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسايي شده. منابع مورد استفاده دربـرآورد عمـق کـانوني زلزله‌ها عبارتند از: **BJP: Baker *et al*. 1993, NB: Ni & Barazangi 1986،H:http://www.Seismology.harvard.edu/CMTsearch.html** .

تاريخ رويداد زلزله (ميلادي)	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي	M_s	M_b	عمق (Km)	سازوكار	خطواره يا پهنه عرضي- برشي مرتبط
۱۹۸۹/۴/۲	۴۷/۶۲	۳۲/۸۹	۵	-	۱۵(H)	امتداد لغز راستبر	پهنه عرضي-برشي ۱
۲۰۰۱/۴/۳	۴۷/۸	۳۳/۵۸	۴/۵	-	۳۰/۷(H)	معكوس با مؤلفه امتداد لغز چپ‌بر	خطواره ۶ و پهنه عرضي-برشي ۴
۱۹۸۱/۱/۲	۴۷/۸۲	۳۲/۲۲	۴/۷	-	۱۵(H)	معكوس	خطواره ۶ و پهنه عرضي-برشي ۴
۱۹۶۶/۷/۲۷	۴۸/۷۸	۳۲/۶۸	-	۵/۳	-	معكوس با مؤلفه امتداد لغز چپ‌بر	خطواره ۶ و پهنه عرضي-برشي ۴
۲۰۰۲/۹/۲۵	۴۹/۱	۳۲/۰۴	۵/۱	-	۱۵(H)	معكوس با مؤلفه امتداد لغز راستبر	پهنه عرضي-برشي ۹
۱۹۸۵/۹/۱۸	۴۹/۶۲	۳۱/۴۵	۴/۴	-	۱۱(H)	معكوس	پهنه عرضي-برشي ۹
۱۹۶۷/۱/۲	۵۰/۷	۳۰/۷	۵	-	-	معكوس	خطواره ۳۶
۱۹۹۳/۳/۲۶	۵۰/۶۵	۳۰/۵۴	۴/۷	-	۳۳(H)	امتداد لغز راستبر	خطواره ۳۶
۱۹۷۸/۱۲/۱۴	۴۹/۳۶	۳۱/۸۵	۶/۲	-	۱۵(H)	معكوس	پهنه عرضي-برشي ۹
۱۹۷۷/۴/۶	۵۰/۲۶	۳۱/۳۴	۵/۹	-	۸±۳(NB) ۱۰(H)	امتداد لغز چپ‌بر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۲۷
۱۹۹۲/۳/۴	۵۰/۷۱	۳۱/۶۴	۴/۵	-	۳۳(H)	امتداد لغز چپ‌بر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۲۷
۱۹۹۸/۶/۱۵	۵۰/۹	۳۱/۵۳	-	۴/۸	۳۱(H)	معكوس با مؤلفه كوچك امتداد لغز چپ‌بر	خطواره ۳۱ يا ۳۲
۱۹۹۸/۹/۲۱	۵۱/۰۷	۳۰/۹	-	۴/۶	۳۳(H)	امتداد لغز راستبر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۳۰
۲۰۰۰/۶/۲۳	۵۱/۲۵	۲۹/۹۳	۴/۵	-	۳۳(H)	امتداد لغز راستبر	خطواره ۳۹ و ۴۰
۱۹۸۸/۸/۳۰	۵۱/۲۶	۳۰/۰۷	۴/۵	-	۱۵(H)	امتداد لغز راستبر	خطواره ۳۹ و ۴۰
۱۹۹۶/۱۱/۱۸	۵۱/۱۲	۲۹/۷۶	۵	-	۳۳(H)	امتداد لغز راستبر با مؤلفه معكوس	خطواره ۳۹ و ۴۰
۲۰۰۲/۶/۱	۵۱/۲۳	۲۹/۵۷	-	۴/۹	۳۳(H)	امتداد لغز راستبر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۳۹ و ۴۰
۱۹۹۹/۵/۶	۵۲/۰۳	۲۹/۳۴	۶/۳	-	۱۷(H)	امتداد لغز راستبر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۳۹ و ۴۰
۱۹۸۸/۱۲/۶	۵۱/۵۸	۳۰	۵/۶	-	۱۰±۲ (BJP) ۱۵ (H)	امتداد لغز راستبر	خطواره ۳۹ و ۴۰
۱۹۷۱/۴/۶	۵۱/۹۱	۲۹/۸	-	۵/۲	۶±۲ (BJP)	امتداد لغز راستبر با مؤلفه كوچك معكوس	خطواره ۳۹ و ۴۰



شکل۱۳- نقشه لرزه زمینساخت منطقه مورد مطالعه که ارتباط بین برخی خطواره ها و پهنه های عرضی-برشی شناسایی شده با زلزله های رخ داده در منطقه را نشان می دهد. **sh.z** معرف پهنه های عرضی-برشی و **L.** معرف خطواره‌ها می‌باشند.

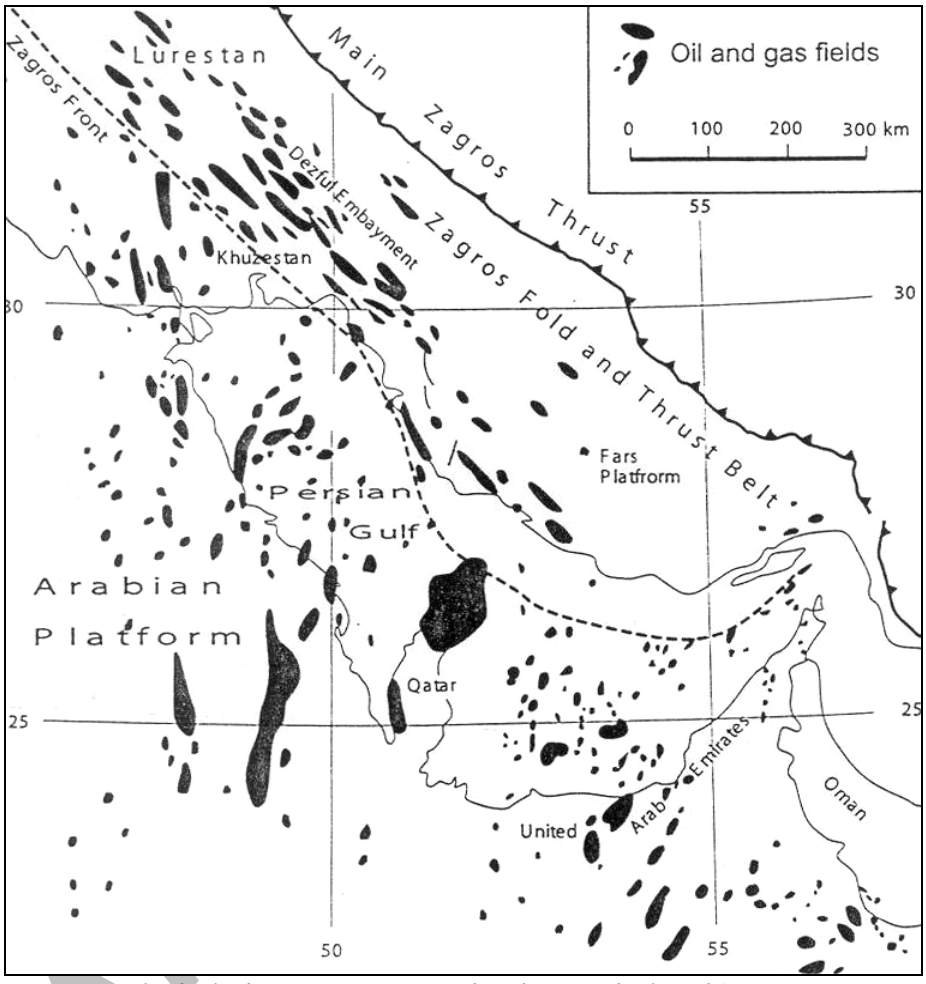
با توجه به عمق کانون زلزله‌ها (جدول ۲) و عمق پي سنگ (مطیعی ۱۳۷۴) در منطقه مورد مطالعه به نظر مي‌رسد گسلش عامل زمین‌لرزه‌های شمال‌غرب زاگرس در پي سنگ و عمدتاً متاثر از جنبش مجدد گسل‌های پی سنگی بوقوع پیوسته‌اند. گرچه زمینلرزه‌هایی با سازوکار برابر گسل‌های راندگی زاگرس چین‌خورده-رانده شده نیز وقوع یافته‌اند. گسل‌های راندگی که از منطقه جدایش (Detachment Zone) پی‌سنگ و پوشش رسوبی سرچشمه گرفته‌اند. مثالی از چنین زمین‌لرزه‌هایی می‌تواند زمین‌لرزه میشان (Berberian 1995) باشد. وجود سه لایه شکل پذیر (اینفراکامبرین، ژوراسیك و میوسن) در پوشش رسوبي (با ضخامت ۶ تا ۱۲ کیلومتر) سبب مستهلك شدن گسلش زمینلرزه‌اي و عدم رخنمون سطحي آنها شده است در حالیکه اثر جابجايي این خطواره‌های گسلی و پهنه‌های عرضی-برشی در پي سنگ موجب بروز تغییر شکل‌هایي (جزئیات آنها در بخش ۳ ارائه گردید) در پوشش رسوبي شده است.

۶- ارتباط خطواره‌های گسلی شناسایي شده با ذخایر هیدروکربوري شمال‌غرب زاگرس

از آنجا که ۹۸/۷% ذخایر نفت و ۹۲% ذخایر گازي خاورمیانه در حاشیه شمال شرقي پلات فورم عربي واقع است (Beydoun 1991)، مطالعات زمین شناسي نفت منطقه حائز اهمیت است. میادین هیدروکربوري منطقه خلیج فارس داراي دو روند N-S و NW-SE است(شکل ١٤). همانطور که در این شکل مشاهده مي‌شود در کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس میدان‌هاي نفتي اصلي در ارتباط با تاقدیس‌هاي با روند NW-SE هستند و ذخایر درون رسوبات ترشیري مي‌باشند، در صورتیکه در منطقه عربستان، جنوب کمربند زاگرس، میدان‌هاي نفتي در ارتباط با تاقدیس‌هاي با روند N-S بوده و ذخایر درون سنگ‌هاي مخزن ژوراسیك میاني ـ کرتاسه مي‌باشند (Beydoun 1991). لذا به نظر مي‌رسد ذخایر هیدروکربوري با روند N-S (درون رسوبات ژوراسیك-کرتاسه) که بر روي پلات فورم عربي قبل از برخورد وجود داشته‌اند می‌توانند بعد از برخورد به درون تاقدیس‌هاي با روند NW-SE (رسوبات الیگوسن ـ میوسن) مهاجرت ثانویه کرده باشند. مهاجرت ثانویه هیدروکربورها به دو عامل شکستگي هاي ایجاد شده در اثر چین‌خوردگي رسوبات پوشاننده (Stoneley 1987) و حرکت در طول گسل‌هاي پي‌سنگي (Bushara 1995; Ameen 1992; Beydoun 1991) نسبت داده شده است. بنابراین گسل‌هاي پي‌سنگي نقش اساسی در ایجاد میدان‌هاي هیدروکربوري پلات فورم عربي داشته‌اند (شکل ۱۴).

بر اساس نتایج بدست آمده از این مطالعه خطواره‌های گسلی و پهنه‌های عرضی-برشی همراه آنها با توجه به پی‌سنگی بودنشان

می‌توانند بر تجمع هیدروکربورهاي زاگـرس مـوثر باشـند. معرفـي خطواره های گسلی و پهنه های عرضی- برشی پي‌سنگي شناسايي شـده در ایـن مقالـه مـي‌توانـد راهگـشایی بـر پـی‌جـویی ذخـایر هیدروکربوري جدید با روندي متفاوت با روند عمومي زاگـرس نیـز باشد. برخـي از میـادین نفتـی کـه جدیـدا" مـورد شناسـایي قـرار گرفته‌اند، همچون تاقدیس‌های هیدروکربوري کبود، قلعه نار و لـب سفید با روند تقریبي E-W در امتداد گـسل پـي‌سـنگي بـالارود و تاقدیس‌های ژئوفیزیکي فال و رنزن با روند تقریبي N-S در امتـداد پهنـه عرضـي-برشـي ۹ (گـسل ایـذه) و بـا پتانـسیل ذخـایر هیدروکربوري (NIOC 1378) مثالهایي از چنین میادین نفتی مـي باشند. لذا محل خطواره های گسلی و پهنه هـای عرضـی- برشـی شناسایی شده در این مطالعه مي تواند مناطق مناسب جهـت پـي جوئي‌های اکتشافی نفتی در آینده باشد.



شکل ١٤- نقشه موقعیت و شکل میدان‌های نفتی خلیج فارس و شبه جزیره عربستان. اقتباس از (**Beydoun (1991**).

۷- بحث و نتیجه گیری

با توجه بـه یکـسان بـودن پـی‌سـنگ زاگـرس بـا پـی‌سـنگ پـلات‌فرمـی عربـی (Stocklin 1977) بنـابراین گـسل‌هـای اصـلی پـی‌سـنگی در منطقـه مطالعـه را مـی‌تـوان بعنـوان پهنـه اصـلی تغییرشکل (Principal Deformation Zone: PDZ) درپی‌سـنگ و همرونـد بـا رونـد گـسل‌هـای پـی‌سـنگی در پـلات‌فـرم عربـی در نظرگرفت. با عنایت به رونـد غالـب تقریبـا شـمالی-جنـوبی ایـن گسل‌ها در پلات‌فرم عربی، این پهنه‌های اصلی گسلی در پی‌سـنگ زاگرس نیز می‌توانند چنین روندی داشته باشند. بـر مبنـای نتـایج آزمایشات تجربی Nayler *et al.* (1986) اثـر حرکـت یـک چنـین پهنه‌گسلی پی‌سنگی، پس از برخورد قاره‌قاره ورق عربـی بـا ایـران مرکـزی و تـشکیل کـوهزاد زاگـرس از زمـان میوسـن پـسین (Berberian 1995) ، می‌تواند موجب رشد و توسعه شکـستگیهای R, P و R' در پوشش رسـوبی شـده باشـد. نتـایج بدسـت آمـده از آزمایشات تجربی (بطور مثال Darrell *et al.* 1999) نشان می‌دهـد که با وجود یک افق پلاستیک مشابه هرمز بر روی پـی‌سـنگ ایـن شکستگی‌ها در اثر حرکـت گـسله پـی‌سـنگی در پوشـش رسـوبی توسعه می‌یابند. دیگر آزمایشات تجربـی (بطـور مثـال Cotton & Koyi 2000) نیز نشان داده‌اند که چین‌های نردبانی، ملایم بـا اثـر سطح‌محوری تغیرشکل نیافته در اثر حرکت گسل‌های پـی‌سـنگی

در پوشش رسوبی توسعه می‌یابند، مانند چینهای ملایم E، G، H و K در پهنه عرضي-برشي ۹ در شکل ۱۰ بررسی فراوانی روند خطواره‌های گسلی شناسایی شده در این مقاله (شکل ۲) نشان می‌دهد که خطواره‌های گسلی با روند آزیموتی عمومی ۱۶۰، ۱۹۰ و ۲۵۰ از فراوانی بیشتری برخوردارند. خطواره‌های گسلی۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ (شکل ۳) ، ۱۷ و ۱۸ (شکل ۸) و ۳۰، ۳۶ و ۳۷ (شکل ۱۱) با روندهای عمومی ۱۶۰ تا ۱۷۰ می‌توانند شکستگی P چنین پهنه‌های گسلی پی‌سنگی در منطقه مطالعه باشند. خطواره‌های ۳، ۴ و ۵ (شکل ۳)، ۲۳و ۲۶ (شکل ۸) و ۱-۱۲، ۳۳ و ۳۴ می‌توانند شکستگی R این پهنه‌ها باشند. خطواره‌های ۱، ۶ و ۷ (شکل ۳) ، ۲۱ و ۲۵ (شکل ۸) و خطواره‌های ۳۱، ۳۲ و ۲-۱۲ (شکل ۱۱) می‌توانند شکستگی R' این پهنه گسلی پی‌سنگی باشند.

انطباق غالب خطواره‌ها و پهنه‌های عرضی- برشی شناسایی شده در این مطالعه با گسل‌های اصلي پی‌سنگی و خطواره‌های مغناطیسي (Nogol-e-Sadat *et al.* 1993; Tabatabai 1998) از یکطرف و عمق زلزله‌های مرتبط با آنها از طرف دیگر می‌توانند بیانگر پي‌سنگي بودن این خطواره‌ها باشند. از مهمترین نتایج حاصل از این انطباق معرفي پهنه عرضي-برشي ۴ به عنوان ادامه خطواره ۶ (گسل بالارود) و پهنه عرضي-برشي ۶ به عنوان ادامه پهنه عرضي-برشي ۹ (گسل ایذه) است که با شواهد لرزه‌اي نیز مطابقت دارد.

در دشت خوزستان، جنوب منطقه مورد مطالعه، تشخیص برخي از خطواره‌های گسلی بر روي تصاویر ماهواره‌اي عملي نمي‌باشد در حالیکه اثر مغناطیسي آنها به خوبي قابل دریافت است که به صورت خطواره‌هاي مغناطیسي توسط Tabatabai (1998) شناسایی شده‌اند (شکل ۲). در حالیکه در بخش‌های شمالي و بطرف گسله اصلی راندگی زاگرس به علت بالا بودن میزان تغییرشکل‌ها و عمیق‌تر شدن پي‌سنگ اثر مغناطیسي آنها به خوبي قابل دریافت نیست و بنابراین تکنیك سنجش از دور مناسبترین روش جهت تشخیص اینگونه خطواره‌های گسلی عمیق است. خطواره‌های گسلی و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسایي شده در بخش‌هاي شمالي و خطواره‌هاي مغناطیسي از قبل شناسایي شده در بخش‌هاي جنوبي منطقه، قابل انطباق و همروند مي‌باشند. همانطور که در شکل ۲ دیده می‌شود خطواره‌های مغناطیسی شناسایی شده در دشت‌خوزستان واجد دو روند اصلی مشابه روند خطواره‌های گسلی و پهنه‌های عرضی-برشی شناسایی شده در این مطالعه و در بخشهای شمالی آنها می‌باشند.

مطالعه بر روي زلزله‌هاي تاریخي و دستگاهي نشان مي‌دهد که بسیاري از این زلزله‌ها با توجه به موقعیت و سازوکار کانوني آنها مرتبط با اکثر خطواره‌ها و پهنه‌هاي عرضي-برشي شناسایي شده مي‌باشند. لذا این خطواره‌ها و پهنه‌ها، مي‌توانند رخنمون سطحي گسل‌هاي فعال مدفون باشند. با مقایسه عمق کانوني زلزله‌ها (۶ تا ۳۳ کیلومتر) با عمق پي سنگ (۶ تا ۱۲ کیلومتر) و با توجه به بزرگي زلزله‌ها (M_s =۴/۴ـ۶/۳) و درازاي خطواره‌ها و پهنه‌ها (در حدود چند ده کیلومتر)، به نظر مي‌رسد زلزله‌ها در اثر گسلش در پي‌سنگ به وقوع پیوسته‌اند ولیکن وجود سه لایه شکل پذیر (اینفراکامبرین، ژوراسیك ومیوسن) در پوشش رسوبي، سبب مستهلك شدن گسلش زمین‌لرزه‌اي و عدم رخنمون سطحي آنها شده است و تنها اثر جابجایي آنها در پوشش رسوبي باعث بروز تغییرشکل‌هایي در سطح گردیده است. سازوکار اکثر این زلزله‌ها معکوس با مؤلفه کوچکتر راستالغز است و نشان مي‌دهد که فعالیت جوان این گسل‌های پی‌سنگی پس از برخورد قاره-قاره با مؤلفه غالب‌تر جابجایي معکوس همراه بوده و لذا در راستاي آنها بیشتر کوتاه شدگي اتفاق افتاده است.

میادین نفتي زاگرس اکثراً داراي روند NW-SE و در ارتباط با تاقدیسهاي با روند NW-SE هستند در حالیکه در منطقه عربستان این میادین نفتي داراي روند N-S و در ارتباط با تاقدیس‌هایي هستند که در طول گسل‌هاي پي‌سنگي و قبل از برخورد ایجاد شده‌اند. چنین به نظر مي‌رسد که ذخایر هیدروکربوري با روند N-S که بر روي پلات فورم عربي قبل از برخورد در منطقه مورد مطالعه بوده‌اند، احتمالا بطور بخشی پس از برخورد به درون تاقدیس‌هاي جدید با روند NW-SE مهاجرت ثانویه کرده‌اند که چرخش بلوکها در امتداد گسل‌هاي پي‌سنگي مي‌تواند سبب بروز چنین مهاجرت ثانویه‌اي باشد. با این حال تشکیل تاقدیس هاي مرتبط با گسل‌هاي عرضي-برشي شناسایي شده مي‌توانند در اکتشافات نفتي آینده مورد توجه قرار گیرند. بر این مبنا محل خطواره‌های گسلی و پهنه‌های عرضی-برشی شناسایی شده در این مطالعه می‌توانند مناطق مناسب جهت پی‌جویی‌های اکتشافی در آینده باشند.

منابع:

داودي ز.، يساقي ع.، برزگر ف. ۱۳۸۲: تحليل توان لرزه‌زايي پهنه‌هاي گسلي عرضي-برشي در شمال باختري زاگرس. مجموعه مقالات چهارمين كنفرانس بين المللي زلزله شناسي و مهندسي زلزله، مؤسسه بين المللي زلزله شناسي و مهندسي زلزله، تهران.

مطيعي ه. ۱۳۷۴: زمين شناسي ايران، زمين شناسي نفت زاگرس. طرح تدوين كتاب زمين شناسي ايران، جلد اول، سازمان زمين شناسي كشور، تهران.

-مهشاد نيا ف. ۱۳۸۱: استفاده از رهيافت دورسنجي در شناسايي گسل‌هاي زيرسطحي و سبك دگرريختي‌هاي آنها در جنوب شرق زاگرس. پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه تربيت مدرس.

Ameen M.S 1992: Effect of Basement Tectonic on Hydrocarbon Generation, Migration and Accumulation in Northern Iraq. *AAPG Bull*. **76:** 356-370.

Baker C., Jackson J. and Priestly K. 1993: Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold and thrust belt. *Geophys. Journ. Int*. **115:** 41-61.

Barzegar F. 1994: Basement fault mapping of E Zagros floded belt (S.W. Iran) based on space-born remotely sensed data. Proceeding of The 10th Thematic Conference On Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering. San Antonio, Texas. Pp: 455-466.

Berberian M. 1995: Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophys*. **241**: 193-224.

Berbrian M., Papastamatiou D. 1978: Khurgu (North Bander Abbas, Iran), earthquake of March, 21, 1977: a preliminary field report and a seismotectonic discussion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **68(2)**: 411-428.

Beydoun Z.R. 1991: Arabian plate hydrocarbon geology and potential – a plate tectonic approach. *AAPG Stud. Geol.* **3**: 1-77.

Bushara M.N. 1995: Subsurface structure of the Eastern edge of the Zagros basin as inferred from gravity and satellite data. *AAPG Bull*. **79**: 1259-1274.

Cotton J. T., Koyi H. A. 2000: Modeling of thrust fronts above ductile and frictional decollemets: application to structures in the salt range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **112**: 351-363.

Darrell S., Ferrill D.A., Stamatakos J.A. 1999: Role of ductile decollement in the development of pull-apart basins: experimental results and natural examples. *J. Struc. Geol.* **21**: 533-554.

Edgell H.S. 1992: Basement tectonics of Saudi Arabia as related to oil field structures. *Int. Bas. Tect. Assoc. Pub.* **9**: 169-193.

Falcon N.L. 1969: Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros range. In: Kent P., Satterthwaite G., Spencer A. (eds), Time and Place Orogeny. Geological Society of London. Pp. 9-22.

Fürst M. 1990: Strike-slip faults and diapirism of the South-Eastern Zagros ranges. Proc. Symp. Diap. Bander Abbas, Hormozgan, Iran **2:** 149-181.

Hessami K., Koyi H.A. Talbot C.J. 2001: The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *J. Petrol. Geol.* **24:** 5-28.

http://www.Seismology.harvard.edu/CMTserch.html

Jackson J. 1980: Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature* **283**: 343-346.

Jackson J., Fitch T.J., Mckenzie D.P. 1981: Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt. Thrust and Nappe tectonics. Geological Society of London. Pp. 371-379.

Koop W.J., Stoneley R. 1982: Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent. *Phil. Trans. R. Soc. London* **305**: 149-168.

McQuillan H. 1991: The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of South West Iran. *J. Southeast Asian Earth Sci.* **5:** 453-463.

McQuarrie N. 2004: Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *J. Struc. Geo.* **26(3):** 519-535.

NIOC (National Iranian Oil Company) 1378: Structural and prospect map of Zagros basin, scale 1:1000000. Report No. TR. 8046, Unpublished.

Naylor M. A., Mandl G., Sijpestenijn C. H. K. 1986: Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. Struc. Geo.* **(8):** 737-752.

Ni J., Barzangi M. 1986: Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas. *J. Geoph.* **91:** 8205-8218.

Nogol-e-Sadat M.A., Ahmadzadeh Heravi M., Almasian M., Poshtkouhi M., Hushmandzadeh A. 1993: Tectonic Map of Iran. Scale 1:1000000 Geological Survey of Iran.

Savage W. V., Alt J.N., Mohajer-Ashjai A. 1977: Microearthquakes investigations of the 1972 Qir, Iran, Earthquake Zone and Adjacent Areas. *Geol. Soc. Am. Abstr*. **9:** 496.

Sepehr M. 2000: The tectonic significance of the Kazerun fault zone, Zagros fold-thrust belt, Iran. *Ph.D. Thesis University of London*.

Stöcklin J. 1977: Structural correlation of the alpine ranges between Iran and Central Asia. *Société Géol. France, Mém. H. sér*. **8:** 333-353.

Stoneley R. 1987: Evolution of the continental margins bounding of former Southern Tethys. In Burk C.A., Drake C.L. (eds), The Geology of Continental Margins, New York. Springer Verlag 889-903.

Tabatabai H. 1998: Basement contour map (South West Iran). Scale 1:1000000, N. I. O. C., Rep., No. 35393/A, Tehran.

Von Dollen F.J.; Alt J.N.; Tocher D., Nowroozi A. 1977: Seismologic and Geologic Investigations Near Bandar Abbas, Iran. *Geol. Soc. Am., Abstract* **9:** 521.