

مه‌موج احتمالی در جنوب کاسپین حاصل از رخداد یک زمین‌لرزه سترگ

حمید نظری^(۱*)، منوچهر قرشی^(۲^۱)، آمنه کاوه فیروز^(۳^۱)، محمدرضا انسانی^۴، خلیل بهارفیروزی^۵، افشین عزیزی^۶، راضیه لک^۱، علیرضا کریمی باوندپور^۱، مهدی محمدی ویژه^۱، فرهاد ثبوتی^۱، ابوالحسن رضوی^۴

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران
۳. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ETH زوریخ
۴. کارشناس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران
۵. سازمان مدیریت بحران و حوادث غیرمترقبه، استانداری گیلان، رشت
۶. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، زنجان

تاریخ دریافت: ۹۲/۳/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۳/۴/۱

چکیده

حوضه جنوب کاسپین با بلندی‌های البرز مرکزی در جنوب و کوه‌های تالش در سوی جنوب‌باختری در بر گرفته می‌شود. بلندی‌های البرز مرکزی با راستای خاوری-باختری و تالش با راستای شمالی-جنوبی بخشی از کمربند لرزه‌ای آلپ-همالیا به شمار می‌آیند. گسله خزر (کاسپین) با درازایی بیش از ۴۵۰ کیلومتر و گسله آستارا با درازای ۱۱۰ کیلومتر به عنوان مرز شمالی البرز مرکزی و مرز خاوری کوه‌های تالش در جایی که سنگ‌های مزوزوئیک و پالئوژن بر روی نهشته‌های جوان دشت ساحلی جنوب کاسپین رانده شده، مشاهده می‌گردند. بر پایه پژوهش‌های ریخت‌زمین‌ساختی و پارینه‌لرزه‌شناسی گمان می‌رود که بخش بزرگی از کوتاه‌شدگی کنونی در البرز بر روی دامنه شمالی کوه و در امتداد پهنه گسلی خزر متمرکز باشد. چنین مرزی را می‌توان به عنوان پیشانی همبری بین البرز و حوضه کاسپین جنوبی تفسیر نمود. مطالعات اخیر چینه‌نگاری نهشته‌های هلو سن پلیوستوسن در خاور دره هراز نشانگر نرخ فروکاوی برابر $1/25 \text{ mm/yr}$ در ۱۲ هزار سال گذشته است. با فرض ارتباط فروکاوی با عملکرد مولفه شاقولی بر روی گسله خزر، کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی بر روی این گسل با شیب 35° به سوی جنوب برابر با $2/5 \text{ mm/yr}$ برآورد می‌گردد که تنها یک دهم از میزان کل کوتاه‌شدگی ($5 \pm 2 \text{ mm/yr}$) البرز می‌باشد. بر پایه مشاهدات لرزه‌ای و ژئوفیزیکی گسله خزر نیز چون گسله آستارا به عنوان سامانه فعال و اصلی در لبه جنوب‌باختری حوضه کاسپین جنوبی به صورت سامانه گسلی پیشرونده به زیر دریا کشیده شده است. رخداد زمین‌لرزه‌های بسیاری را می‌توان نتیجه جنبش شاخه‌های گوناگون این سامانه‌های گسلی در پهنه‌های خشکی و آبی حوضه کاسپین جنوبی دانست. بر پایه هندسه حوضه، گسله‌های پیشرونده به سوی شمال یا خاور و شیب کرانه‌ای، افزون‌بر بیش از ۲۰ کیلومتر ستبرای نهشته‌ای نئوژن و کواترنری حوضه کاسپین جنوبی در انگاره‌ای با احتمال رخداد یک فعالیت لرزه‌ای ($\leq 7\text{m}$) بر روی گسله خزر یا گسله آستارا یا یکی از شاخه‌های پیش‌رانده شمالی و خاوری آن‌ها به عنوان نزدیک‌ترین گسله‌های جنبه‌ای این دریاچه بزرگ رخداد گسلش‌های زمین‌لرزه‌ای و یا زمین‌لغزش‌های زیردریایی توانایی تولید مه‌موج در کرانه‌های پرشیب جنوبی را خواهند داشت.

واژه‌های کلیدی: زمین‌لرزه، کاسپین، گسل آستارا، گسل خزر، مه‌موج

مقدمه

توسط سامانه گسلی فشاری و در بخش جنوب خاوری بیشتر با گسله راست‌الغز چپ‌بر محدود می‌گردد. مرز شمالی پوسته کاسپین جنوبی در خاور با گسله‌های کپه‌داغ (عشق‌آباد) در میان دریا با سیل آپشرون و در سوی باختر با گسله قفقاز در مرز بلندی‌های قفقاز بزرگ و اوراسیا مشخص می‌گردد (Jackson et al., 2002). برپایه این الگوی ساختاری، بلندی‌های پیرامون کاسپین چون البرز و تالش بر روی سامانه گسلی فشاری بر این پوسته ستر اقیانوسی و پوسته کاسپین جنوبی در سوی باختر و شمال باختر به زیر بلندی تالش و سیل آپشرون رانده می‌شود (شکل ۲).

پس از آن Allen et al. (2003b) با تمرکز بر البرز مرکزی و بهره‌گیری از سن‌های به‌دست آمده برای توده‌های پلوتونیک گرانیتی علم کوه (56±۲ Ma) و اکاپل (5±۲ Ma) Axen et al., 2001، تکامل زمین‌ساختی البرز مرکزی را از میوسن به کواترنری بررسی نمودند. در این مدل سوی بردار تنش شمالی جنوبی بین شمال و جنوب البرز مرکزی (کاسپین جنوبی و ایران مرکزی) در میوسن عامل شکل‌گیری سامانه‌های هم‌پویش راست‌الغز راستگرد در بخش باختری و چپ-گرد در بخش خاوری البرز مرکزی شده است. در حالی‌که از پلیوسن به این سوی با تغییر سوی تنش از شمالی - جنوبی به شمال خاوری - جنوب باختری گسلش با سازوکار راست‌الغز چپگرد در تمامی البرز به‌صورت غالب مشاهده می‌گردد که با توجه به سن به‌دست آمده برای توده علم کوه (5±۲ Ma) زمان این تغییر میدان تنش به ۵ میلیون سال پیش برمی‌گردد.

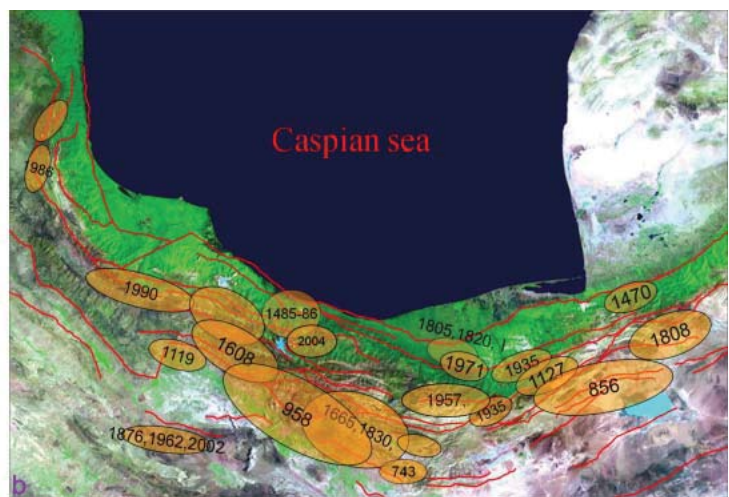
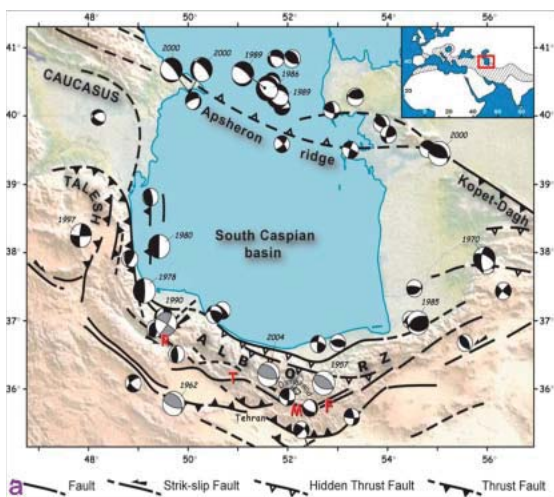
Guest et al. (2006) با مدل کردن ساختارهای هم نوع برشی اشاره شده در البرز مرکزی (Allen et al., 2003b) و بیشینه سن به‌دست آمده برای توده گرانیتی اکاپل (7 Ma) Axen et al., 2001 الگوی ساده گوه‌های فزاینده را پاسخگوی نزدیک به ۱۷

کشور ایران با قرارگیری بین صفحات عربی در جنوب و اوراسیا در شمال متحمل کوتاه‌شدگی برابر ۲۰ mm/yr می‌باشد (Vernant et al., 2004) که نتیجه و حاصل چنین تنشی افزون بر دگرشکلی‌های پلاستیک به‌ویژه در گستره زاگرس، سبب رخداد زمین‌لرزه‌های بسیاری در راستای بلندی‌های زاگرس در جنوب - جنوب باختری، البرز در شمال و همین‌طور کوه‌های کپه‌داغ و قفقاز در دو سوی خاوری و باختری کاسپین می‌گردد.

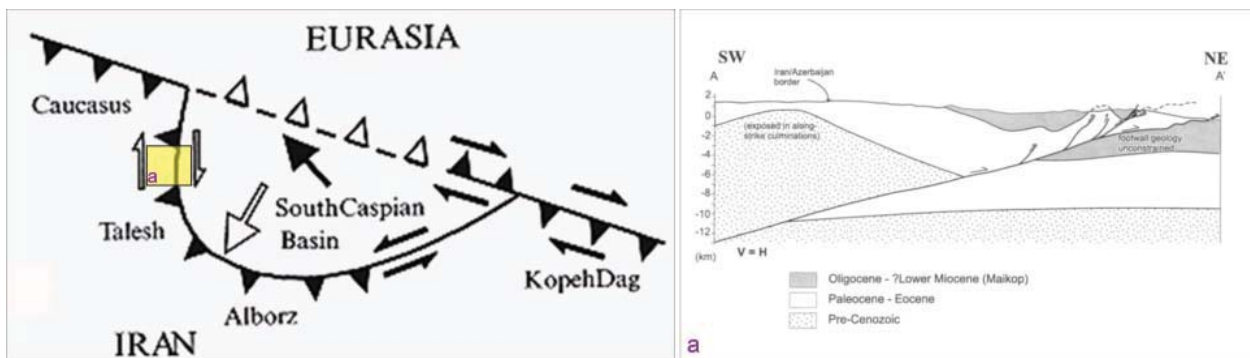
کاسپین جنوبی نیز با زمین‌لرزه‌های پیرامون خود به‌عنوان ژرف‌ترین بخش دریای کاسپین با پوسته ستر و پایدار از دیدگاه لرزه‌ای در میان این پهنا‌های لرزه‌ای قرار می‌گیرد. اگرچه زمین‌لرزه دستگاهی سترگی را نمی‌توان به طور مستقیم حاصل جنبش یکی از گسله‌های شناخته شده پیرامون کاسپین جنوبی دانست ولی با توجه به گسترش و فاصله گسله‌های جنباً به ویژه گستره البرز مرکزی در کرانه جنوبی دریای کاسپین نمی‌توان منکر ارتباط دینامیکی بزرگ‌ترین دریاچه زمین و یک جنبش احتمالی سترگ زمین حاصل از رخداد زمین‌لرزه شد (شکل ۱-ا). هم‌سنجی آماری زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در سده گذشته تاکنون و زمین‌لرزه‌های تاریخی گزارش شده این گستره زمین‌ساختی از یک سوی و تمرکز جمعیتی کرانه‌های ساحلی کاسپین جنوبی، اهمیت شناخت هرچه بیشتر از فرایندهای ژئودینامیکی در گذشته و آینده این پهنا ساختاری پویا از ایران‌زمین را رخ می‌نماید (شکل ۱-ب).

زمین‌شناسی و زمین‌ساخت کاسپین جنوبی

کاسپین جنوبی که از سوی جنوب با پهنا ساختاری البرز، در سوی باختر بلندی‌های تالش و در سوی خاور در همسایگی پهنا ساختاری کپه‌داغ قرار می‌گیرد، در لبه جنوبی و باختری خود



شکل ۱. (a) نقشه لرزه‌زمین‌ساخت کاسپین جنوبی و بلندی‌های پیرامون آن (Nazari, 2006)، حروف قرمز رنگ به ترتیب از باختر به خاور نشان‌گر گسل‌های رودبار، طالقان، مشا و فیروزکوه در بخش داخلی البرز مرکزی می‌باشند، (b) نقشه گسله‌های جنباً در بلندی‌های جنوبی حوضه کاسپین جنوبی (Nazari, 2006) و گستره مه‌لرزه‌ای نسبی زمین‌لرزه‌های سترگ (داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی برگرفته از Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999 and 2001 می‌باشد).



شکل ۲. (a) الگوی ساختاری حوضه کاسپین جنوبی نسبت به سرزمین‌های پیرامونی (Jackson et al., 2002)، (b) موقعیت نسبی و برش شماتیک از ارتباط ساختاری پوسته کاسپین جنوبی نسبت به بلندی‌های تالش.

بر روی گسله خزر در لبه دامنه شمالی البرز مرکزی به صورت سازوکار غالب فشاری به همراه سازوکار برشی چپ‌گرد مشاهده شده بود نیز تأیید گردید (Djamour et al., 2010). همان‌گونه که اشاره شد حوضه کاسپین جنوبی در کرانه جنوبی خود با گسله خزر در لبه شمالی بلندی‌های البرز مرکزی محدود می‌گردد. این گسله پیش از این به عنوان ساختاری فشاری در نظر گرفته شده است (بربریان و همکاران ۱۳۶۴؛ Berberian & Ghassemi, 2005; and Yeats, 1999). گسله خزر در نقشه لرزه‌زمین‌ساخت البرز مرکزی (Nazari et al., 2005a) به صورت گسله‌ای پنهان، فشاری و فعال است که در باختر طول ۵۱۰ خاوری در پیوند با گسله شمال البرز به عنوان یک گسله فشاری تا جنوب لاهیجان به نقشه درآمده است (شکل ۱).

ادامه باختری گسله خزر و چگونگی رشد فزاینده احتمالی آن در گستره آبی از جمله مواردی بود که تا به امروز به سبب نبود داده‌های ژئوفیزیکی زیرسطحی از نهشته‌های دشت ساحلی و پهنه آبی در هاله‌ای از ابهام بوده است. اگرچه داده‌های ژرف ژئوفیزیکی که با هدف اکتشاف منابع هیدروکربوری در بخش مرکزی کرانه جنوبی کاسپین به انجام رسیده است نشان از وجود سامانه دگرشکل گسله و در حال گسترش به سوی شمال در میان واحدهای سنگی منسوب به کرتاسه در بستر دریا دارد ولی با توجه به ژرفای اثر گسله مشاهده شده از چگونگی عملکرد احتمالی چنین سامانه‌ای در میان رسوبات جوان کواترنری، داده‌های قابل استنادی فراهم نبوده است (شکل ۴).

کرانه باختری پهنه آبی حوضه کاسپین جنوبی با بلندی‌های تالش با راستایی شمالی جنوبی شناخته می‌شود که با گسله راستالغز راستگرد آستارا محدود می‌گردد (شکل ۱).

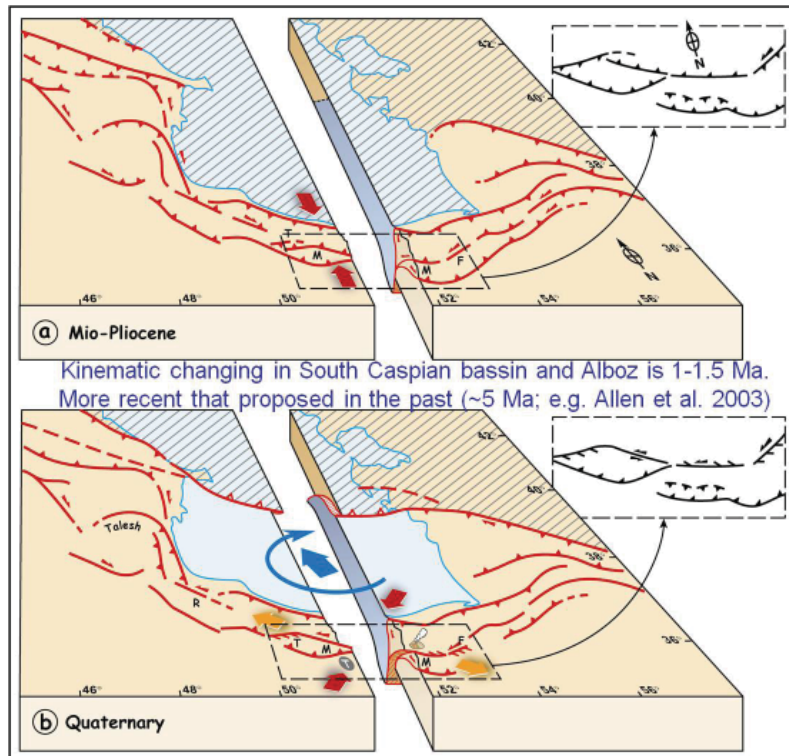
ته‌نشست نزدیک به ۲۰ کیلومتر از نهشته‌های نئوژن حاصل عملکرد گسل شمال باختر کاسپین از ویژگی‌های ساختاری باختر کاسپین جنوبی است (Brunet et al., 2003). Allen et al., (2003a) گسله باختر کاسپین را به‌عنوان ساختار کنترل‌کننده لبه باختری حوضه کاسپین جنوبی دانسته‌اند. این گسل در ژرفا به گسله راندگی و سطح جدایش پوسته کاسپین به زیر پوسته قاره‌ای تالش می‌پیوندد (شکل ۵).

کاسپین جنوبی در کرانه باختری خود در همبری با بلندی‌های

کیلومتر جابجایی راستالغز قابل مشاهده در این پهنه ساختاری دانست. بر پایه سازوکار مشاهده شده از داده‌های فراهم آمده از پژوهش‌های ریخت‌زمین‌ساختی و پارینه‌لرزه‌شناسی در گستره گسله‌های بخش داخلی البرز مرکزی چون گسله فیروزکوه، گسله مشا، گسله طالقان و سامانه فشاری گسله شمال تهران در لبه جنوبی البرز مرکزی که افزون بر سازوکار غالب راستالغز چپ‌گردی بر روی سامانه‌های گسلی بخش داخلی نشانگر مولفه دینامیکی دومی به‌عنوان سازوکار کششی فزاینده از سوی خاور (گسله فیروزکوه) به باختر (گسله طالقان) نیز می‌باشند.

از آنجا که الگوهای ارائه شده پیشین پاسخگوی چرایی وجود چنین ساختار کششی در تمامی درازای البرز مرکزی نیست، از این رو (Ritz et al., 2006) با بهره‌گیری از اندازه‌گیری‌های ریخت‌زمین‌ساختی از جابجایی‌های برشی و قائم تجمعی بر روی گسله‌هایی چون مشا، طالقان و همین‌طور سن‌های به‌دست آمده از مراحل چندگانه فعالیت‌های آتشفشانی دماوند (Davidson et al., 2004) با ارائه الگوی زمین‌ساختی کاسپین جنوبی در بازه زمانی میو - پلیوسن و کواترنری با در نظر گرفتن راستای تنش شمالی - جنوبی در دوره میوسن - پلیوسن توجه‌گر سازوکار برشی راستالغز راست‌گرد در بخش باختری البرز مرکزی نسبت به سازوکار برشی چپ‌گرد در بخش خاوری آن شده‌اند (شکل ۳-ا).

(Ritz et al., 2006) با در نظر گرفتن چرخش ساعت‌گرد و تغییر سوی تنش در زمان کواترنری به شمال خاوری برپایه آرایش هندسی گسله‌های بنیادین بخش داخلی البرز مرکزی افزون بر ارائه الگوی شکل‌گیری سازوکار ثانویه کششی با توجه به جابجایی چپ‌گرد ۲ کیلومتری بر روی گسله مشا پیشینه زمانی برابر ۱ تا ۱/۵ میلیون سال را برای تغییر سوی تنش منظور نمودند که با توجه به موقعیت مکانی آتشفشان دماوند و سن ۱/۷ my به‌دست آمده از پژوهش‌های تکتونوماگمایی انجام شده (Davidson et al., 2004)، تغییر سوی تنش خود به‌عنوان عاملی بر تشدید فعالیت‌های پیشین دماوند و تشکیل بدنه اصلی آتشفشان شده است (شکل ۳-ب). چرخش ساعت‌گرد پوسته کاسپین جنوبی در اندازه‌گیری‌های پیوسته شبکه ژئودینامیک (GPS) البرز مرکزی که پیش از این در مشاهدات میدانی زمین‌شناختی انجام شده



شکل ۳. (a) الگوی ژئودینامیکی حوضه کاسپین جنوبی و ارتباط ساختاری با پهنه البرز در زمان میوسن نشانگر وجود سامانه‌های برشی - فشاری چپ‌گرد در بخش خاوری البرز مرکزی و سامانه‌های گسلی برشی راست‌بر و فشاری در بخش باختری البرز مرکزی است (Nazari, 2006; Ritz et al., 2006). (b) الگوی ژئودینامیکی جوان کاسپین جنوبی و البرز که بر پایه انگاره چرخش ساعت‌گرد پوسته کاسپین جنوبی و شکل‌گیری سامانه برشی چپ‌بر در بخش داخلی البرز مرکزی استوار می‌باشد (Nazari, 2006; Ritz et al., 2006). بر این پایه، شکل‌گیری آتشفشان دماوند و تغییرات میدان تنش، هندسه و سازوکار برشی - کششی گسله‌های بنیادین و جنبای کنونی چون گسله‌های آستانه، فیروزکوه، مشاء، طالقان در بازه‌ای بسیار جوان‌تر از آنچه پیش از این تصور شده بود، رخ داده است.

راستالغز آستارا (ASF) و پاره گسله‌های ۳ گانه در شاخه راندگی و ۲ گانه در شاخه راستالغز راست‌گرد به نقشه در آمده است (شکل ۶).

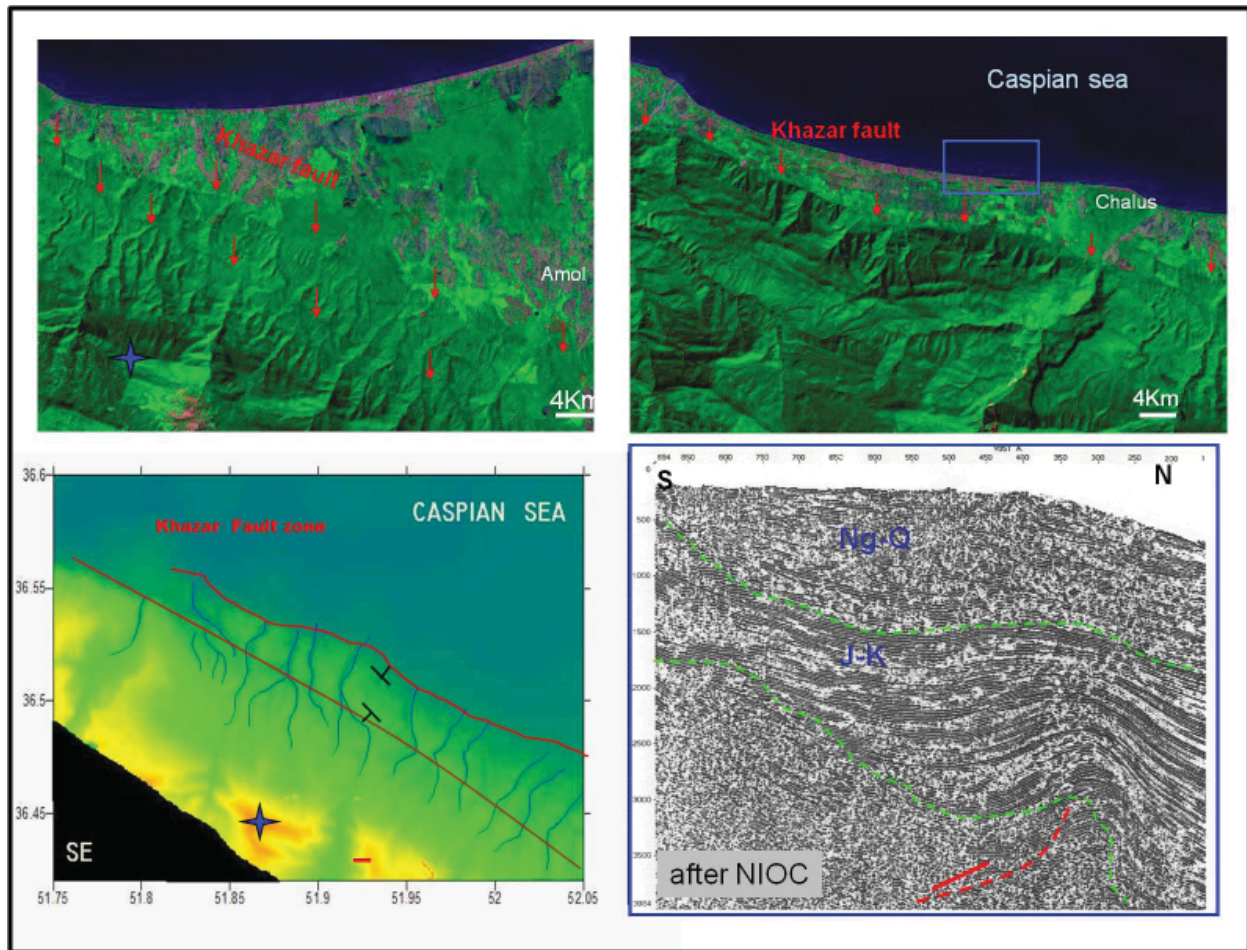
بیشینه و کمینه جابجایی افقی (H) بر روی شاخه فشاری آستارا (ATF) برابر ۱۵۰۰ و ۱۹۰ متر در قطعه یک با دقت مکانی ۳۰ متر بر پایه داده‌های رقومی ارتفاعی تصاویر ماهواره‌ای ASTER برآورد می‌شود. بر همین پایه بیشینه و کمینه جابجایی شاقولی (V) این شاخه از سامانه گسلی آستارا ۱۳۰ و ۱۰ متر می‌باشد که نشان‌گر نسبت بیشینه H/V برابر ۱۳ برای گسله ATF از سامانه گسلی آستارا خواهد بود. اگرچه اندازه‌گیری مقادیر جابجایی H و V بر روی شاخه راستالغز (ASF) با توجه به تغییرات و دست‌خوردگی‌های حاصل از فعالیت‌های انسانی بر روی دشت کرانه‌ای خالی و به دور از خطا نمی‌باشد ولی با توجه به این پیش فرض بیشینه و کمینه مقادیر جابجایی H و V برای گسله ASF از سامانه گسلی آستارا به ترتیب برابر ۸۴۰ و ۷۰ متر با نسبت تقریبی ۲۰ و ۷ می‌باشد. سازوکار راستالغز راست‌گرد گسله آستارا به‌ویژه در بخش‌های شمالی و میانی که راستای غالب سامانه گسلی بیشتر شمالی - جنوبی است شاهد نشانه‌های بسیاری از شکل‌گیری و گسترش ساختارهایی چون پشته‌های فشارشی^۱ به موازات بلندی‌های اصلی تالش می‌باشیم که در قالب چین‌های

تالش، با گسله آستارا و در لبه جنوبی به پهنه ساختاری البرز به‌وسیله گسله خزر می‌پیوندد.

گسل آستارا

گسله آستارا با راستای غالب شمالی - جنوبی در نیمه شمالی و راستای شمال‌باختری - جنوب خاوری، در نیمه جنوبی در قالب یک سامانه فشاری راست‌گرد با درازای ۱۱۰ کیلومتر مرز خاوری بلندی‌های تالش را نسبت به دشت ساحلی کاسپین شکل می‌دهد. داده‌های ریخت‌زمین‌ساختی و ژئوفیزیکی نشان از گسترش خاوری صفحات فزاینده گسله به‌سوی دشت ساحلی و همین‌طور پهنه آبی کاسپین دارد.

اگرچه پیشینه تکوینی ساختاری گسله آستارا که بیشتر سبب راندگی واحدهای سنگی کرتاسه بر روی نهشته‌های جوان دشت ساحلی در باختر کاسپین شده است به کرتاسه پایانی باز می‌گردد، ولی با توجه به ویژگی‌های ژئودینامیکی و فرگشت زمین‌ساختی جوان حوضه کاسپین جنوبی در ارتباط با بلندی‌های البرز در جنوب و تالش در سوی باختر و نشانه‌های نوزمین‌ساختی و ریخت‌زمین‌ساختی، گسله آستارا در شمار گسله‌های جنبای فعال پیرامون حوضه کاسپین جنوبی قرار می‌گیرد. گسله آستارا از دیدگاه هندسی به دو شاخه گسله راندگی آستارا (ATF) و گسله

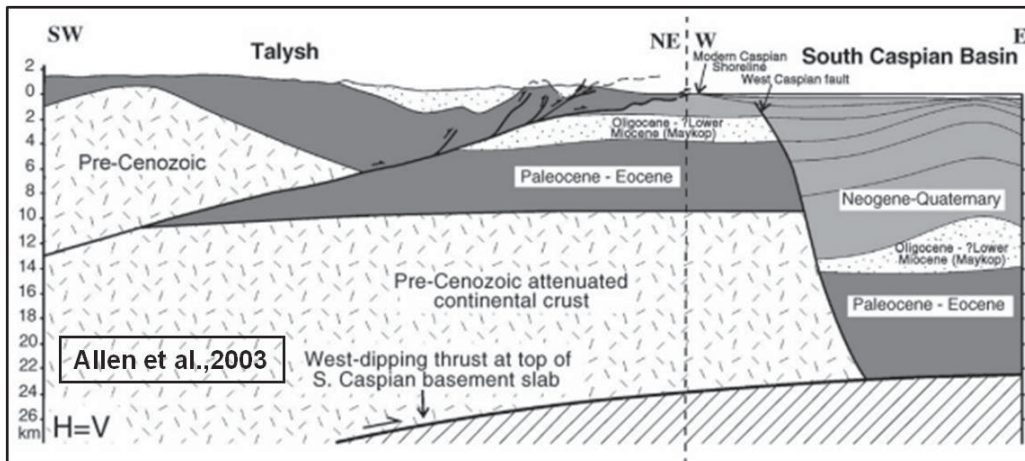


شکل ۴. دو نمای بالا، خط اثر گسله خزر بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ در گستره آمل تا رامسر، چهارگوش آبی رنگ در تصویر بالا راست در باختر چالوس برابر است با موقعیت نسبی برش ژئوفیزیک لرزه‌ای ژرف (نمایش داده شده در تصویر پایین راست) از نهشته‌های بستر دریا که نشانگر دگرشکلی حاصل از گسترش سامانه چین و گسل به سوی شمال در میان واحدهای سنگی منسوب به مزوزوئیک می‌باشد. نمای پایین چپ تصویر رقمی مجازی از ساختمان چین مخروطی پیشرونده ناشی از عملکرد گسل خزر در جنوب رویان می‌باشد.

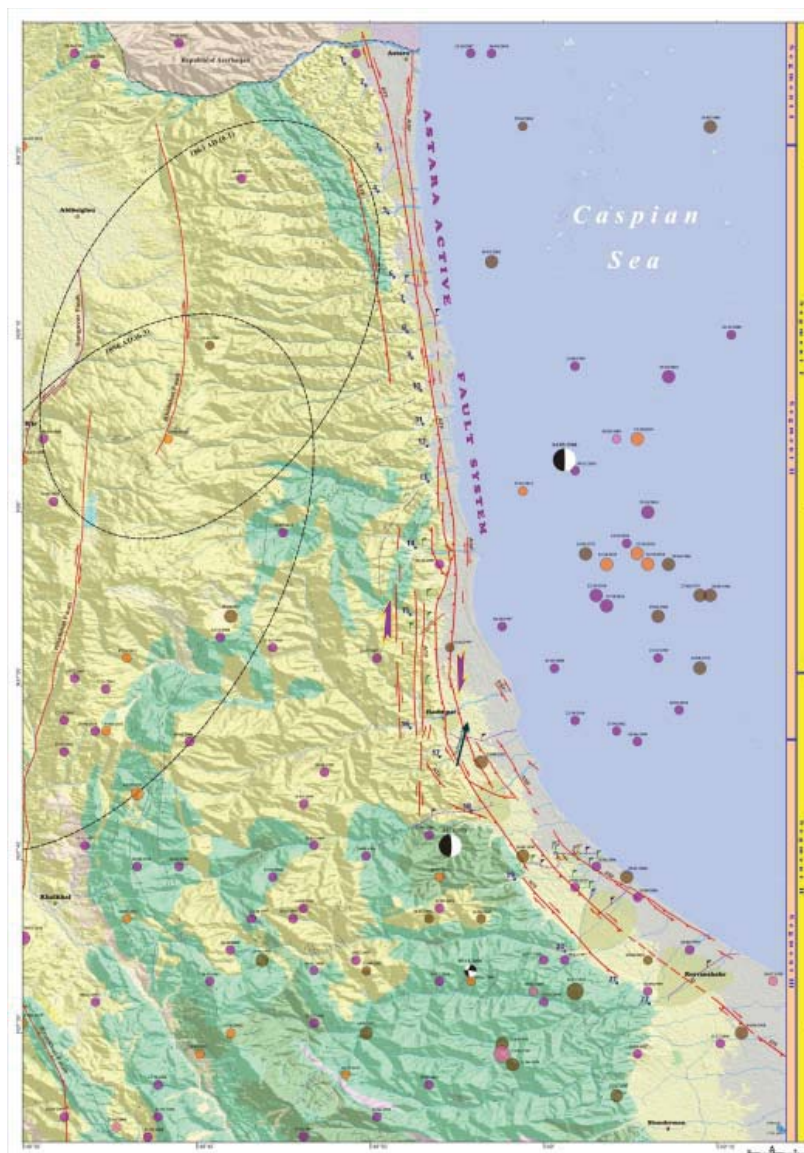
(al., 2002; Allen et al., 2003a and b; Brunet et al., 2003 که تاکنون به سبب ویژگی‌های اقلیمی و پوشش گیاهی در بلندی‌های تالش و باریکه دشت ساحلی، ارتباط ساختاری این سامانه فزاینده در بخش خشکی به عنوان گسله آستارا در مرز کوه، دشت و ساختارهای چین و گسلی در بخش آبی ناشناخته و یا کمتر شناخته شده است. بر این پایه با هدف شناخت و به نقشه درآوردن پاره گسله‌های جوان احتمالی جدا شده از گسله آستارا که سبب دگرشکلی و برش نهشته‌های جوان آبرفتی و کرانه‌ای در بخش باختری و جنوب باختری حوضه کاسپین جنوبی شده‌اند، با توجه به قابلیت‌ها و محدودیت‌های محیطی و دستگاهی کاربرد روش‌های گوناگون ژئوفیزیکی از ۳ روش مشاهدات ژئوفیزیکی ژئومغناطیسی^۱، ژئورادار (GPR) و مقاومت‌سنجی (RS) بصورت هم‌زمان و هم‌مکان و یا جداگانه در بخش‌های گوناگون با هدف کنترل نشانه‌های ریخت زمین‌ساختی احتمالی دیده شده در پوشش جنگلی و یا زمین‌های کشاورزی در راستای سامانه گسلی آستارا استفاده شده است (شکل‌های ۷ و ۸).

پیشرونده مخروطی و باریکه‌ها و پشته‌ای در برگرفته شده در میان پاره گسله‌های راستالغز با نرخ جنبش ناهمسان به سوی جنوب در حرکت می‌باشند. این جابجایی پیوسته در گذر زمان سبب تشکیل جابجایی‌های افقی تجمعی در مقیاس‌های گوناگون ۱۰-۱۵۰۰ متر (شکل ۷) به‌ویژه در راستای گسله ATF می‌باشد. در بخش‌های جنوبی گسله آستارا هندسه گسله با تغییر راستا از شمالی- جنوبی به جنوب خاوری- شمال باختری نسبت به- سوی تنش غالب سبب افزایش نشانه حاصل از سازوکار فشاری نسبت به سازوکار راستالغز که با افزایش نرخ برپایی بلندی‌های باختری و فروافتادگی خاوری در محدوده‌ای بین رضوان شهر تا اسالم در جنوب ۳۷°۴۰' N می‌گردد.

تمرکز کانونی زمین‌لرزه‌های سده گذشته و دگرشکلی مشاهده شده در رسوبات جوان و ستبر نهشته‌های بستر کاسپین جنوبی در سوی باختر به‌عنوان نشانی از گسترش ساختارهای پیشرونده چین و گسل با سوی حرکت خاوری منسوب به سامانه گسلی آستارا در نظر گرفته شده است (Berberian, 1983; Jackson et



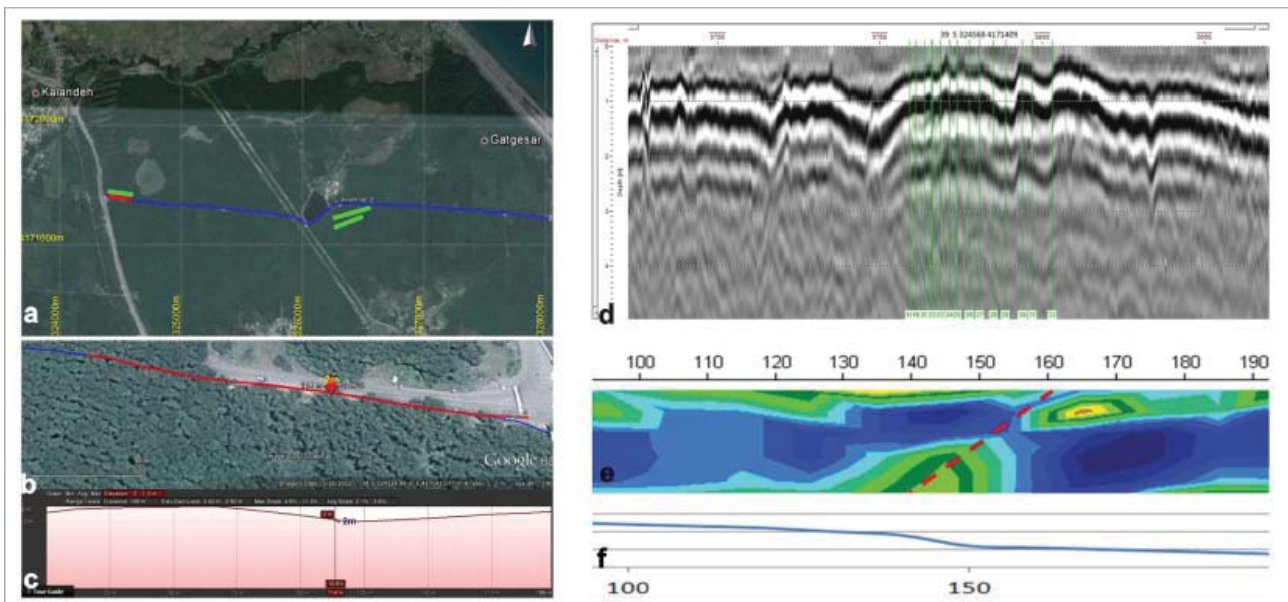
شکل ۵. مدل ساختاری کاسپین جنوبی در بخش باختری و بلندی‌های تالش (Allen et al., 2003).



شکل ۶. سامانه گسلی آستارا بر زمینه‌ای از نقشه لرزه‌زمین ساخت بلندی‌های تالش و نقشه ساده شده زمین‌شناسی، زمین‌لرزه‌های به نمایش درآمده در پهنه آبی باختر کاسپین نشان از وجود ساختارهای چین و گسل حاصل از رشد سامانه گسلی آستارا در میان نهشته‌های بستر دریا در سوی خاور دارد، ستون‌های رنگی کناره نقشه نشان‌گر بخش‌بندی سامانه گسلی ATF و ASF بر پایه تغییرات هندسی می‌باشد (Kaveh Firouz et al., 2013).



شکل ۷. جابجایی راست‌گرد تجمعی حدود ۸۰۰ متری حاصل از برش راست‌گرد گسل آستارا (پیکان قرمز رنگ) و انحراف محور آبراهه اصلی (نمایش داده شده با پیکان زرد) در گذر از گسله ناشی از رشد ساختار پشته‌های فشارشی حاصل از عملکرد سازوکار برشی راست‌گرد گسل آستارا در باختر روستای چوبر در دامنه خاوری بلندی‌های تالش بین واحدهای سنگی آذرآواری و توریدایتی کرتاسه و نهشته‌های جوان دشت ساحلی.



شکل ۸. (a) موقعیت برش ژئوفیزیکی GPR اجرا شده در منطقه گیسوم (کلانده و گنگسر)، خط آبی درازای برش و خط قرمز بخش دارای ناهنجاری است، (b) پیکان‌های قرمز رنگ بر روی منطقه ناهنجار برش نشان از موقعیت افراز قابل مشاهده (~۲m) در سطح، (c) و ناهنجاری دیده شده در برش می باشد، (d) برش از GPR از بخش ناهنجار حاصل از گسلش با جابجایی شاقولی تجمعی افزاینده در ژرفا است، (e) نمایی از داده‌های فراهم آمده از برداشت‌های ژئوفیزیکی RS در منطقه گیسوم، پاره‌خط قرمز نشانگر ناهنجاری منطبق بر شاخه پیشرونده گسل آستارا به سوی خاور می باشد، (f) تصویر برش توپوگرافی افراز با راستای باختری - خاوری است.

زمین‌شناختی چون ستبرای ۲۰-۱۵ کیلومتری نهشته‌های نئوژن در حوضه کاسپین جنوبی بیشینه نرخ جنبش جوان گسله آستارا در پژوهش‌های اخیر لرزه‌زمین‌ساختی تا $1/5 \text{ mm/yr}$ در نظر گرفته شده است (Nazari et al., 2013). اگر چه تاکنون هیچ داده برآمده از آزمایش‌های سن‌سنجی رادیومتریک از رسوبات جوان متأثر از گسله آستارا در این منطقه گزارش نشده است ولی می‌توان چنین انگاشت که $1/5 \text{ mm/yr}$ نرخ لغزش برآورد شده برای گسله آستارا در هم‌سنجی با داده‌های تاریخی و دستگاهی زمین‌لرزه‌های منسوب به جنبش احتمالی یکی از شاخه‌های گسلی آستارا دور از انتظار نخواهد بود.

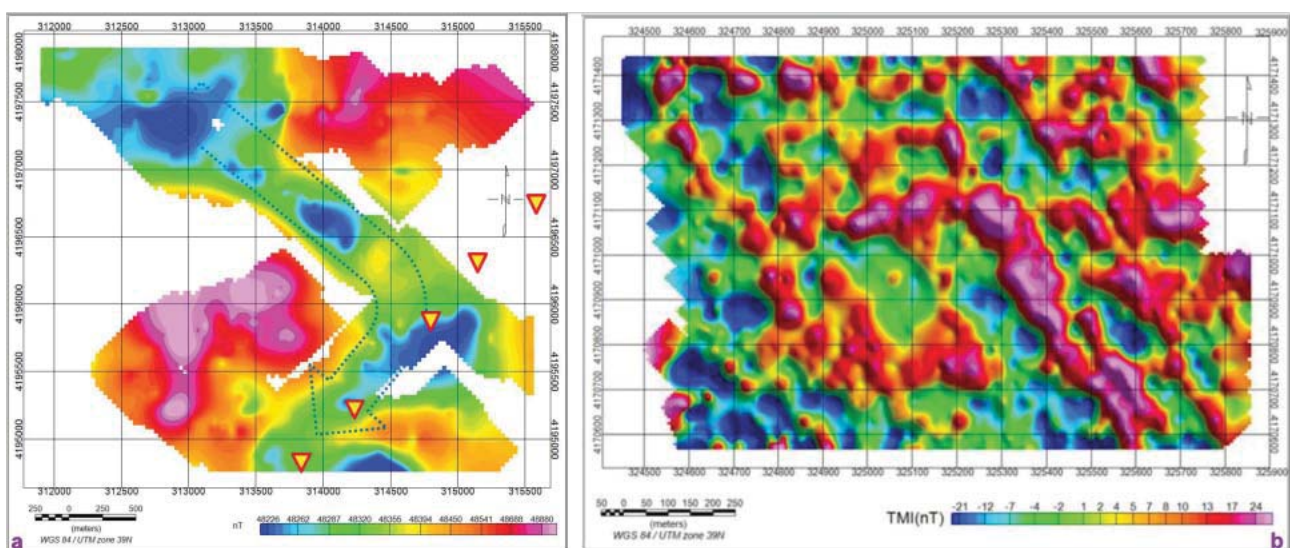
گسله خزر (کاسپین)

مرز شمالی بلندی‌های البرز مرکزی و دشت کرانه‌ای حوضه کاسپین جنوبی با گسل خزر تعریف می‌گردد (Nazari and Ritz, 2008). گسله خزر با درازای بیش از ۴۵۰ کیلومتر و راستای غالب خاوری - باختری سبب راندگی واحدهای سنگی مزوزوئیک بر روی رسوبات جوان دشت ساحلی می‌شود (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). از دیدگاه زمین‌شناختی گسله خزر به‌عنوان شاخه‌ای پیش‌رونده و جدا شده از گسله شمال البرز در نظر گرفته شده است (نظری و همکاران، ۱۳۸۶). این گسل که پیش از این به‌عنوان یک گسله جنباً و پنهان یاد شده است (Nazari et al., 2005a) از جنوب خلیج گرگان در خاور ساری به‌سوی خاور تا جنوب لاهیجان در باختر کم و بیش آشکارا در دامنه شمالی بلندی‌های البرز قابل رهگیری است. این گسل در بیشتر برش‌های زمین‌شناسی ساختمانی در پهنای البرز مرکزی به‌عنوان شمالی‌ترین، بزرگترین و کاری‌ترین گسله فشاری با شیب به‌سوی جنوب که سبب برپایی و شکل‌گیری ساختار البرز مرکزی شده است، معرفی می‌شود. اگر چه در پاره‌ای از الگوهای ساختمانی

برپایه داده‌های فراهم آمده از این مشاهدات، نشانه‌هایی از گسلش فعال گاه در ارتباط با چین‌های نامتقارن پیش‌رونده به‌سوی دریا به روشنی در لوگ برش‌های مطالعه شده با روش‌های ژئورادار، ژئومغناطیس و مقاومت هدایت الکتریکی به‌ویژه در بخش ساحلی گیسوم قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۸).

با توجه به محدودیت‌های کاربری ابزارهای ژئوفیزیکی و شرایط محیطی چون سطح آب زیرزمینی، خطوط انتقال نیرو و زمین‌های کشاورزی تنها در منطقه ساحلی گیسوم در جنوب هشتر موفق به استفاده هم‌مکان این سه روش متفاوت ژئوفیزیکی یاد شده در بخش خاوری جاده بین‌المللی آستارا بوده‌ایم ولی از آنجا که افزاز قابل مشاهده از داده‌های ریخت‌زمین‌ساختی در ژرفای گوناگون به روش‌های ژئوفیزیکی ژئومغناطیسی، ژئورادار و مقاومت‌سنجی (شکل ۸) نیز به‌روشنی تأیید می‌گردد، می‌توان چنین انگاشت که عملکرد مستقل هر یک از روش‌های مشاهداتی ژئوفیزیکی در دیگر بخش‌های گسله آستارا چون برش‌های اجرا شده در نواحی پی‌سرا در شمال (شکل ۹ - a) و پره سر در جنوب هشتر (شکل ۹ - b)، با توجه به همسانی ویژگی‌های محیطی و دستگاهی قابل استناد می‌باشد.

بر این پایه بیشینه جابجایی تجمعی شاقولی قابل مشاهده در برش‌های ژئورادار منطبق بر افزازی با راستای تقریبی شمالی - جنوبی در گستره خاوری روستای گیسوم تا بخش ساحلی دریا نزدیک به ۲ متر قابل اندازه‌گیری است که در هم‌خوانی متناسبی با بلندای افزاز کنونی در سطح زمین می‌باشد. (شکل ۸ c, d, e). اگرچه بر پایه تنها یک ایستگاه مشاهداتی GPS در یک‌سوی سامانه گسلی آستارا برآورد نرخ جنبش جوان آن به‌درستی امکان‌پذیر نمی‌باشد ولی با توجه به داده‌های به‌دست آمده از دیگر ایستگاه‌های اندازه‌گیری شبکه ژئودینامیک در کرانه‌های جنوبی کاسپین و همین‌طور باختر بلندی‌های تالش و ویژگی‌های



شکل ۹. a) داده‌های برآمده از برداشت‌های ژئومغناطیس در منطقه لوندویل، سه گوشه‌ها نشان از موقعیت گسل در خاور بلندی‌های تالش و باختر پشته گسلیده با جابجایی راستگرد می‌باشند، (b) نقشه سه بعدی برآمده از برداشت‌های ژئوفیزیکی ژئومغناطیس در منطقه گیسوم.

البرز مرکزی در جنوب گلوگاه و بهشهر تا رودسر در باختر بر پایه نشانه‌های ریخت‌زمین‌ساختی با افزای آشکار قابل مشاهده و رهگیری است (شکل ۴). بدیهی است این افزای که گاه در مرز واحدهای سنگی و نهشته‌های جوان و گاه در میان رسوبات آبرفتی و دشت ساحلی جنوب کاسپین جای می‌گیرد با تغییرات بلندا و تراز توپوگرافی نزدیک به ۲۰۰ متر در درازای خود بیشتر قابل دسته‌بندی در شمار افزای‌های حاصل از رشد گسل می‌باشد تا یک افزای زمین‌ریخت‌شناختی چون خطوط کرانه‌ای (شکل ۱۱ - a).

پیگیری نشانه‌های وجودی گسله خزر در بخش‌های خاوری و میانی درازای آن چندان مشکل نمی‌نماید، چرا که برای نمونه در بخش‌های میانی گسله خزر آرایش شبکه آبراه‌های درگذر از ساختاری طاقتگون و مخروطی در جنوب رویان نشانگر عملکرد یک سامانه گسلی فعال با سازوکار چیره فشاری به‌سوی شمال و برش چپ‌گرد با جابجایی نزدیک به یک کیلومتر است (Nazari, 2006) (شکل ۱۱ - b).

داده‌های ژئوفیزیکی ژرف در پهنه آبی در منطقه تنکابن تاییدکننده شکل‌گیری و گسترش ساختمان‌های پیشرونده چین و گسل به‌سوی شمال است (شکل ۴).

همان‌گونه‌که اشاره شد با گذر زمان از بخش میانی ادامه گسله خزر که تا بلندی‌های جنوب لاهیجان در خاور دلتای سپیدرود کم و بیش در مرز کوه و دشت مشاهده می‌شد به ناگاه در دهانه دلتای سپیدرود با عقب‌نشینی کوهستان گم و ناپیدا می‌گردد.

در مسیر تقریبی موقعیت جاده شفت - رشت - کوچصفهان تا لاهیجان پشته‌ای با درازای نزدیک به ۴۵ کیلومتر و پهنای تا ۵۰۰ متر و راستای خاوری - باختری بر روی تصاویر ماهواره‌ای به‌طور برجسته دیده می‌شود (شکل ۱). بخش‌هایی از این پشته، پیش از این به‌عنوان افزای گسله یاد شده به نقشه در آمده است (Ber-

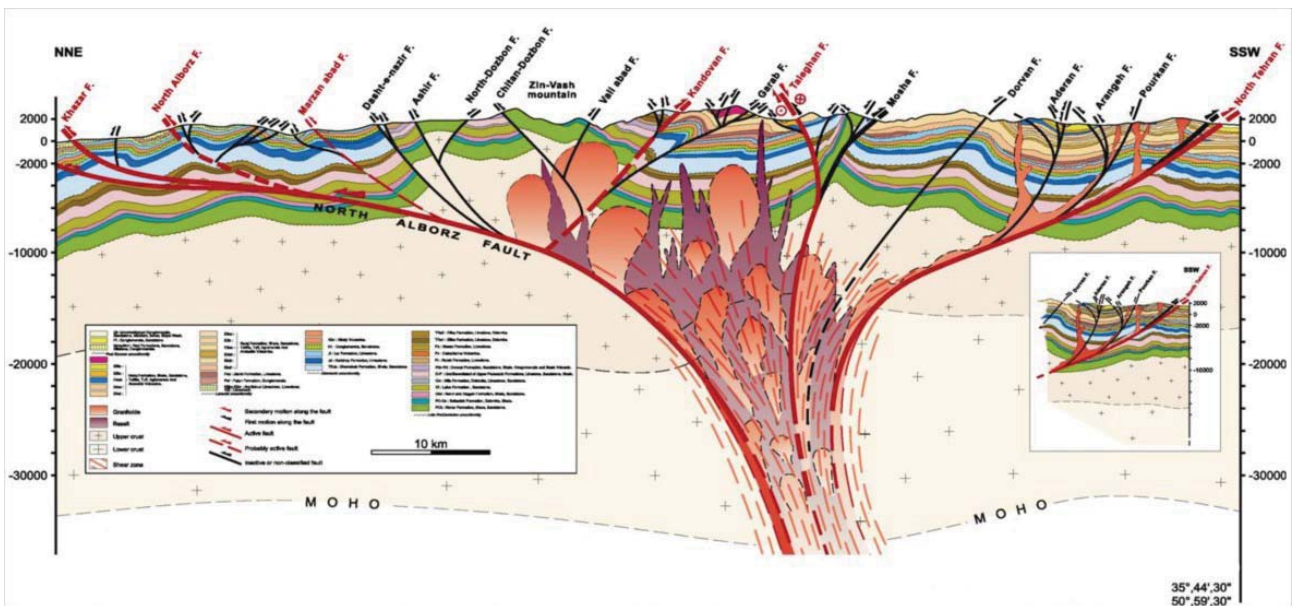
متفاوت از نگاه ساختار و زمان از افزای این گسل با هندسه و تفاسیر متفاوت ارائه شده است: در حالی‌که (Alavi 1991) البرز مرکزی را در الگوی ساختار یک دوپلکس پشت‌خوکی که در آن گسله خزر با هندسه‌ای متفاوت و شیب به‌سوی شمال در نظر گرفته شده است ارائه می‌نماید.

(Guest et al., 2006) افزای منسوب به گسله خزر، در شمار افزای‌های ریخت‌زمین‌ساختی بجای مانده از خطوط کرانه‌ای^۱ پیشینه در لبه شمالی یک ساختمان رزگون طبقه‌بندی و معرفی شده است.

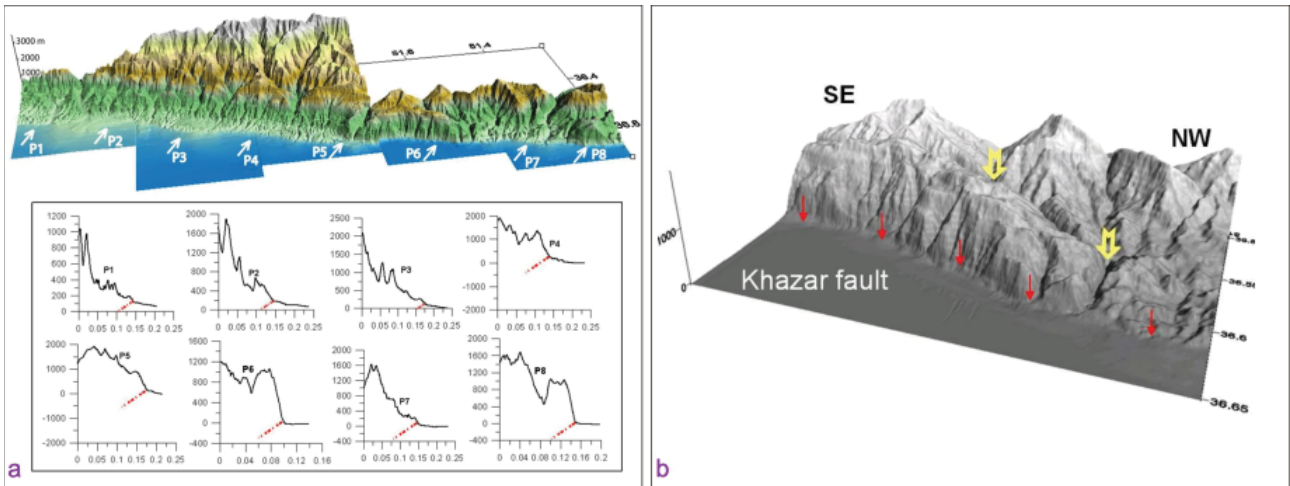
اگرچه از این گسل در برش‌های ساختمانی ۶ گانه نیز نشانی یافت نمی‌شود (Brookfield and Hashmet, 2001)، ولی به هر روی به طور غالب در دیگر مدل‌های ساختمانی گسله خزر کم و بیش به‌عنوان گسله بنیادین در مرز دامنه شمالی البرز و در همبری دشت ساحلی کاسپین جنوبی با شیب به‌سوی جنوب به نقشه درآمده است (Stocklin, 1974; Allen et al., 2003; Ghassemi, 2005; Nazari, 2006; Shahidi, 2008) (شکل ۱۰).

برپایه برش‌های ساختمانی موازنه شده در پهنای البرز مرکزی پیشینه نرخ کوتاه‌شدگی البرز مرکزی نزدیک به ۳۸٪ اندازه‌گیری شده که نزدیک به ۷۵٪ این دگرشکلی از زمان میوسن تاکنون شکل گرفته است (نظری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Nazari, 2006). با توجه به ویژگی‌های ساختاری می‌توان چنین انگاشت که بخش قابل توجهی از این دگرشکلی و کوتاه‌شدگی در لبه شمالی بلندی‌های البرز مرکزی برابر با سامانه فشاری شمال البرز و خزر شکل می‌گیرد (Nazari, 2006) (شکل ۱۰).

همانگونه‌که پیش از این اشاره شد خط اثر گسله خزر در لبه شمالی البرز مرکزی در همبری پوشیده واحدهای سنگی مزوزوئیک و نهشته‌های جوان کواترنری از خاوری‌ترین بخش‌های



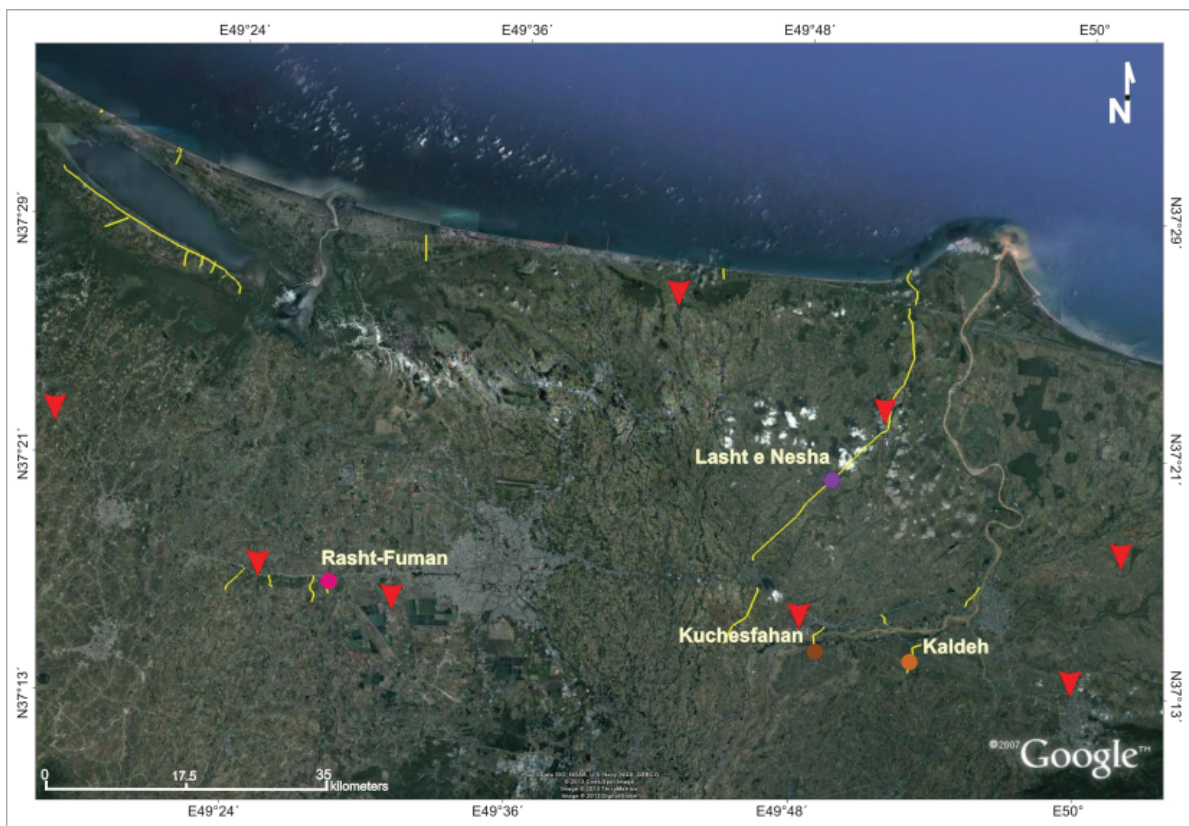
شکل ۱۰. برش‌های ساختاری موازنه شده در پهنای البرز مرکزی، خطوط قرمز نشانگر گسله‌های جنبی (Nazari, 2006). در این برش گسله خزر با شیب به‌سوی جنوب به‌عنوان شاخه‌ای پیشرونده از سامانه گسلی شمال البرز ارائه شده است.



شکل ۱۱. (a) افراز گسلی خزر بر روی داده‌های رقومی ارتفاعی SRTM با دقت مکانی ۹۰ متر و موقعیت گسل خزر بر برش‌های توپوگرافی عمود بر راستای افراز گسله، تفاوت نزدیک به ۲۰۰ متری خط اثر گسله و افراز نشان از عملکرد ساختاری و هندسه گسل می‌باشد، (b) جابجایی نزدیک به یک کیلومتر آبراهه بر روی فرادیواره گسل (پیکان‌های زرد رنگ) حاصل سازوکار فشاری گسل خزر (پیکان‌های قرمز رنگ).

قبول از نشانه‌های ریخت‌زمین‌ساختی چون وجود پشته‌ای با آرایش خطی و جابجایی رودخانه سپیدرود به میزان ۱۰ کیلومتر و جابجایی دسته آبراهه‌های میانی دلتا با جابجایی‌های ۷۰۰-۵۰۰ متر نشان از ادامه باختری گسله خزر در میان نهشته‌های جوان کرانه‌ای جنوب - باختری کاسپین دارد (شکل ۱۲). هم‌مکانی ناهنجاری‌های مشاهده شده در برش‌های ژئوفیزیکی

(berian et al., 1992). برخلاف دست‌خوردگی گستره منطقه، بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی برپایه تصاویر ماهواره‌ای Spot و Quick Bird به همراه مشاهدات زیرسطحی ژئوفیزیکی GPR در دو سوی باختری پشته در گستره باختری دشت و همین‌طور چندین برش اجرا شده در گستره خاوری بین رشت - کوچصفهان و همچنین در مسیر کوچصفهان به لشت‌نشا با هم‌پوشانی قابل

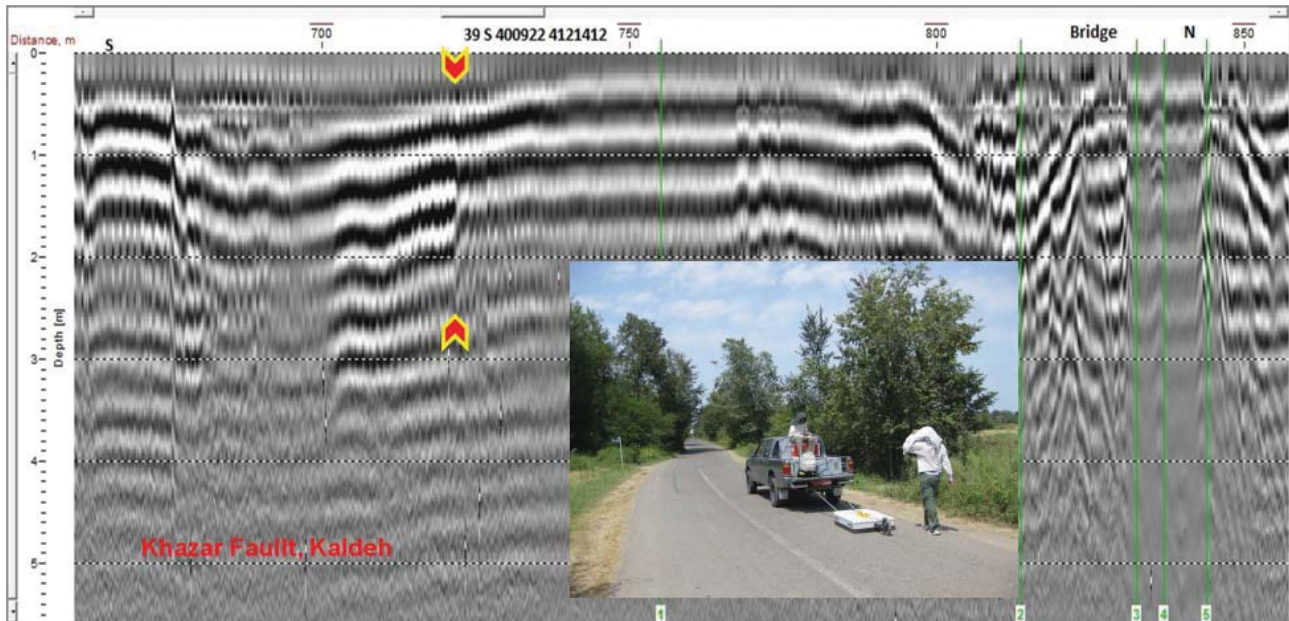


شکل ۱۲. خط اثر سامانه پیشرونده گسلی خزر در دلتای سپیدرود (سه‌گوشه‌های قرمز) و موقعیت برش‌های ژئوفیزیکی GPR اجرا شده در منطقه (نقاط رنگی) بر تصویر ماهواره‌ای Quick Bird.

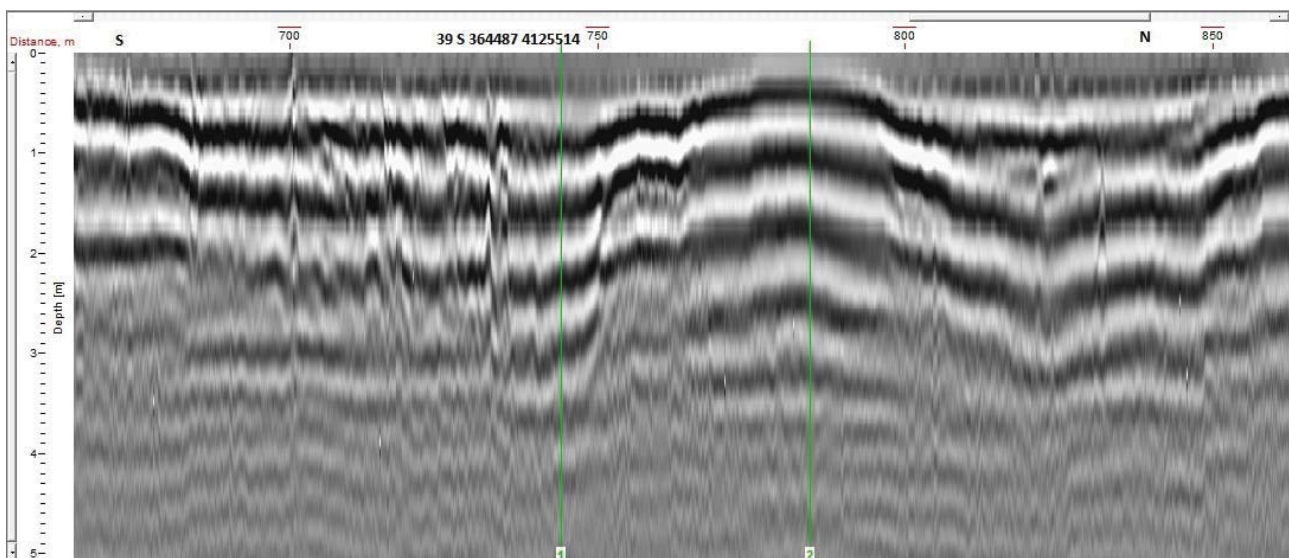
باختری گسل خزر از باختر لاهیجان تا نزدیکی های بندرانزلی می نماید (شکل های ۱۳ و ۱۴).

همگونی جایگاه بلندای سطحی نزدیک به ۶ متری افراز با توجه به ژرفای کم مشاهداتی در لوگ برش های ژئورادار و جابجایی های شاقولی تا ۱ متر در بالاترین بخش لوگ GPR در میان رسوبات جوان سطحی تردیدی بر فعالیت های جوان و پویایی لرزه ای پاره گسل های مشاهده شده باقی نمی گذارد (شکل ۱۵).

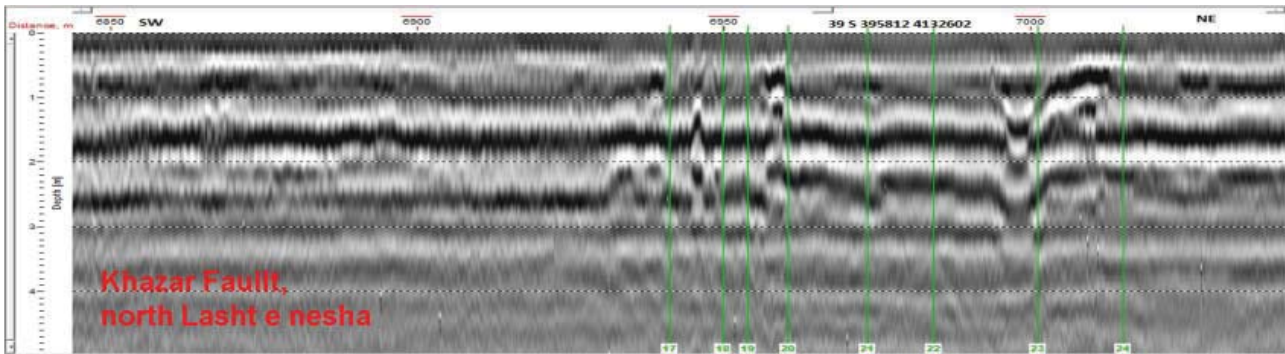
با بخش هایی از افرازهای همچنان باقیمانده و دست نخورده در میان شالیزارها (شکل ۱۳) و ادامه دار بودن راستای این افرازها بر پایه تصاویر ماهواره ای (شکل ۱۲) و مشاهدات میدانی با توجه به کنترل های انجام شده بر داده های فراهم آمده از روش GPR با تلفیق دیگر روش های ژئوفیزیکی که در منطقه گیسوم بر روی گسله آستارا به انجام رسیده، در مورد ادامه باختری گسله خزر نیز ما را مجاز به تائید و تفسیر مجموعه داده های قابل مشاهده از این پژوهش ها به عنوان شواهدی بر وجود شاخه گسل هایی در ادامه



شکل ۱۳. برش ژئوفیزیکی GPR از افراز مشاهده شده در منطقه کلده، پیکان های قرمز رنگ نشان از ناهنجاری حاصل از گسلش با جابجایی شاقولی تجمعی افزاینده در ژرفا است. تصویر نمایش داده شده نشانگر روش برداشت های میدانی انجام شده در مطالعات ژئوفیزیکی GPR است.



شکل ۱۴. برش ژئوفیزیکی GPR در جاده فومن-رشت، خط سبز نشانگر مکان ناهنجاری اصلی منطبق بر افراز سطحی حاصل از گسلش با جابجایی شاقولی تجمعی افزاینده در ژرفا است.



شکل ۱۵. برش ژئوفیزیکی GPR از افراز مشاهده شده در شمال لشت نشا، خطوط سبز رنگ نشان از ناهنجاری حاصل از گسلش با جابجایی شاقولی تجمعی افزاینده در ژرفا است.

ژرفای آب ۱۶۰-۲۰ متری مشاهده شد (شکل ۱۷ - a).
 هندسه و سازوکار گسله‌های مشاهده شده در میان رسوبات بستر در جنوب‌باختری کاسپین در طیف گسترده‌ای از گسله‌های کششی - نرمال تا گسله‌های فشاری - رانندگی در باریکه از خط کرانه‌ای تا شیب قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۷ - b)، که نظر به نرخ رسوب‌گذاری برآورد شده در این بخش از کاسپین (۲ cm/yr)، (Leroy et al., 2013) جنبش‌های لرزه‌ای که با جابجایی شاقولی بر روی صفحات گسله آشکار می‌شود در میان نهشته‌های هزار سال گذشته بستر دریا تا به امروز به‌خوبی در برش‌های گوناگون ژئوفیزیکی دیده می‌شود.

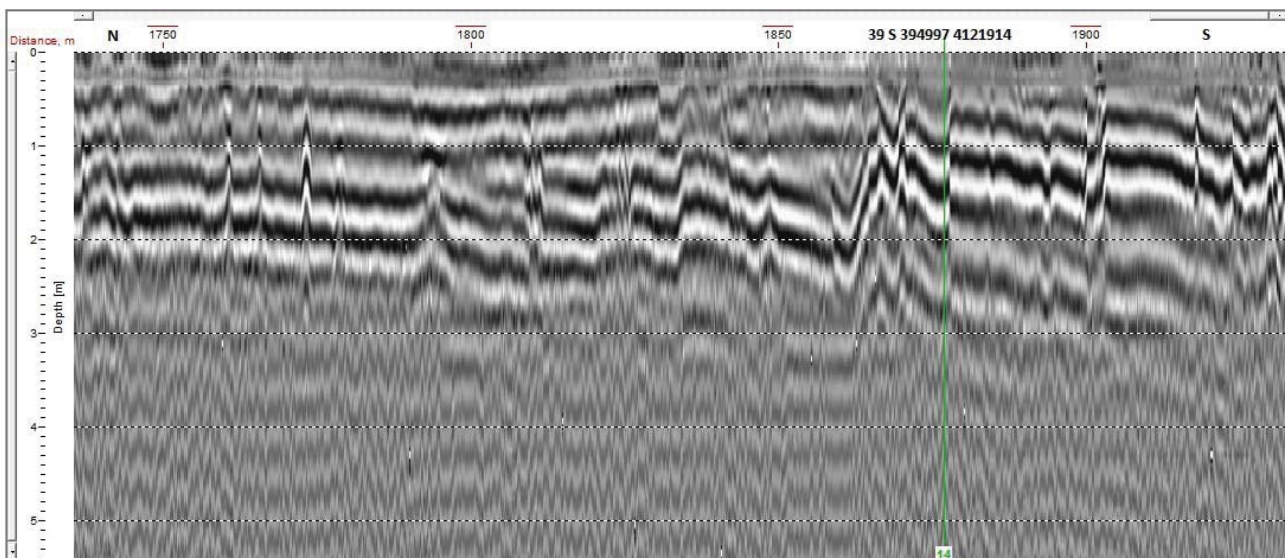
بحث و نتیجه‌گیری

پهنه آبی کاسپین جنوبی با بیشینه ژرفای ۹۶۰ متر در دو سوی جنوبی و باختری خود به سامانه‌های گسله فعال خزر و آستارا محدود می‌گردد. گسله خزر به‌عنوان بزرگترین سامانه گسلی فعال در دامنه شمالی البرز که در شمار ساختارهای فشاری پیشرونده

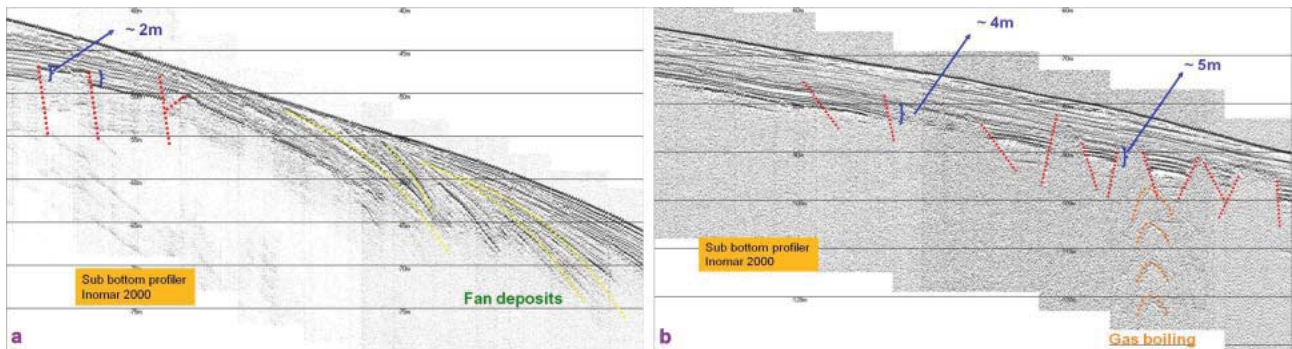
بر همین پایه افزایش فزاینده جابجایی شاقولی نهشته‌های کم‌ژرفا نسبت به بخش‌های ژرف‌تر را می‌توان نشانی بر تکرار رخداد‌های لرزه‌ای حاصل از جنبش گسله در پیشینه نه‌چندان دور این ناحیه دانست (شکل ۱۶).

پیش از این (Nazari (2006) نیز برپایه داده‌های اکتشافی ژئوفیزیکی ژرف در شمال تنکابن، هندسه و ساختار گسله خزر، احتمال دگرشکلی حاصل از رشد و گسترش ساختارهای چین و گسل برآمده از سامانه گسلی خزر را در میان نهشته‌های سخت نشده پهنه آبی به دور از احتمال دانسته بود.

در این پژوهش با توجه به امکان بهره‌گیری از پیمایش‌های دریایی و به‌کارگیری روش‌های مشاهداتی ژئوفیزیکی رسوبات بستر دریا^۱ در گستره جغرافیایی محور دلتای سپیدرود در سوی خاور و شمال بندرانزلی در سوی باختری گستره مورد پژوهش برای نخستین بار، افزون‌بر بررسی اشکال بستر، شکل‌گیری و گسترش بادزن‌های دریایی، گسلش و جابجایی‌های شاقولی و رانندگی بسیاری نیز در میان رسوبات ۱۰ متر نخست بستر در



شکل ۱۶. برش ژئوفیزیکی GPR در جاده لاهیجان، خط سبز نشانگر مکان ناهنجاری اصلی منطبق بر افراز سطحی حاصل از گسلش با جابجایی شاقولی تجمعی افزاینده در ژرفا است.



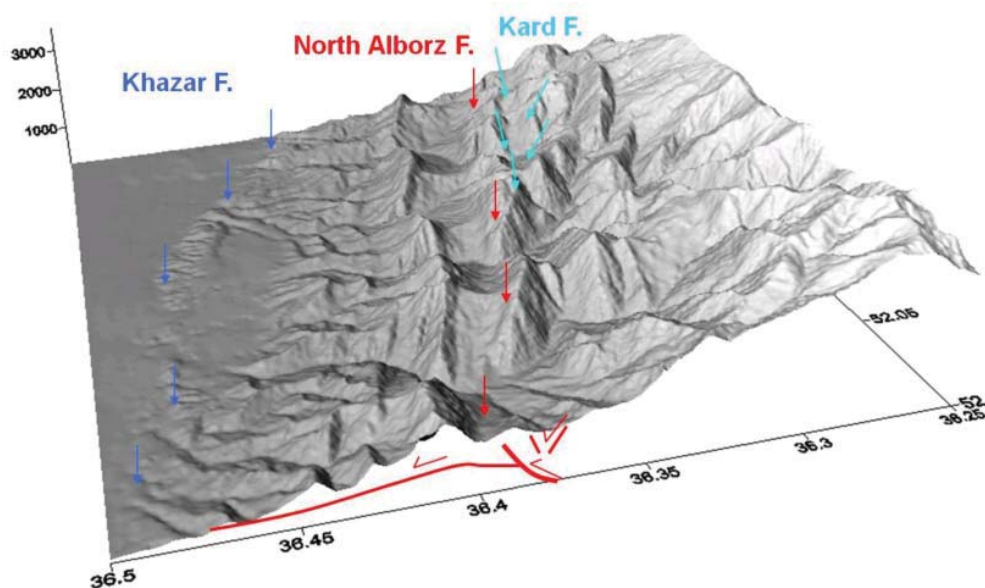
شکل ۱۷. (a,b) برش‌های ژئوفیزیکی از نهشته‌های بستر دریا در شمال بندرانزلی، خطوط قرمز نشانگر گسلش جوان با جابجایی شاقولی، خطوط زرد رنگ نشانگر رسوبگذاری در بادزن زیر دریایی، (b) خطوط نارنجی رنگ نشانگر جوشش گازهای آزاد شده حاصل از ته نشست رسوبات آلی در بستر دریا در محل ساختارهای گسله است.

خردلرزه‌های پراکنده‌ای چون زمین‌لرزه‌های ثبت شده در پهنه آبی در شمال انزلی (۲۰۱۲ Feb ۰۵) خود نیز گواهی بر فعال بودن شاخه‌های پیشرونده جوان‌ترین سامانه گسلی در بستر دریا می‌باشد.

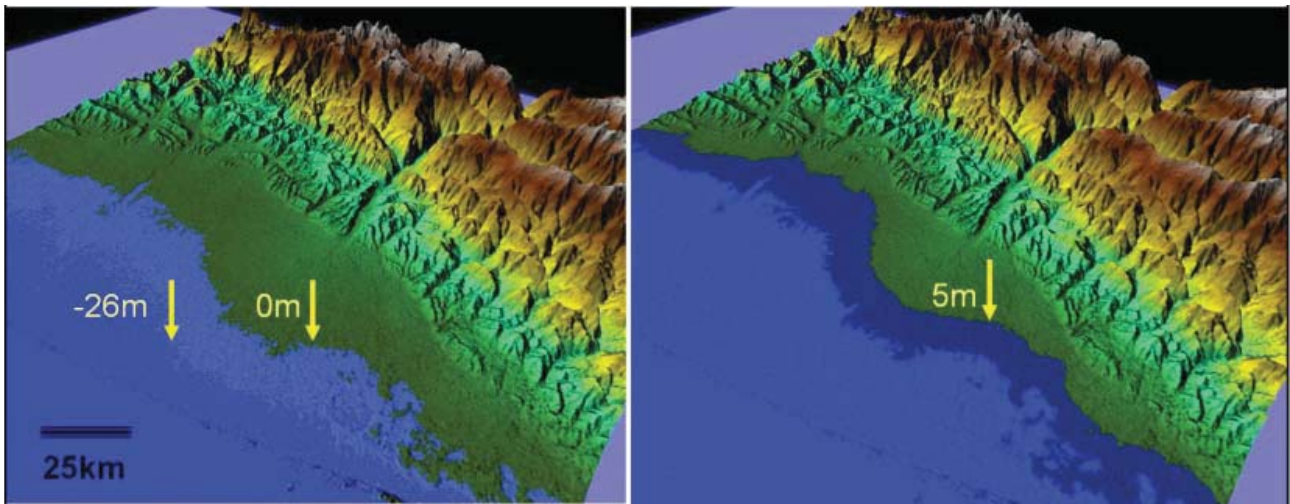
در کرانه باختری کاسپین جنوبی نیز اگرچه نشانی مستقیم از رخداد زمین‌لرزه ویران‌گر در طی سده گذشته منسوب به فعالیت یکی از شاخه‌های پیشرونده سامانه گسلی، آستارا در خشکی و یا پهنه دریایی نیست ولی زمین‌لرزه‌های دستگاهی بسیاری در گستره اثر این سامانه گسلی به ثبت رسیده است. زمین‌لرزه‌های تاریخی ۱۷۰۹ و ۱۷۱۳ که سبب ویرانی گستره رشت در سده ۱۸ شده است را می‌توان حاصل فعالیت شاخه‌های جنوب این سامانه گسلی پنداشت. نزدیکی جغرافیایی و راستای هر دو گسله جنبای خزر در جنوب و آستارا در باختر کاسپین جنوبی به‌همراه شاخه‌های فعال پیشرونده جدا شده از هریک که سبب دگرشکلی،

گسلی به‌سوی شمال که ریشه در صفحه گسله شمال البرز دارد، از مهم‌ترین سرچشمه‌های خطی زمین‌لرزه در پهنه کرانه‌ای بخش جنوبی کاسپین به‌شمار می‌رود.

این سامانه گسلی با توجه به جایگاه جغرافیایی، هندسه و سازوکار، به گمان سرچشمه خطی زمین‌لرزه‌هایی چون زمین‌لرزه‌های: AD 874 گرگان- گنبدکاووس ($M_s=6.0, I_o=VII$)، 1498AD, 1809AD گرگان ($M_b=5.2, I_o=VII$)، سنگچال 1957AD ($M_s=6.8$)، 1952AD ($M_b=4.7$)، فارسیناج 1970AD ($M_b=5.0$)، بابل کنار 1971AD ($M=5.2$)، علی‌آباد کتول 1999AD ($M_b=5.3$)، گرگان 2004AD ($M_w=$ 5.6)، فیروزآباد کجور 2004AD ($M_w=6.2$) و گرگان 2005AD (Mckenzie, 1972; Berberian and Yeats, 1999, ($M_w=5.3$) and 2001; Tatar et al., 2007) Ambraseys and Melville, 1982) به‌شمار می‌رود.



شکل ۱۸. مدل شماتیک و ارتباط ساختاری گسله شمال البرز (پیکان‌های قرمز)، گسل خزر (پیکان‌های آبی) و گسله کششی کرد (پیکان‌های فیروزه‌ای) بر روی فرادواره گسل شمال البرز بر زمینه‌ای از مدل رقومی ارتفاعی فراهم آمده از رقومی سازی نقشه‌های توپوگرافی در مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ در منطقه چمستان (باختر آمل)، که نشان از ساختارهای پیشرونده چین و گسل به‌سوی شمال می‌باشد.



شکل ۱۹. گستره اثر امواج با بلندای تا ۵ متر در پهنه ساحلی کرانه‌های جنوبی کاسپین، پیکان‌های زرد نشان‌گر خط اثر امواج را در شرایط کنونی (تراز ۰-۲۶ متر) و در صورت رخداد امواج با بلندای ۳ متر (تراز توپوگرافی صفر متر) در تصویر a و امواجی با بلندای ۵ متر (تراز +۵ متر) در تصویر b و پوشش گستره آسیبی نزدیک به ۳۰٪ از بخش کرانه‌ای جنوب کاسپین می‌باشند.

قدردانی

این نوشتار بهره‌مند از دستاوردهای دیگر پژوهش‌های زمین‌شناختی اجرا شده در گستره کاسپین جنوبی و بلندای‌های پیرامون آن در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همین‌طور پشتیبانی‌های مالی و لجستیکی فراهم آمده در پروژه جامع مخاطرات زمین‌شناختی کاسپین جنوبی بوده است.

منابع

- بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۴. پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره تهران و پیرامون. سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۵۶، ۳۱۶.

- نظری، ح.، ریتز، ژ.ف. و عقبایی، ش.، ۱۳۸۶. نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و تکامل تکنونیک البرز در تیس. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۶، ۶۴، ۵۳-۳۸

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological society of America Bulletin, 103, 983-992.

- Allen, M.B., Vincent, S.J., Ian Alsop, G., Ismail Zadeh, A. and Flecker, R., 2003a. Late Cenozoic deformation in sout Caspian region : effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, 366, 223-239.

- Allen, M. B., Ghassemi, M.R., Shahrabadi, M. and Qorashi, M., 2003b. Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, Journal of Structural Geology, 25, 659-672.

چین‌خوردگی و گاه برش نهشته‌های بسیار جوان بستر دریا شده است به‌همراه پیشینه لرزه‌ای و نرخ جنبش $>2.5\text{mm/y}$ برای گسله خزر و $<1.5\text{mm/y}$ برای گسله آستارا، احتمال رخداد دوباره زمین لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری میانه تا سترگ ($M>6$) را حاصل از جنبش دوباره یکی از سامانه‌های گسلی فعال در کرانه‌های کاسپین جنوبی و یا پهنه آبی آن ناممکن نمی‌داند. بی‌گمان در صورت چنین رخداد لرزه‌ای احتمالی در راستای گسله‌ای به موازات هر یک از کرانه‌های حوضه آبی کاسپین جنوبی در جنوب و یا باختر آن به‌عنوان سرچشمه خطی لرزه‌ای در خشکی و نزدیک به پهنه آبی و یا یکی از شاخه‌های پیشرونده گسلی در بستر دریا سبب تولید و انتشار امواج لرزه‌ای سترگی در پوسته و سپس در سببرای آبی این دریاچه ژرف خواهد شد.

انتشار امواج لرزه‌ای ناشی از شکست طبقات سنگی در ژرفای پوسته و گسیخت و گسلش سطحی در پهنه خشکی و نزدیک به چنین حوضه آبی ژرف توانایی تولید امواج بلند و سترگ از نوع Seiche Wave و یا در صورت جنبش و گسیخت همراه با جابجایی بر روی یکی از شاخه‌های گسلی بستر دریا در پهنه آبی شکل‌گیری مه‌موج‌ها را داراست. زایش و گسترش هریک از امواج دریایی حاصل از رخداد زمین لرزه در پهنه خشکی و یا پهنه آبی برآمده از جنبش دوباره سامانه گسلی خزر و یا سامانه گسلی آستارا با توجه به هندسه حوضه آبی، پهنای نسبی کم و تجمع جمعیتی بالای کرانه‌های جنوبی و باختری کاسپین سبب برخورد امواج بلند و ویرانگر به این کرانه‌های پست خواهد شد. با توجه به گستردگی و شیب کرانه‌ای نسبت به هندسه بستر و ژرفای آب گشتاور لرزه‌ای احتمالی توان تشکیل امواجی با بلندای بیش از ۶ متر در بیشتر بخش‌ها به‌راحتی قابلیت درهم کوبیدن بیش از ۳۰٪ از سواحل ایرانی کاسپین را دارا خواهد بود.

- Ambraseys, N. N. and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes, Cambridge University press, New York, 219.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stokli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics, *Geology*, 29(6), 559-562.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Jackson, J.A., Priestley, K. and Wallace, T., 1992. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance, *Bulletin of the seismological society of America*, 82(4), 1726-1755.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of seismological Society of America*, 89(1), 120-139.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 2001. Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, *Journal of Structural Geology*, 23, 563-584.
- Brookfield, M.E. and Hashmat, A., 2001. The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan), *Earth science Reviews*, 55, 41-71.
- Brunet, M. F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. and Nishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: A review of its evolution from subsidence modeling, *Sedimentary Geology*, 156, 119-148.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D.F., Bashukoh, B. Turrin, B. and Pandamouz, A., 2004. The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 116, 16-29.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thinskin deformation, *Geosphere*, 2, 35-52.
- Djamour, Y., Vernant, P.H., Bayr, R., Nankali, H., Ritz, J.F. Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M. and Khorrami, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran, *Geophysical Journal International*, 183(3), 1287-1301, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04811.x.
- Ghassemi, M., 2005. Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran, *Basin Research*, 17, 425-436.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Kaveh Firouz, A., Nazari, H., Ghorashi, M., Mohammedi Vizheh, M., Sobouti, F. and Razavi, A., 2013. Seismotectonic map of the Talesh Mountain, scale 1:200000, Geological Survey of Iran.
- Leroy, S.A.G., Lahijani, H.A.K., Reyss, J. L., Chalié, F., Haghani, S., ShahHosseini, M., Shahkarami, S., Tudryn, A., Arpe, K., Habibi, P., Nasrollahzadeh, H.S., Makhloogh, A., 2013. A two-step expansion of the dinocyst *Lingulodinium machaerophorum* in the Caspian Sea: the role of changing environment, *Quaternary Science Reviews* 77, 31-45.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. Science de la terre et de l'eau, PhD Thèse, Montpellier, Montpellier II: 247.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Talebian, M. and Moosavi, A., 2005a. Seismotectonic map of the Central Alborz, Scale 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A.R., 2005b. Geological map of Anzali, Scale 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Nazari, H. and Ritz, J.F., 2008. Neotectonics in Central Alborz, Special issue, 17 (1), *Geosciences*, Geological Survey of Iran.
- Nazari, H., Ghorashi, M. and Talebian, M., 2013. Seismotectonic map of the NW Iran, Scale 1:750000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006. Active transtention inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics, *Geology*, 34(6), 477-480.
- Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique du Nord de

L'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Mésozoïque, PhD Thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 500 .

- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains, Geological Society London Special publication, 4, 213-234.

- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, A., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present day crustal deformation and plate kinematics in

the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, Geophysical Journal International, 157, 381-398.

- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman, E., 2007. The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin-margin, partitioning of the oblique convergence, and seismic hazard of Tehran, Geophysical Journal International, 170, 249-261.