

تاریخچه تکامل دگرریختی در پیشانی بلندای قدیمی فارس، جنوب خاور کمربند چین خورده و رانده زاگرس

علی تقوی^۱، مهدی نجفی^۲، نجمه اعتمادسعید^۲ و محمد صدیق^۲

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۲ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

کارشناسی ارشد، شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۷

چکیده

این مطالعه با تلفیق تفسیر خطوط لرزه‌ای دوعبده، اطلاعات چاه‌های اکتشافی و اطلاعات میدانی به بررسی چگونگی تکامل ساختارها و زمانبندی رویدادهای دگرریختی در پیشانی پهنه بلندای قدیمی فارس، در جنوب خاور کمربند چین خورده و رانده زاگرس پرداخته است. در این مقاله با بازگردانی گام به گام برش‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای بر اساس الگوی چین‌های رشدی در نهشته‌های همزمان با زمین ساخت و همچنین پایداری طول و مساحت واحدها، یک مدل تکاملی برای شکل‌گیری ساختارهای پیشانی بلندای فارس ارائه می‌شود. بر اساس این مدل تکاملی، در ائوسن پایانی تاقدیس تابناک با دگرریختی خارج از نوبت در فرادایواره گسل وارون شده پیشانی کوهستان شروع به شکل‌گیری می‌کند. اگر چه در میوسن آغازین چین خوردگی جدایشی نازک پوسته در منطقه آغاز می‌شود، اما در زمان میوسن پسین است که آهنگ کوتاه‌شدگی و فرازگیری ساختارها به شدت افزایش می‌یابد، گسلش در پهلوی چین‌ها شکل می‌گیرد و افق جدایش میانی تبخیری‌های دشتک با ستبرشدگی در هسته تاقدیس‌ها درگیر می‌شود.

کلیدواژه‌ها: کمربند چین خورده و رانده زاگرس، پیشانی فارس، بازگردانی گام به گام، چین‌های رشدی، آهنگ دگرریختی.

* نویسنده مسئول: مهدی نجفی

E-mail: mahdinajafi@iasbs.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی و پیشانی پهنه فارس واقع شده است که بلندای قدیمی فارس نام دارد (شکل ۱). بلندای قدیمی فارس با ۱۵۰۰ تریلیون فوت مکعب ذخایر گاز، دربرگیرنده ۱۵ درصد از کل ذخایر گاز اکتشاف شده در جهان است (Bordenave and Hegre, 2012; Motamedi et al., 2012). در نتیجه نحوه تکامل ساختارهای این منطقه در طول زمان سنوزویک برای موفقیت اکتشافات هیدروکربوری ضروری است. تعیین تاریخچه تکامل ساختاری در کمربند چین خورده و رانده زاگرس تاکنون مورد مطالعات بسیاری قرار گرفته است. برخی به روش سن‌سنجی مگنتواستراتیگرافی (Homke et al., 2004; Emami, 2008; Khadivi et al., 2010; Beamud et al., 2014; Ruh et al., 2015) عده‌ای با استفاده از روش ترموکرونومتری (Gavillot et al., 2010; Homke et al., 2010) و برخی با استفاده از ناپیوستگی‌ها و ساختارها (Farahpour and Hessami, 2012) این تکامل را بررسی کرده‌اند. در مطالعاتی که بر روی سن دگرریختی با استفاده از چین‌های رشدی و بررسی‌های میدانی انجام شده است، بسیاری از زمان رسوب‌گذاری آجاجاری میانی را به عنوان فاز اصلی دگرریختی در پهنه فارس مطرح کرده‌اند. از میان آنها می‌توان به مطالعات مگنتواستراتیگرافی سازند آجاجاری میانی بر روی ناودیس غل‌غل با سن ۳/۸ میلیون سال پیش (Ruh et al., 2015) و ناودیس دولت‌آباد با سن ۴/۵ میلیون سال پیش (Beamud et al., 2014) اشاره کرد. همچنین مطالعه مگنتواستراتیگرافی سازند آجاجاری میانی در ناودیس غلات سن ۱۴/۸ میلیون سال پیش را برای دگرریختی در پهنه فارس (Khadivi et al., 2010) معرفی می‌کند.

با وجود این ۳ مطالعه اصلی در پهنه فارس، که همگی زمان نهشت سازند آجاجاری را به عنوان فاز اصلی دگرریختی معرفی کرده‌اند، هنوز ابهامات بسیاری در مورد زمان آغاز دگرریختی وجود دارد. داده‌های لرزه‌ای جدیدی که در منطقه پیشانی بلندای فارس برداشت شده‌اند با نشان دادن الگوهای رشدی قدیمی‌تر در پهلوی تاقدیس‌های اصلی به این ابهامات افزوده است. این مطالعه با تفسیر داده‌های لرزه‌ای جدید در این منطقه به مطالعه تاریخچه دگرریختی می‌پردازد. یکی از روش‌های کاربردی برای تعیین چگونگی تکامل و زمان رشد ساختارها، استفاده از الگوهای رشدی در رسوبات همزمان با دگرریختی است (Suppe et al., 1992; Verges et al., 1996).

(Poblet et al., 1997). مطالعه این نهشته‌ها از جمله در خلیج فارس و کمربند زاگرس چین خورده و رانده توسط پژوهشگران مختلف صورت گرفته است (Soleimany and Sabat, 2010; Beamud et al., 2014; Ruh et al., 2015; Valero et al., 2015). مطالعه حاضر با بازگردانی گام به گام برش‌های زمین‌شناسی ترازمند یک مدل تکاملی را برای شکل‌گیری ساختارهای پیشانی فارس ارائه می‌کند. ساختارهای مورد بررسی در این مقاله به ترتیب از شمال باختر به جنوب خاور شامل تاقدیس‌های وراوی، لامرد، تابناک، گاوبندی، مدار و خیام هستند. علاوه بر این، گسل پیشانی کوهستان نیز به عنوان اصلی‌ترین گسل منطقه به صورت پی‌سنگی در پهلوی جنوبی تاقدیس تابناک قرار دارد. در ابتدا بر اساس الگوی چین‌های رشدی در رسوبات همزمان با زمین‌ساخت بر روی پهلوی ساختارها، زمان شروع رشد و نحوه تکامل هر یک از ساختارها مورد بررسی قرار می‌گیرد. سپس با توجه به سن رشد ساختارها، برش زمین‌شناسی ساختاری منطقه‌ای در عرض پیشانی پهنه فارس با حفظ طول و مساحت لایه‌ها، به صورت گام به گام در طول زمان به عقب بازگردانده و تکامل مرحله به مرحله از پیشانی فارس ارائه می‌شود.

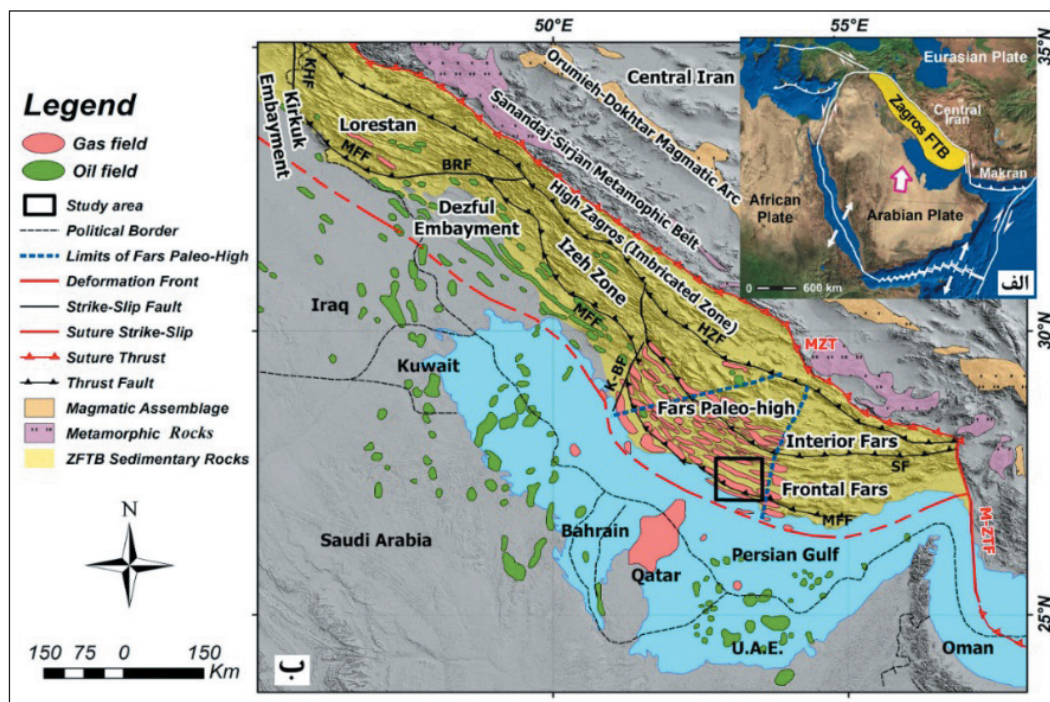
۲- جایگاه زمین‌شناسی بلندای قدیمی فارس

۲-۱. تاریخچه تکامل زمین‌ساختی زاگرس

در طول زمان پالئوزویک، ورق‌های عربی و ایران مرکزی بر روی حاشیه غیرفعال ابرقاره گندوانا قرار داشته‌اند که در شمال با اقیانوس تتیس کهن محدود می‌شدند (Berberian and King, 1981; Stampfli and Borel, 2002). در زمان پرموتریاس کافت قاره‌ای گندوانا باعث گشایش، تشکیل اقیانوس تتیس نو و همچنین جدایش خرده‌قاره ایران از ورق عربی شد. در همین زمان اقیانوس تتیس کهن نیز بسته شده بود (Stocklin, 1968; Falcon, 1969; Berberian and King, 1981; Stampfli and Borel, 2002). شاخصه اصلی در آخرین فاز یعنی از زمان کرتاسه تا عهد حاضر، فرورانش، همگرایی و برخورد است. در کرتاسه پسین، حدود ۹۰ میلیون سال پیش، یک قطعه از سنگ‌کره اقیانوس تتیس نو بر روی لبه شمال خاوری ورق عربی فرارانده شده است (Takin, 1972; Falcon, 1974; Alavi, 1994).

پایینی ستبرشدگی حاشیه عربی و تشکیل کوهزاد زاگرس گزارش شده است. پس از شروع برخورد، حداقل از میوسن پایینی، دگرریختی فشارشی به صورت پیشرونده از پهنه برخوردی به سمت پیشانی در جنوب باختری در حال توسعه بوده است (Hessami et al., 2001; Homke et al., 2004; Ballato et al., 2011; Mouthereau et al., 2012). آهنگ دگرریختی را در این مرحله نیز بسیار بالا می‌دانند (Ballato et al., 2011; Mouthereau et al., 2012). در نهایت در میوسن میانی تا بالایی فروانش تقریباً ثابت شده و تا کیلومترها دورتر دگرریختی در حال وقوع است. نتیجه این مرحله از تکامل زاگرس به صورت کوتاه‌شدگی و ستبرشدگی گزارش شده است (Ballato et al., 2011). این مرحله به گفته بسیاری تا زمان حال حاضر نیز ادامه دارد (Homke et al., 2004; Khadivi et al., 2010; Ballato et al., 2011) اما زمان دقیق آن هنوز کاملاً مشخص نیست (Berberian and King, 1981 Alavi, 1994 and 2004).

Sepehr and Cosgrove, 2004; Agard et al., 2005; Allen and Armstrong, 2008; Mouthereau et al., 2012). این مرز، گسل راندگی اصلی زاگرس است که مرز زمین‌ساختی فعال و خط درز اقیانوس تیس نو را نشان می‌دهد (Ricou, 1971) و با سری پیچیده افیولیتی پیرامون آن مشخص می‌شود. فرایند فرانش در زاگرس، ورقه‌های راندگی را در درونی‌ترین بخش کمربند ایجاد کرده که نشانه فاز اول دگرریختی زاگرس است. در زمان اتوسن برخورد بین ورق‌های عربی و ایران مرکزی به صورت قاره-قاره با بسته شدن کامل اقیانوس تیس نو اتفاق افتاده است (Stoneley, 1981; Beydoun et al., 1992; Mouthereau et al., 2007; Fakhari et al., 2008; Agard et al., 2011; Ballato et al., 2011). همچنین در زمان الیگوسن زیرراندگی حاشیه عربی با آهنگ دگرریختی بسیار کم معرفی می‌شود (Ballato et al., 2011; Mouthereau et al., 2012). سپس در زمان میوسن



شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای از کمربند چین خورده و رانده زاگرس که در حاشیه شمال خاوری ورق عربی واقع شده است. عناصر ساختاری برگرفته از Stocklin (1968) و Falcon (1969). ب) تصویر مدل ارتفاعی-رقومی از کمربند زاگرس که تقسیمات ساختاری بر روی آن نشان داده شده است (عناصر ساختاری برگرفته از Berberian and King (1981) و Sepehr and Cosgrove (2004); چهار گوش سیاه رنگ موقعیت منطقه مطالعه این پژوهش را نشان می‌دهد که در بلندای قدیمی فارس واقع شده است. علاوه بر این، موقعیت میدان‌های گازی و نفتی بر روی نقشه نشان داده شده است (برگرفته از Verges et al. (2011), Bordenove and Hegro (2012) و Najafi et al. (2014)). همچنین گسل‌هایی که مرز پهنه‌های ساختاری هستند عبارتند از: MZT=Main Zagros Thrust, HZF=High Zagros Fault, BRF=Balarud Fault, MFF: Mountain Front Fault, K-BF=Kazerun-Borazjan Fault; از: KHF=Khaneqein Fault, SF=Surmeh Fault, M-ZTF=Minab-Zendan transfer Fault.

بوده است، که موجب کاهش ستبرای پوشش رسوبی از خاور و باختر به سمت بخش‌های مرکزی آن شده است (Rahimpour-Bonab et al., 2010). مطالعه یک خط لرزه‌ای به طول ۲۰۰ کیلومتر به موازات خلیج فارس، کاهش ستبرای پوشش رسوبی در بالای این بلندا را به خوبی نمایش می‌دهد (Perotti et al., 2011). بالاتر بودن منطقه بلندای قدیمی فارس در طول این زمان، موجب مهاجرت اولیه هیدروکربور به سمت این منطقه شده است. با شروع چین خوردگی‌ها در میوسن، این تجمعات هیدروکربوری دوباره مهاجرت کرده و در بستگی‌های ایجاد شده توسط تاقدیس‌ها به دام افتاده‌اند (Bordenove and Hegro, 2012).

۲-۲. تاریخچه زمین‌شناسی بلندای فارس

بلندای قدیمی فارس با ۳ ویژگی نسبت به بخش‌های دیگر پهنه فارس مشخص می‌شود: ۱) در برگرفتن اکثریت میدان‌های گازی پرموتریاس (شکل ۱) (Bordenave and Hegro, 2012)؛ ۲) نبود رخنمون گنبدی‌های نمکی در بخش‌های مرکزی و جنوبی آن (Talbot and Alavi, 1996)؛ ۳) کاهش ستبرای پوشش رسوبی از خاور و باختر به سمت بخش مرکزی آن (Rahimpour-Bonab et al., 2010; Perotti et al., 2011). مطالعه نقشه‌های هم‌ستبرای سازندها، در بلندای قدیمی فارس نشان می‌دهد که این منطقه حداقل از تریاس تا میوسن نسبت به مناطق اطراف بالاتر

۳- روش‌شناسی (Methodology)

۳-۱. نهشته‌های همزمان با زمین‌ساخت

نهشته‌های همزمان با زمین‌ساخت بخشی از لایه‌های رسوبی هستند که پیشروی دگرریختی را بر روی ساختارهای زمین‌ساختی، شامل چین‌ها و گسل‌ها نمایش می‌دهند و زمان رشد ساختارها را مشخص می‌کنند. این رسوبات به نام چینه‌های رشدی معروف هستند (Suppe et al., 1992). در بررسی‌های زمین‌ساختی و رسوبی توجه به مرز سازندها بسیار مهم و تغییرات بازتابنده‌های لرزه‌ای در مقاطع لرزه‌ای، اولین گام برای این بررسی‌هاست. بررسی‌های روی هم‌پوشان (Onlap)، زیرهم‌پوشان (Offlap)، بریده‌شدگی و ناپیوستگی‌ها می‌تواند زمان شروع ساختارها، وابستگی‌های ساختاری به یکدیگر، تفسیر رسوبات قبل از زمین‌ساخت، همزمان با زمین‌ساخت و بعد از زمین‌ساخت را با توجه به زمان نهشت سازندها نشان دهند و همچنین می‌تواند نوع چین‌خوردگی را نیز مشخص کند (Ramsey, 1967). هندسه چینه‌های رشدی بهترین نشانه برای تفسیر تکامل ساختارها در طول زمان است (Verges et al., 1996; Riba, 1976). از چینه‌های رشدی به دو منظور استفاده می‌شود: (۱) وابستگی بین رسوبات همزمان با زمین‌ساخت و بررسی نحوه چین‌خوردگی و گسلش؛ (۲) بهبود مدل‌های زمین‌شناسی در اکتشاف هیدروکربور به ویژه در نواحی که مدل رشد آنها خیلی پیچیده است. برای این کار استفاده از اطلاعات لرزه‌ای با کیفیت بالا می‌تواند خیلی مؤثر باشد (Verges et al., 2002).

۳-۲. برش‌های عرضی متوازن

در این مطالعه ابتدا یک برش ساختاری به طول ۵۲ کیلومتر و تا عمق ۱۲ کیلومتر در عرض پیشانی بلندای فارس ترسیم شده که برای ترسیم این برش از نرم‌افزار 2DMove استفاده شده است. ابتدا داده‌های سطحی شامل جهت‌یابی لایه‌بندی، محل همبری‌های زمین‌شناسی، ناپیوستگی‌ها و چینه‌های رشدی بر روی برش توپوگرافی پیاده‌سازی و سپس داده‌های اکتشافی گاز بر روی برش مشخص شد. در مرحله بعد خطوط لرزه‌ای با توجه به بازتابنده‌های شاخص آنها تفسیر شدند. پس از آن تمامی داده‌های سطحی و زیرسطحی در محیط نرم‌افزار 2DMove با یکدیگر تلفیق و برش ساختاری ترازمند ترسیم شد. در نهایت برای معتبرسازی برش ساختاری، فرایند بازگردانی بر روی این برش انجام گرفت. برش ساختاری AB به صورت گام به گام به وضعیت پیش از دگرریختی بازگردانده شده است. «بازگردانی» برگرداندن لایه‌ها به هندسه پیش از دگرریختی آنهاست که به منظور تأیید و معتبر کردن تفسیرهای ساختاری انجام می‌گیرد. در این روش، برش ساختمانی دگرریخت شده موجود در زمان حاضر به برش زمین‌شناسی ساختمانی قبل از دگرریختی بازگردانده می‌شود. برای این کار معمولاً طول یا مساحت را ثابت فرض می‌کنند و البته در بازگردانی سه‌بعدی از حجم ثابت نیز استفاده می‌شود که در صورت ثابت بودن هر کدام از این ۳ مورد، بازگردانی به صورت ترازمند انجام می‌شود و ارزش بالایی دارد (Fossen, 2010). یک برش که هندسه آن از نظر توپولوژی امکان‌پذیر است، قابلیت بازگشت به هندسه اولیه خود را دارد به گونه‌ای که تمام بخش‌های آن در محل‌های صحیح پیش از دگرریختی قرار می‌گیرند، اما یک برش ساختاری که هندسه آن قابل بازگردانی نیست، از نظر توپولوژی غیرممکن است، بنابراین نمی‌تواند از نظر زمین‌شناسی ممکن باشد. در واقع بازگردانی یک شرط لازم و نه شرط کافی برای معتبر بودن تفسیر ساختاری است (Dahlstrom, 1969; Groshong, 1999). برای اینکه بتوان بازگردانی را به صورت صحیح انجام داد احتیاج به اطلاعات دقیق و مطمئن است، به عنوان مثال اطلاعات زیاد چاه و یا اطلاعات لرزه‌ای که به صورت درست به ژرفا تبدیل شده و با اطلاعات چاه تطبیق داده شده باشند (Groshong, 1999). در بازگردانی به صورت کامل هیچ‌کدام از هم‌پوشانی‌ها، وقفه‌ها، گسل‌ها، خمش در لایه‌ها و لایه‌های غیرافقی را نباید دید. برای یک بازگردانی درست باید به میزان دگرریختی، میزان جدایش گسل (جابه‌جایی بلوک‌ها) و میزان دگرریختی داخلی بلوک گسلی نیز توجه کرد (Fossen, 2010). در بازگردانی گام به گام به قبل از چین‌خوردگی به این صورت عمل می‌شود که در هر زمان به ترتیب جوان‌ترین اثر از

چینه‌های رشدی حذف می‌شود و سایر نهشته‌ها از سطح تا ژرفا به همان اندازه تغییر می‌یابد تا سطحی‌ترین لایه به‌صورت کاملاً افقی در بیاید و البته این کار با فرض افقی بودن لایه‌ها در زمان تشکیل انجام می‌شود (Verges et al., 1996). بازگردانی کینماتیکی با برعکس کردن دقیق و به‌ترتیب جابه‌جایی‌هایی انجام می‌شود که هندسه نهایی ساختارها را شکل داده‌اند (Elliott, 1990).

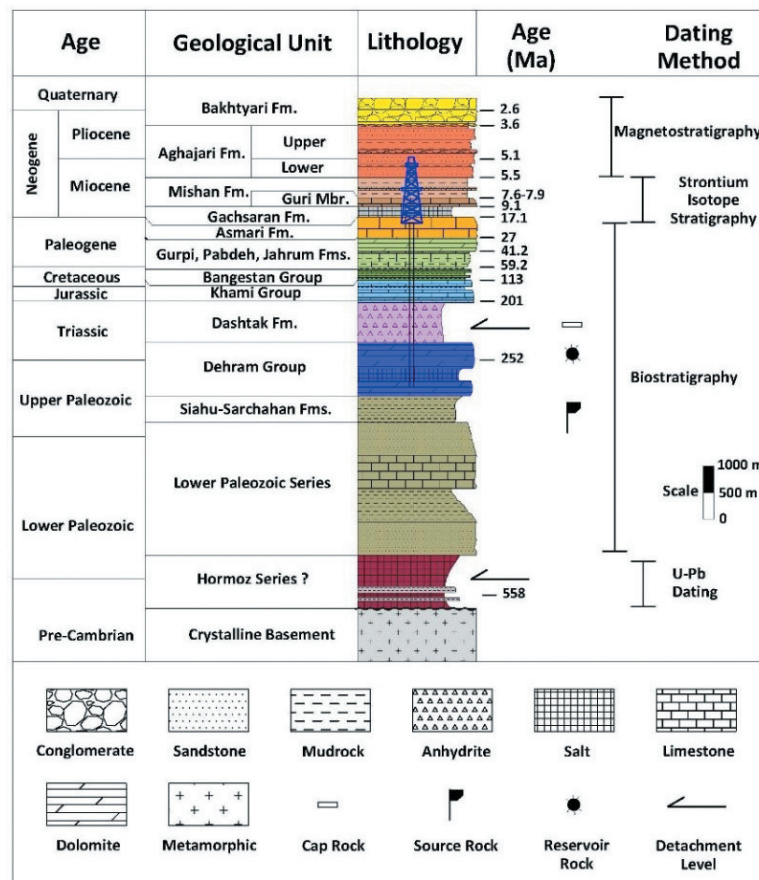
۴- توالی زمان چینه‌ای (chronostratigraphy) پوشش رسوبی در پیشانی بلندای فارس

توالی ارائه شده در شکل ۲ ستون چینه‌شناسی پوشش رسوبی در بلندای قدیمی فارس را نشان می‌دهد که بر حسب ستبرای واحدها تنظیم و با استفاده از ۳ منبع تهیه شده است: (۱) عملیات صحرائی برای واحدهایی جوان‌تر از پالئوسن که رخنمون‌های قابل ملاحظه‌ای در منطقه دارند؛ (۲) اطلاعات چاه‌های حفاری شده (عمدتاً بر اساس چاه تابناک، مدار و وراوی)؛ (۳) برای واحدهای پالئوزویک زیرین که در هیچ کدام از چاه‌ها حفاری نشده بودند، از گزارش‌های چینه‌شناسی زاگرس استفاده شده است (James and Wynd, 1965; Szabo and Kheradpir, 1978; Ghavidel-syooki, 1996). همچنین ستبرای سری پالئوزویک با خطوط لرزه‌ای تبدیل به ژرفا شده نیز کنترل شد. سن‌های اطلاق شده به هر سازند با استفاده از گزارشات فسیل‌شناسی چاه‌ها و مقالات منتشر شده مشخص شده است.

پوشش رسوبی منطقه مورد مطالعه که بر روی پی‌سنگ متبلور پرکامبرین قرار گرفته است ستبرای نزدیک به ۱۰ کیلومتر را نشان می‌دهد و عمدتاً از واحدهای سنگی کربناته، تبخیری، مارنی و گل‌سنگی تشکیل شده است (James and Wynd, 1965; Szabo and Kheradpir, 1978; Ghavidel-syooki, 1996). قاعده پوشش رسوبی زاگرس با سری نمکی هرمز آغاز می‌شود (Talbot and Alavi, 1996) که ستبرای آن در حدود ۱ تا ۲ کیلومتر برآورد شده است (Player, 1969; Kent, 1970; Ala, 1974). سری هرمز با استفاده از سن‌سنجی اورانیم-سرب بر روی زیرکن‌های موجود در جزیره هرمز سنی معادل 558 ± 7 میلیون سال را نشان می‌دهند (Faramarzi et al., 2015). این رسوبات با توجه به برش زمین‌شناسی رسم شده از این منطقه، با ستبرای حدود یک کیلومتر بر روی پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس نهشته شده‌اند. بر روی نمک هرمز واحدهای سنگی سری پالئوزویک پایینی قرار گرفته‌اند. این واحدها با یک ناپیوستگی از واحدهای پالئوزویک بالایی جدا می‌شوند که در ترسیم ستون‌های چینه‌شناسی منطقه از سازندهای پالئوزویک بالایی (سازند دالان) تا نهشته‌های پلیوسن، از اطلاعات چاه استفاده شده است. تفسیر خطوط لرزه‌ای توسط شرکت ملی نفت ایران، ستبرای حدود ۴ کیلومتر را برای سری پالئوزویک در پهنه فارس پیشنهاد می‌کند (Najafi et al., 2014) که خطوط لرزه‌ای تبدیل به ژرفا شده در این مطالعه نیز ستبرای ۴ کیلومتر را برای واحدهای پالئوزویک در این منطقه پیشنهاد می‌کنند. گروه دهرم به سن پرموتریاس سنگ مخزن ذخایر گازی در بلندای فارس را تشکیل می‌دهد که ستبرای میانگین این گروه در حدود یک کیلومتر در پیشانی پهنه فارس اندازه گرفته شده است. سن سازند دالان بالایی به روش سن‌سنجی ایزوتوپ استرانیسم برابر ۲۵۲/۵ تا ۲۵۱/۵ میلیون سال گزارش شده که معادل زمان بازشدگی اقیانوس تیتیس نو است (Wang et al., 2007). سازند دشتک به سن تریاس پایانی بر روی گروه دهرم قرار گرفته است که بر اساس اطلاعات چاه، ستبرای آن در منطقه مورد مطالعه از ۵۵۰ متر در تاقدیس تابناک تا ۱۵۰۰ متر در تاقدیس لامرد متغیر است. سازند دشتک از پیشانی فارس به سمت شمال خاوری و زاگرس مرتفع، به دولومیت‌های سازند خانه‌کت تبدیل می‌شود (James and Wynd, 1965; Szabo and Kheradpir, 1978; Setudehnia, 1978). افق جدایش از دست می‌دهد (Sepehr et al., 2006; Sherkati et al., 2006). بر روی سازند دشتک، سازند نیریز با ستبرای کم (۴۰ متر) واقع شده است. بر روی سازند نیریز، سازندهای گروه خامی به سن ژوراسیک تا کرتاسه پایینی قرار گرفته‌اند که این گروه شامل سازندهای سورمه، انیدریت هیث،

را برای سازند آسماری در این منطقه در نظر گرفت. مرز بالایی سازند آسماری به روش سن سنجی ایزوتوپ استرانسیم در تاقدیس عسلویه، سن ۱۷/۱ میلیون سال معادل بوردیگالین را نشان می‌دهد (Pirouz et al., 2015). سازند گچساران به سن میوسن بر روی سازند آسماری واقع شده که در پیشانی فارس ستبرای آن حدود ۲۰۰ متر است. سازند میشان که بر روی سازند گچساران واقع شده است، در منطقه مورد مطالعه ستبرای ۵۳۸ متری دارد. عضو قاعده‌ای گوری از سازند میشان به روش سن سنجی ایزوتوپ استرانسیم در پهلوی شمالی تاقدیس عسلویه سن ۷/۹ تا ۷/۶ میلیون سال دارد. مرز سازند میشان و آجاجاری سن ۵/۵ میلیون سال را نشان می‌دهد (Pirouz et al., 2015).

فهلین، گدوان و داریان و ستبرای میانگین آن در منطقه مورد مطالعه ۳۷۵ متر است. گروه بنگستان از ۵۸ متر سازند کزدمی در قاعده و ۱۵۴ متر سازندهای سروک و ایلام تشکیل شده است که این دو سازند توسط ۴۰ متر سازند لافان از یکدیگر جدا می‌شوند. سازند گورپی با ستبرای ۴۰ متر جوان‌ترین سازند کرتاسه است که توسط یک لایه ناپیوسته از سازند پابده جدا می‌شود. سازند پابده با ستبرای ۳۰۸ متر توسط مطالعات فسیل‌شناسی سنی معادل ائوسن تا پالئوسن بالایی را در منطقه نشان می‌دهد (Sadouni, 2006). بر روی سازند پابده، سازند جهرم با ستبرای ۲۵۰ متر واقع شده و سازند آسماری با ستبرای ۳۹۰ متر به صورت ناپیوسته بر روی سازند جهرم قرار گرفته است. بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی می‌توان سن میوسن پایینی و معادل آکوئی‌تاین



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی پوشش رسوبی تهیه شده در این پژوهش بر روی پیشانی فارس (برگرفته از Ghavidel-syooki (1996) و James and Wynd (1965), Szabo and Kheradpir (1978). این ستون بر حسب ستبرای واحدهاست که با اندازه‌گیری صحرایی برای سازندهای آجاجاری و بختیاری (Perrier et al., 1975)، اطلاعات چاه‌های حفاری شده تا ژرفای پالئوزوئیک بالایی (چاه تابناک-۱، مدار و وراوی) و گزارش‌های چینه‌شناسی برای واحدهای پالئوزوئیک زیرین به دست آمده است. سن عددی واحدهای سنوزوئیک بر اساس مگنتواستراتیگرافی (Beamud et al., 2014; Ruh et al., 2015)، ایزوتوپ استرانسیم (Pirouz et al., 2015)، سن سنجی اورانیم-سرب (Faramarzi et al., 2015) و فسیل‌شناسی (Sadouni, 2006) نشان داده شده است.

این سازند بر اساس مقالات به چاپ رسیده به عنوان یکی از مراحل دگرریختی در سرتاسر کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس معرفی شده است (Homke et al., 2004; Emami, 2008; Khadivi et al., 2010; Beamud et al., 2014; Ruh et al., 2015; Pirouz et al., 2015). سن آجاجاری میانی (مرز بین آجاجاری پایینی و بالایی) برابر ۵/۱ میلیون سال و سن مرز بالایی این سازند برابر ۳/۶ میلیون سال محاسبه شده است (Pirouz et al., 2015). این سازند با استفاده از روش مگنتواستراتیگرافی

سازند آجاجاری که بر روی سازند میشان واقع شده است، با ۹۸۱ متر ستبرای تاقدیس مدار بیشترین رخنمون را دارد. این سازند به دلیل همزمانی با رویداد اصلی دگرریختی در زاگرس، مورد مطالعات بسیاری بوده و بر این اساس به دو قسمت بالایی و پایینی تقسیم می‌شود که به صورت دگرشیبی از یکدیگر جدا می‌شوند (Homke et al., 2004; Mouthereau et al., 2007; Emami, 2008; Khadivi et al., 2010; Yamato et al., 2011; Ruh et al., 2015; Pirouz et al., 2015).

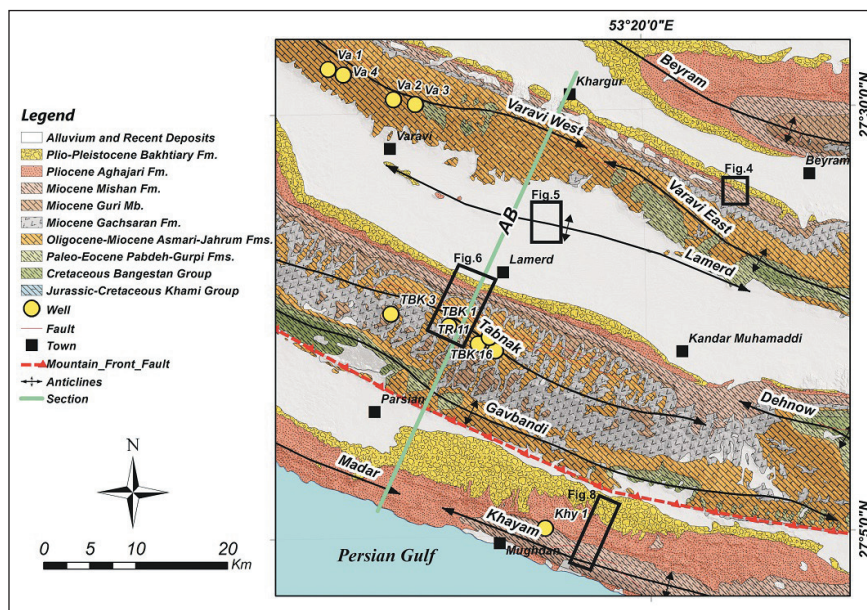
۵- نتایج

۵-۱. شواهد لرزه‌ای از شروع چین خوردگی در بلندای فارس

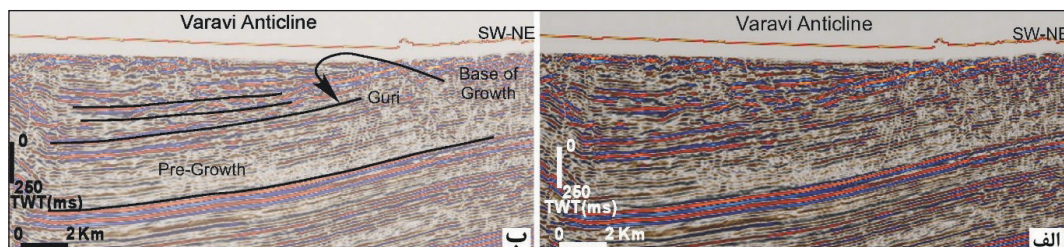
قاعده چین‌های رشدی، زمان شروع شکل‌گیری تاقدیس‌ها را نمایش می‌دهند. برای بازگردانی گام به گام ساختاری در واحد زمان ابتدا باید چین‌های رشدی را در هر ساختار مورد بررسی قرار داد و زمان تشکیل هر یک از ساختارها را مشخص کرد. برش ساختاری ترسیم شده را می‌توان در شکل ۳ دید.

قاعده چین‌های رشدی بر روی تاقدیس وراوی که در قسمت شمال خاوری برش‌های ساختاری واقع شده، بر روی عضو گوری از سازند میشان قرار گرفته است. این رسوبات که به سمت رأس تاقدیس ستبرای کمتری از خود نشان می‌دهند زمان شروع رشد این تاقدیس را از ۷/۹ تا ۷/۶ میلیون سال پیش معرفی می‌کنند که تا زمان حال حاضر نیز ادامه دارد (شکل ۴).

توسط دو گروه در پیشانی فارس سن‌سنجی شده است. در ناودیس کوه غل‌غل، سن مرز پایینی این سازند برابر ۶ میلیون سال و سن مرز بالایی این سازند که به صورت ناپیوسته در زیر کنگلومرای بختیاری قرار گرفته معادل ۳/۲ میلیون سال اندازه‌گیری شده و همچنین سن آغاچاری میانی معادل ۳/۸ میلیون سال محاسبه شده است (Ruh et al., 2015). در ناودیس دولت‌آباد سن مرز پایینی سازند آغاچاری به روش مگنتواستراتیگرافی معادل ۴/۵ میلیون سال و سن مرز بالایی این سازند با کنگلومرای بختیاری برابر ۱/۸ میلیون سال اندازه‌گیری شده است (Beamud et al., 2014) که این دو بررسی در نزدیکی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. جوان‌ترین واحد سنگی مطالعه شده در منطقه، سازند بختیاری است که ستبرای بسیار متغیری از خود نشان می‌دهد و به صورت ناپیوسته بر روی سازند آغاچاری قرار گرفته است. این سازند بر طبق مطالعات انجام شده به دو قسمت بالایی و پایینی تقسیم می‌شود (Khadivi et al., 2010; Pirouz, 2013; Ruh et al., 2015; Pirouz et al., 2015 and 2017).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی پیشانی پهنه فارس که با تغییرات جزئی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ خنج، گاوپست، گاوپندی و همچنین نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرم شرکت ملی نفت ایران اقتباس شده است. نام تاقدیس‌های منطقه بر روی نقشه نوشته شده است. مسیر برش زمین‌شناسی ساختمانی AB، محل چاه‌های این پژوهش و محل بررسی خطوط لرزه‌ای شکل‌های ۴ تا ۸ بر روی نقشه نشان داده شده است.



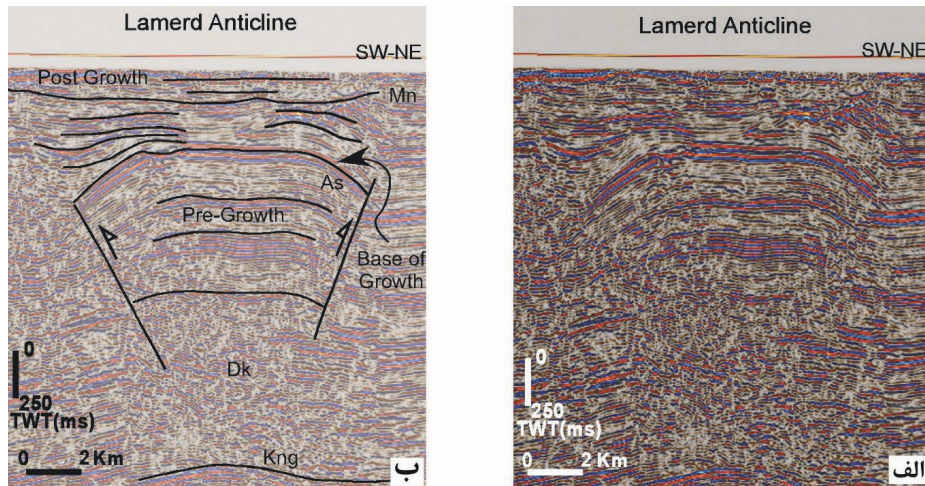
شکل ۴- چین‌های رشدی بر روی پهلوی جنوبی تاقدیس وراوی در خط لرزه‌ای: الف) تفسیر نشده و ب) تفسیر شده. در این اشکال محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر اساس زمان رفت و برگشت موج و بر حسب میلی ثانیه است.

در تاقدیس لامرد با توجه به بررسی رسوبات همزمان با زمین‌ساخت، نهشته‌های موجود تا مرز بالایی سازند آسماری با سن معادل ۱۷/۱ میلیون سال پیش و با عدم تغییر ستبرای به عنوان رسوبات قبل از زمین‌ساخت دیده می‌شوند. این ستبرای ثابت در پهلوه‌ها و رأس تاقدیس لامرد، نشان‌دهنده عدم وجود این تاقدیس در پیش از زمان

در تاقدیس لامرد با توجه به بررسی رسوبات همزمان با زمین‌ساخت، نهشته‌های موجود تا مرز بالایی سازند آسماری با سن معادل ۱۷/۱ میلیون سال پیش و با عدم تغییر ستبرای به عنوان رسوبات قبل از زمین‌ساخت دیده می‌شوند. این ستبرای ثابت در پهلوه‌ها و رأس تاقدیس لامرد، نشان‌دهنده عدم وجود این تاقدیس در پیش از زمان

۵/۵ میلیون سال ادامه داشته و بعد از این بازه زمانی هیچ گونه رشدی از خود نشان نداده و توسط رسوبات پس از زمین ساخت مدفون و احتمالاً فسیل شده است (شکل ۵).

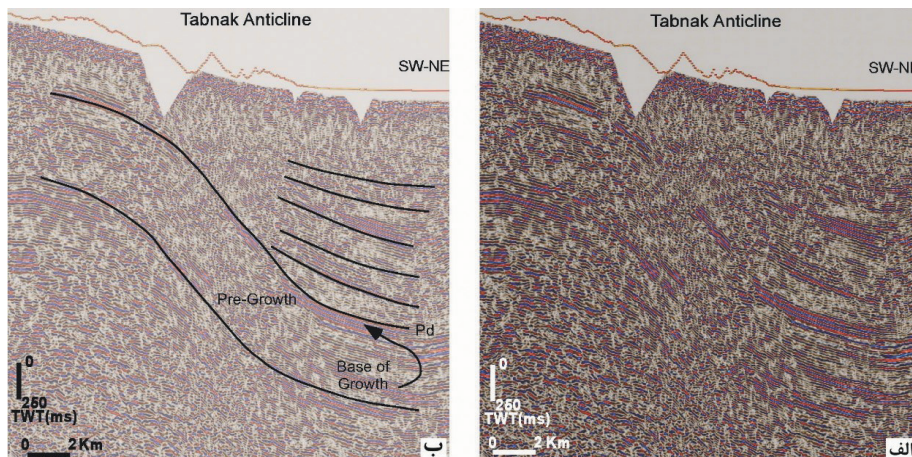
بررسی‌ها نشان می‌دهد که رشد تاقدیس لامرد از زمان قاعده رسوب گذاری سازند گچساران با سن ۱۷/۱ میلیون سال آغاز و تا پایان رسوب گذاری سازند میشان با سن



شکل ۵- چینه‌های رشدی بر روی تاقدیس لامرد؛ الف) تصویر لرزه‌ای؛ ب) تفسیر تصویر لرزه‌ای. در این اشکال محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر اساس زمان رفت و برگشت موج و بر حسب میلی ثانیه است.

این تغییر ستیرا تا رسوبات آجاجاری در برداشت‌های میدانی نیز قابل مشاهده بوده است (شکل ۷). قاعده این کاهش ستیرا می‌تواند به عنوان زمان شروع چین خوردگی تاقدیس تابناک تفسیر شود. بر این اساس در زمان نهشته‌های سازند پابده با سن ۴۱/۲ میلیون سال پیش (Sadouni, 2006) رشد تاقدیس تابناک بر اساس گسلش پی سنگی وابسته به گسل وارون شده پیشانی کوهستان آغاز شده است و تا به حال نیز ادامه دارد (شکل ۶).

بررسی رسوبات همزمان با زمین ساخت بر روی خطوط لرزه‌ای و بر روی هر دو پهلوی تاقدیس تابناک به عنوان بزرگ‌ترین ساختار موجود در منطقه نشان‌دهنده این است که نهشته‌های پیش از زمین ساخت، ستیرا ثابتی در پهلوها و همین طور در محدوده لولایی تاقدیس از خود نشان می‌دهند. اما از افق رسوبی پابده به بالا یک کاهش ستیرا محسوس به سمت منطقه رأسی تاقدیس تابناک دیده می‌شود (شکل ۶).

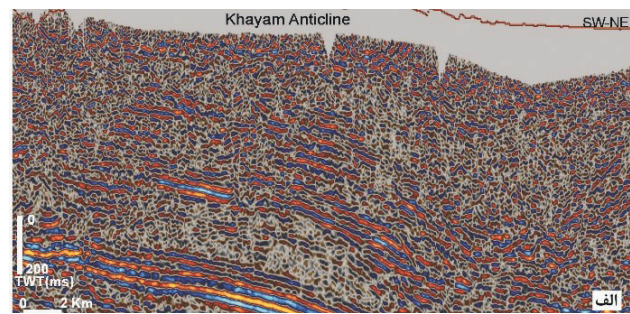
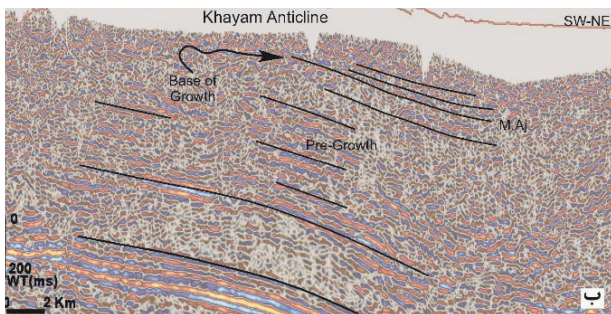


شکل ۶- چینه‌های رشدی بر روی تاقدیس تابناک؛ الف) تصویر لرزه‌ای؛ ب) تفسیر تصویر لرزه‌ای. در این اشکال محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر اساس زمان رفت و برگشت موج و بر حسب میلی ثانیه است.

شکل ۷- چینه‌های رشدی بر روی تاقدیس تابناک در رسوبات آجاجاری، یال شمالی تاقدیس تابناک



سازند آغاچاری سترای یکسانی در پهلوها و رأس تاقدیس‌های مدار و خیام از خود نشان می‌دهند. قاعده چینه‌های رشدی در متر ۲۰۰ متری از سازند آغاچاری واقع شده است. بنابراین تاقدیس مدار با توجه به بررسی‌های نهشته‌های رشدی، رسوبات آغاچاری میانی را با سن ۵/۱ میلیون سال برای زمان شروع رشد خود نشان می‌دهد. این رشد تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. این بررسی‌ها بر روی تاقدیس خیام که در ادامه روند تاقدیس مدار قرار دارد نیز نتایج مشابهی از خود نشان می‌دهد (شکل ۸).



شکل ۸- چینه‌های رشدی بر روی تاقدیس خیام؛ الف) تصویر لرزه‌ای؛ ب) تفسیر تصویر لرزه‌ای. در این اشکال محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر اساس زمان رفت و برگشت موج و بر حسب میلی ثانیه است.

و بر این اساس ابتدا چین جدایشی است و با گسترش چین خوردگی در پهلوهای چین، گسلیده خواهد شد. نکته دیگری که در این بازگردانی مورد نظر قرار گرفته شیب پی‌سنگ بوده که با گذشت زمان شیب‌دار شده است. یعنی در زمان دشتک که قبل از برخورد ورق عربی و اوراسیا بوده، پی‌سنگ کاملاً افقی است و با گذشت زمان به علت بارگذاری در منطقه برخوردی، پی‌سنگ به صورت شیب‌دار می‌شود (DeCelles and Giles, 1996).

با توجه به شکل ۹ می‌توان بازگردانی گام به گام در برش ساختاری AB را در ۵ مرحله توضیح داد:

۱) زمان حال حاضر: این زمان برش زمین‌شناسی کنونی را نمایش می‌دهد که ساختارهای زمین‌شناسی حال حاضر قابل مشاهده هستند. در این زمان میزان کوتاه‌شدگی در برش AB، ۲/۱ کیلومتر یعنی معادل ۴/۰۰۷ درصد نسبت به حالت قبل محاسبه شده است (شکل ۸).

۲) زمان آغاچاری میانی (حدود ۵/۱ میلیون سال پیش): در دومین گام بازگردانی، برش‌های ساختاری به زمان آغاچاری میانی بازگردانده می‌شوند. در این زمان تاقدیس مدار وجود نداشته و جابه‌جایی در گسل پیشانی کوهستان اندکی نسبت به زمان حال حاضر کمتر بوده است. ساختارهای تابناک و گاویندی مقدار چین خوردگی کمتری نسبت به حال حاضر دارند. تاقدیس لامرد به علت وجود رسوبات بعد از زمین‌ساخت هیچ تغییری در خود نشان نداده است و تاقدیس وراوی مقدار چین خوردگی کمتری نسبت به حال حاضر از خود نشان می‌دهد و البته گسل‌های موجود در هر دو پهلو خود را نیز از دست داده است. در این زمان میزان کوتاه‌شدگی در برش AB، ۱ کیلومتر یعنی معادل ۱/۸۳ درصد نسبت به حالت قبل محاسبه شده است (شکل ۸).

۳) زمان گوری (حدود ۷/۸ میلیون سال پیش): در سومین زمان بازگردانی، برش‌های ساختاری به زمان عضو گوری از سازند میشان بازگردانده می‌شوند. در این زمان گسل پیشانی کوهستان نسبت به مرحله قبل باز هم جابه‌جایی کمتری داشته و همچنین میزان چین خوردگی تاقدیس تابناک و گاویندی نیز نسبت به مرحله قبل کمتر بوده است. تاقدیس لامرد نیز به علت قرارگیری در پوشش رسوبات همزمان با زمین‌ساخت میزان چین خوردگی کمتری از خود نشان می‌دهد و گسل‌های آن نیز وجود نداشته است. تاقدیس وراوی که سن رشد آن در سازند گوری مطالعه شده بود نیز در این زمان تشکیل نشده است. در این زمان میزان

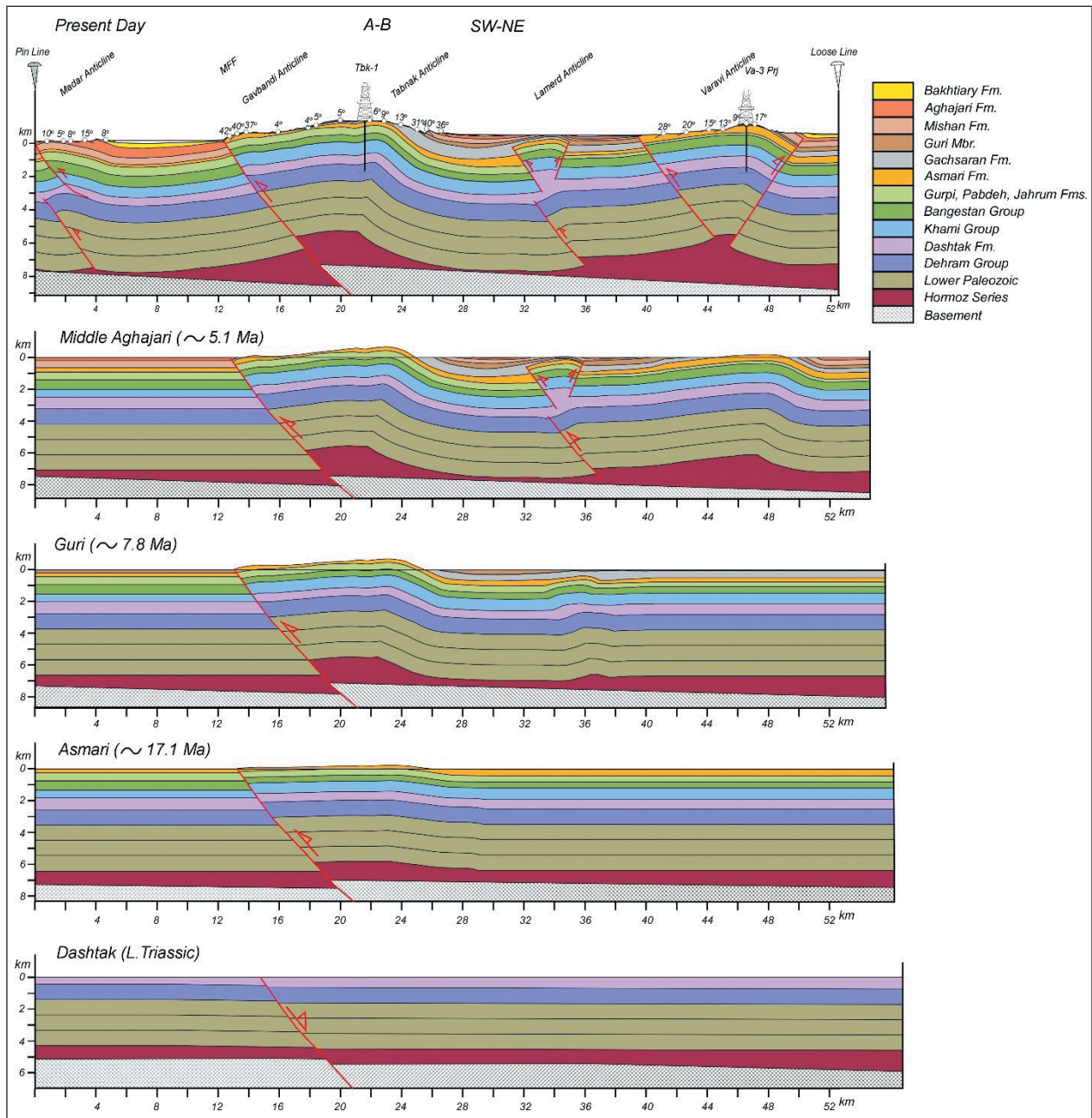
خطوط لرزه‌ای، در محدوده تاقدیس گاویندی کیفیت پایینی دارند و تشخیص چینه‌های رشدی در پهلوهای این ساختار مشکل است. بنابراین شاهد مستقیمی از زمان رشد تاقدیس گاویندی در دست نیست. اما از آنجایی که این تاقدیس به عنوان یک ساختار درجه دوم، بر روی افق جدایش دشتک و بر روی تاقدیس بزرگ تابناک شکل گرفته، زمان رشد آن پس از شکل‌گیری تابناک در نظر گرفته شده است. تاقدیس‌های مدار و خیام در بخش ساحلی فارس و در امتداد یکدیگر واقع شده‌اند. بر اساس خطوط لرزه‌ای، نهشته‌های پیش از آغاچاری و حتی بخش پایینی

بنابراین با جمع‌بندی از بررسی‌های چینه‌های رشدی می‌توان گفت که تاقدیس تابناک با زمان رشد ۴۱/۲ میلیون سال پیش نخستین ساختاری است که با توجه پیشروی دگرریختی در زاگرس به صورت خارج از نوبت بر روی گسل پیشانی کوهستان به عنوان یک سطح ضعف تشکیل شده است. در ادامه آن تاقدیس‌های گاویندی و لامرد با سن ۱۷/۱ میلیون سال شکل گرفته‌اند. سپس تاقدیس وراوی در ۷/۹ تا ۷/۶ میلیون سال پیش تشکیل شده است. پس از تشکیل تاقدیس وراوی در ۵/۵ میلیون سال پیش رشد تاقدیس لامرد متوقف شده است و در انتها تاقدیس‌های مدار و خیام با سن رشد ۵/۱ میلیون سال پیش جدیدترین ساختارهای موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند.

۵-۲. بازگردانی برش‌های عرضی متوازن

کوتاه‌شدگی کل در کمربندهای چین‌خورده و رانده از مجموع دو مؤلفه تشکیل شده است. نخست مؤلفه کوتاه‌شدگی موازی لایه است که پیش از چین خوردگی، گسلش و با توسعه استرین نفوذی اتفاق می‌افتد و به دنبال آن مؤلفه کوتاه‌شدگی هندسی است که در نتیجه شکل‌گیری گسل‌ها و چین‌ها ایجاد می‌شود. در این مطالعه بین ۷/۵ تا ۱۱ درصد کوتاه‌شدگی موازی لایه برای پیشانی پهنه فارس از کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس محاسبه شده است. اساس استفاده از مدل بازگردانی در این پژوهش نیز دو مورد بوده است: ۱) قانون پایستگی طول برای سازندها در طول زمان؛ ۲) قانون پایستگی مساحت برای سازندهای با قابلیت دگرریختی مثل سازند نمکی هرمز و سازند تبخیری دشتک.

با توجه به مطالعات انجام شده بر روی رسوبات همزمان با زمین‌ساخت، ۵ پایه زمانی برای بازگردانی زمین‌ساختی برش ساختاری در نظر گرفته شد و بر این اساس در هر برش یک واقعه زمین‌ساختی قابل مشاهده است. برش ساختاری بازگردانی شده را می‌توان در شکل ۹ مشاهده کرد. برای بازگردانی به صورت گام به گام، این کار از زمان حال حاضر به گذشته برگردانده می‌شود. در هر گام از بازگردانی، افق مورد نظر به صورت مسطح در نظر گرفته می‌شود و سایر ساختارها نیز به همان نسبت مسطح می‌شوند. در تمامی مراحل بازگردانی ابتدا گسل‌ها از روی چین‌ها برداشته می‌شوند و در مرحله بعدی چین‌ها از بین می‌روند و این به علت نوع چین خوردگی در تاقدیس‌های مورد مطالعه در منطقه است. نتایج حاصل از نوع چین خوردگی بر روی تاقدیس‌های موجود، چین‌های منطقه را از نوع چین جدایشی گسلیده نشان می‌دهند



شکل ۹- بازگردانی گام به گام برش ساختاری AB به زمان‌های نهشت سازندهای دشتک، آسماری، عضو گوری و بخش میانی سازند آغاچاری.

پیشانی کوهستان به عنوان یک سطح ضعف است. با توجه به پیشروی دگرریختی در زاگرس از شمال خاوری به سمت جنوب باختر، این تاقدیس به صورت خارج از نوبت و در زمان زودتری تشکیل شده است که علت تشکیل این تاقدیس را می‌توان به گسل پیشانی کوهستان ارتباط داد.

به زمان دشتک (تریاس پایانی): در پنجمین زمان بازگردانی، برش‌های ساختاری به زمان دشتک و قبل از همگرایی بازگردانده می‌شوند تا بتوان شیب پی‌سنگ را ثابت در نظر گرفت. در این زمان تغییر ستبرای سازند دشتک از سمت جنوب باختری به شمال خاوری مشاهده می‌شود که ستبرای دشتک به سمت شمال خاور افزایش پیدا می‌کند. این ستبرای پوشش رسوبی از ۵۵۰ متر در بخش ساحلی تا ۸۰۰ متر در تاقدیس وراوی تغییر می‌کند که این تغییر ستبرای را می‌توان به فعالیت نرمال گسل پیشانی کوهستان نسبت داد. نکته قابل ملاحظه در این زمان عملکرد

کوتاه‌شدگی در برش AB، ۰/۵۷ کیلومتر یعنی معادل ۱/۰۲ درصد نسبت به حالت قبل محاسبه شده است (شکل ۸).

۴) زمان آسماری (حدود ۱۷/۱ میلیون سال پیش): در چهارمین زمان بازگردانی، با توجه به مطالعات رسوبات همزمان با زمین‌ساخت، برش‌های ساختاری به زمان آسماری بازگردانده می‌شوند. در این زمان نیز گسل پیشانی کوهستان جابه‌جایی کمتری دارد. اتفاق شاخص در این دوره وجود نداشتن تاقدیس‌های گاویندی و لامرد است. تاقدیس تابناک نیز به صورت یک تاقدیس بسیار نرم در این برش مشخص می‌شود. در این زمان میزان کوتاه‌شدگی در برش AB، ۰/۶۱ کیلومتر یعنی معادل ۱/۰۹ درصد نسبت به حالت قبل محاسبه شده است (شکل ۸). دیگر نکته موجود در بازه زمانی تریاس پایانی تا نهشته‌های آسماری (مرحله بعدی بازگردانی معادل ۱۷/۱ میلیون سال پیش)، تشکیل تاقدیس تابناک در زمان پابده و بر روی گسل

زاگرس نیز به عنوان یک فاز اصلی دگرریختی مورد مطالعه بوده است. از آن جمله می‌توان مطالعات مگنتواستراتیگرافی سازند آغاچاری میانی بر روی تاق‌دیس چنگوله با سن ۸/۱ تا ۷/۲ میلیون سال پیش (Homke et al., 2004) و ناودیس افرینه با سن ۱۱/۸ میلیون سال پیش (Emami, 2008) در پهنه لرستان، مطالعه مگنتواستراتیگرافی سازند آغاچاری میانی در ناودیس چمن‌گلی با سن ۱۱ میلیون سال پیش در پهنه ایزه (Emami, 2008) و همچنین مطالعه مگنتواستراتیگرافی سازند آغاچاری میانی در ناودیس غلات با سن ۱۴/۸ میلیون سال پیش در پهنه فارس (Khadiivi et al., 2010) را نام برد. اما تمامی این مطالعات به علت نداشتن خطوط لرزه‌ای و اطلاعات زیرسطحی و تنها با استفاده از اطلاعات میدانی، فاز آخر را شناسایی و مورد ارزیابی کرده‌اند که در سطح زمین رخنمون داشته است. سازند آغاچاری میانی در پژوهش حال حاضر نیز به صورت رسوبات همزمان با زمین‌ساخت عمل می‌کند و زمان رشد تاق‌دیس‌های مدار و خیام را نشان می‌دهد. اما رسوبات همزمان با زمین‌ساخت قدیمی تری نیز در منطقه وجود دارد. با استفاده از مطالعات چینه‌شناسی که پیش‌تر ارائه شده، سن این قسمت از آغاچاری در منطقه مورد مطالعه برابر ۵/۱ میلیون سال در نظر گرفته شده است (Pirouz et al., 2015).

قدیمی‌ترین فاز دگرریختی که با بررسی رسوبات همزمان با زمین‌ساخت در منطقه مورد مطالعه مشخص شده بر روی تاق‌دیس خارج از نوبت تابناک بوده است. مرز پایینی چینه‌های رشدی با بررسی خطوط لرزه‌ای بر روی مرز بالایی سازند پایده با سن ۴۱/۲ میلیون سال و برابر ائوسن شناسایی شده است. با توجه به اینکه تاق‌دیس تابناک به صورت یک تاق‌دیس بر روی گسل پی‌سنگی مشخص است، فرضیه اینکه تمامی گسل‌های پی‌سنگی زاگرس در زمان کرتاسه ایجاد تاق‌دیس کرده باشند در این بخش از کمر بند چین‌خوردگی زاگرس (Farahpour and Hessami, 2012) قابل قبول نیست. با این شرایط فاز دگرریختی مربوط به بسته شدن اقیانوس تیس نو که در مطالعات پیشین به آنها اشاره شده است (Farahpour and Hessami, 2012; Khadiivi et al., 2010; Gavillot et al., 2010; Homke et al., 2010) قابل مقایسه نیست و در این منطقه وجود ندارد.

۷- نتیجه‌گیری

این مطالعه با بازگردانی گام به گام برش‌های ساختاری در پیشانی فارس، که بر اساس الگوی چینه‌های رشدی در نهشته‌های همزمان با دگرریختی در پهلو ساختارها و همچنین پایستگی طول و مساحت واحدها در طول دگرریختی انجام گرفته است، یک مدل تکاملی را برای شکل‌گیری تاق‌دیس‌های وراوی، لامرد، تابناک، گاو‌بندی، مدار و خیام در پیشانی فارس پیشنهاد می‌کند:

در تریاس بالایی، گسل پیشانی کوهستان با عملکرد نرمال در پی‌سنگ موجب افزایش ستبرای رسوبی سازند دشتک به سمت شمال خاور شده است. در طول رسوبات سازند آسماری، بین ۴۱/۲ تا ۱۷/۱ میلیون سال پیش، تاق‌دیس تابناک به صورت یک چین ملایم در فرادیواره گسل وارون شده پیشانی کوهستان به صورت خارج از نوبت شروع به شکل‌گیری می‌کند. آهنگ کوتاه‌شدگی در این بازه زمانی بین ۰/۰۵۴ تا ۰/۰۲۵ میلی‌متر بر سال برآورد شده است. در انتهای رسوب‌گذاری سازند آسماری، حدود ۱۷/۱ میلیون سال پیش، تاق‌دیس‌های لامرد و گاو‌بندی شروع به رشد می‌کنند. در زمان نهشت عضو گوری از سازند میشان، با سن ۷/۸ میلیون سال، با ستبر شدن افق جدایش دشتک، تاق‌دیس‌های لامرد و گاو‌بندی فزاینده می‌کنند. در این زمان تاق‌دیس وراوی به صورت یک چین جدایشی بر روی افق قاعده‌ای رسوبات (سازند هرمز یا معادل‌های آن) شروع به شکل‌گیری می‌کند. آهنگ کوتاه‌شدگی از زمان نهشت آسماری تا گوری بین ۰/۰۵۲ تا ۰/۰۶ میلی‌متر بر سال برآورد شده است. از زمان گوری تا آغاچاری میانی آهنگ کوتاه‌شدگی به شدت افزایش می‌یابد و تا حدود ۰/۸۶ میلی‌متر بر سال می‌رسد. در این زمان تاق‌دیس‌های وراوی و تابناک کوتاه‌شدگی و فزاینده بیشتری را متحمل می‌شوند و تاق‌دیس لامرد در پهلوها گسلیده می‌شود. رشد

گسل پیشانی کوهستان به صورت گسل نرمال است که پیش از این نیز چنین نظری برای این گسل در این زمان ذکر شده بود (Jackson, 1980; Berberian, 1995; Sepehr and Cosgrove, 2004).

۶- بحث

در این پژوهش با استفاده از رسوبات همزمان با زمین‌ساخت زمان رشد هر یک از ساختارها مشخص شده است و با استفاده از این زمان‌ها، برش‌های ساختاری ترسیم شده از منطقه در یک مدل ۵ مرحله‌ای، با توجه به قانون پایستگی طول و مساحت واحدها، به زمان‌های عهد حاضر، آغاچاری میانی، گوری، آسماری و دشتک بازگردانده شد. بر این اساس با توجه به میزان کوتاه‌شدگی در هر مرحله از زمان‌های ذکر شده آهنگ دگرریختی در منطقه به دست آمد. مدل تکامل ۵ مرحله‌ای که برای شکل‌گیری تاق‌دیس‌های وراوی، لامرد، تابناک، گاو‌بندی، مدار و خیام در پیشانی فارس پیشنهاد شده است، بدین صورت در نظر گرفته می‌شود: در مرحله نخست، در زمان رسوبات دشتک با سن تریاس، گسل پیشانی کوهستان با عملکرد نرمال ویژگی اصلی است. پس از این، در زمان سازند پایده گسل پیشانی کوهستان با عملکرد معکوس خود باعث تشکیل تاق‌دیس تابناک به صورت خارج از نوبت شده است. در مرحله دوم و در زمان رسوبات آسماری با سن ۱۷/۱ میلیون سال پیش تاق‌دیس تابناک به صورت یک تاق‌دیس کوچک در منطقه قرار گرفته است و زمان شروع رشد تاق‌دیس‌های لامرد و گاو‌بندی نیز در این مرحله آغاز می‌شود. آهنگ دگرریختی از زمان پایده تا آسماری (۴۱/۲ تا ۱۷/۱ میلیون سال پیش) در برش AB برابر ۰/۰۵۴ میلی‌متر بر سال، اندازه‌گیری شده است. در مرحله سوم، در زمان رسوبات عضو گوری از سازند میشان با سن ۷/۸ میلیون سال پیش رشد تاق‌دیس‌های لامرد، تابناک و گاو‌بندی مشخص است و رشد تاق‌دیس وراوی از این زمان آغاز می‌شود. آهنگ دگرریختی در زمان آسماری تا گوری (۱۷/۱ تا ۷/۸ میلیون سال پیش) در برش AB برابر ۰/۰۵۴ میلی‌متر بر سال اندازه‌گیری شده است. در مرحله چهارم، در زمان رسوبات آغاچاری میانی با سن ۵/۱ میلیون سال پیش تاق‌دیس لامرد به علت رشد زیاد در پهلو شمال و جنوبی خود گسلیده شده و تاق‌دیس‌های تابناک، گاو‌بندی و وراوی نیز به رشد خود ادامه داده‌اند. تاق‌دیس‌های مدار و خیام نیز در این زمان شروع به رشد کرده‌اند. در زمان میشان در این بازه زمانی و برابر ۵/۵ میلیون سال پیش رشد تاق‌دیس لامرد متوقف شده است. آهنگ دگرریختی در زمان گوری تا آغاچاری میانی (۷/۸ تا ۵/۱ میلیون سال پیش) در برش AB برابر ۰/۸۶ میلی‌متر بر سال اندازه‌گیری شده است. در مرحله پنجم، در زمان حال حاضر تاق‌دیس‌های وراوی با گسلیده شدن در هر دو پهلو شمالی و جنوبی به همراه رشد تاق‌دیس‌های لامرد، تابناک، گاو‌بندی، مدار و خیام مشخص شده‌اند. آهنگ دگرریختی در زمان آغاچاری میانی تا عهد حاضر (۵/۱ میلیون سال پیش تا کنون) در برش AB برابر ۰/۵۷ میلی‌متر بر سال اندازه‌گیری شده است. با توجه به طول زمان دگرریختی و میزان کوتاه‌شدگی در بازگردانی گام به گام می‌توان گفت آهنگ دگرریختی در پیشانی فارس از ۴۱/۲ میلیون سال پیش (سازند پایده) با سرعت کم در حال وقوع است و سپس در زمان عضو میشان از سازند گوری برابر ۷/۸ میلیون سال پیش و معادل اواخر میوسن، آهنگ دگرریختی به سرعت افزایش می‌یابد. این اندازه‌ها با بررسی‌های پیشین همخوانی دارد (Ballato et al., 2011; Mouthereau et al., 2012).

تاریخچه تکامل و زمانبندی دگرریختی در کمر بند چین‌خورده و رانده زاگرس همواره مورد توجه بسیاری بوده است. مطالعاتی انجام گرفته بر اساس داده‌های سطحی میدانی، زمان نهشت بخش میانی سازند آغاچاری را به عنوان زمان شروع دگرریختی مطرح کرده‌اند. سپس با روش مگنتواستراتیگرافی به تعیین سن نهشته‌های سازند آغاچاری پرداخته شد. که از میان آنها می‌توان به مطالعات مگنتواستراتیگرافی شروع چینه‌های رشدی سازند آغاچاری بر روی تاق‌دیس غل‌غل با سن ۳/۸ میلیون سال پیش (Beamud et al., 2015) و تاق‌دیس دولت‌آباد با سن ۴/۵ میلیون سال پیش (Ruh et al., 2014) واقع در پیشانی فارس اشاره کرد. زمان آغاچاری میانی در سایر مناطق

آهنگ کوتاه‌شدگی در این مرحله تا حدود ۰/۵۷ میلی‌متر بر سال می‌رسد. بنابراین دگرریختی در پیشانی فارس از زمان قاعده آسماری حدود ۴۰ میلیون سال پیش (بارتونین) با آهنگ کم در حال وقوع بوده است. سپس در زمان عضو گوری از سازند میشان حدود ۸ میلیون سال پیش (اواخر تورتونین) آهنگ کوتاه‌شدگی به شدت افزایش یافته است.

تاق‌دیس لامرد در زمان انتهای سازند میشان متوقف می‌شود. در زمان نهشت سازند آغا‌جاری میانی، تاق‌دیس‌های ساحلی مدار و خیام در پیشانی دگرریختی شروع به چین‌خوردگی جدایشی بر روی افق دشتک می‌کنند. از زمان نهشت آغا‌جاری تا حال حاضر گسلش معکوس در پهلوهای تاق‌دیس‌های وراوی، مدار و خیام توسعه می‌یابد. هم‌زمان افق جدایش دشتک در تاق‌دیس‌های مدار و خیام ستر می‌شود.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), pp.401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monei, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny : a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, pp.692–725.
- Ala, M. A., 1974- Salt Diapirism in Southern Iran. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(9), pp.1758–1770.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304, pp.1–20.
- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran-new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, pp.211–238.
- Allen, M. B. and Armstrong, A., 2008- Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, pp.52–58.
- Ballato, P., Uba, C., Landgraf, A., Strecker, M., Sudo, M., Stockli, D., Friedrich, A. and Tabatabaei, H., 2011- Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, Northern Iran. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(1–2), pp.106–131.
- Beamud, E., Najafi, M., Verges, J., Reza, A., Yassaghi, A., Sherhati, S., Mouthereau, F., Bahroudi, A., Goodarzi, H. and Motamedi, H., 2014- Magnetostratigraphic constraints on the timing of deformation in Frontal Fars Arc (Zagros Folded Belt, Iran). In *Évora*.
- Berberian, M., 1995- Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3–4), pp.193–224.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11), pp.1764–1766.
- Beydoun, Z. R., Hughes Clarke, M. and Stoneley, R., 1992- Petroleum in the Zagros basin: a Late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon rich Paleozoic-Mesozoic passive margin shelf. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, pp.309–339.
- Bordenave, M. L. and Hegre, J. A., 2012- Current Distribution of Oil and Gas Field in the Zagros Fold Belt of Iran and Contiguous Offshore as the Result of the Petroleum System. *Geological Society, London, Special Publications*, 330, pp.291–353.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969- Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, pp.743–757.
- DeCelles, P. G. and Giles, K. A., 1996- Foreland basin systems - Reply. *Basin Research*, 8(2), pp.105–123.
- Elliott, J., 1990- Teachers as researchers: Implications for supervision and for teacher education. *Teaching and Teacher Education*, 6, pp.1–26.
- Emami, H., 2008- Foreland propagation folding and structure of the mountain front flexure in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran). *University de Barcelona*.
- Fakhari, M. D., Axen, G., Horton, B., Hassanzadeh, J. and Amini, A., 2008- Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics*, 451(1–4), pp.170–185.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range. *Geological Society, London, Special Publications*, 3(1), pp.9–21.
- Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, 4(1), pp.199–211.
- Farahpour, M. M. and Hessami, K., 2012- Cretaceous sequence of deformation in the SE Zagros fold--thrust belt. *Journal of the Geological Society*, 169(6), pp.733–743.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S. M. and Mortazavi, S. M., 2015- Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 236–237(June 2016), pp.203–211.
- Fossen, H., 2010- *Structural Geology*, Cambridge press.
- Gavillot, Y., Axen, G., Stockli, D., Horton, B. and Fakhari, M., 2010- Timing of thrust activity in the High Zagros fold-thrust belt, Iran, from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics*, 29(4), pp.1–25.

- Ghavidel-Syooki, M., 1996- Acritarch biostratigraphy of paleozoic rock units in the zagros basin. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 40, pp.385–411.
- Groshong, R. H., 1999- *3D Structural Geology*, Springer.
- Hessami, K., Koyi, H. and Talbot, C., 2001- The significance of strike slip faulting in basement zagros fold and thrust belt. *Journal of Petroleum Geology*, 24(1), pp.5–28.
- Homke, S., Verges, J., Van der Beek, P., Fernandez, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B. and Labrinw, E., 2010- Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: Evidence for a long-lived orogeny. *Basin Research*, 22(5), pp.659–680.
- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3), pp.397–410.
- Jackson, J. A., 1980- Reactivation of Basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283, pp.343–346.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49, pp.2182–2245.
- Kent, P. E., 1970- The salt plugs of the Persian Gulf Region. *Leicester Literary and Philosophical Society Transactions*, 64, pp.55–58.
- Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J., Verges, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M. and Suc, J. P., 2010- Magnetostratigraphy of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran). *Basin Research*, 22(6), pp.918–932.
- Motamedi, H., Sherkati, Sh. and Sepehr, M., 2012- Structural style variation and its impact on hydrocarbon traps in central Fars, southern Zagros folded belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 37, pp.124–133.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Tensi, J., Bellahsen, N., Kargar, S. and Amrouch, K., 2007- Mechanical constraints on the development of the Zagros folded belt (Fars). *Thrust Belts and Foreland Basins From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*, 247–266.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Verges, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532–535, pp.27–60.
- Najafi, M., Yassaghi, A., Bahroudi, A., Verges, J. and Sherkati, Sh., 2014- Impact of the Late Triassic Dashtak intermediate detachment horizon on anticline geometry in the Central Frontal Fars, SE Zagros fold belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 54, pp.23–36.
- Perrier, R., De Genevraye, P. and Mouille, C., 1975- Khalafani Anticline, Geological survey. Total Iran Petroleum Company.
- Perotti, C. R., Carruba, S., Rinaldi, M., Bertozzi, G., Feltre, L. and Rahimi, M., 2011- The Qatar–South Fars Arch Development (Arabian Platform, Persian Gulf): Insights from Seismic Interpretation and Analogue Modelling. *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*, Dr. Uri Schattner (Ed.), pp.325–352.
- Pirouz, M., 2013- *The Geometry and Sedimentary Record of Tectonics in the Neogene Zagros Foreland Basin*. University of Geneva.
- Pirouz, M., Simpson, G. and Chiaradia, M., 2015- Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy. *Basin Research*, 27(6), pp.714–728.
- Pirouz, M., Avouac, J., Gualandi, A., Hassanzadeh, J. and Sternai, P., 2017- Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. *Earth and Planetary Science Letters*, 477, pp. 168–182
- Player, R. A., 1969- *The Hormuz Salt plugs of southern Iran*. Reading University.
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F. and Munoz, J., 1997- Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19 (96), pp.369–381.
- Rahimpour-Bonab, H., Esrafil-Dizaji, B. and Tavakoli, V., 2010- Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the south Pars gas field, offshore Iran: Controls on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 33, pp.43–66.
- Ramsey, J. G., 1967- *Folding and fracturing of rocks*, New York: Mc Graw-Hill.
- Riba, O., 1976- Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15, pp.213–233.
- Ricou, L. E., 1971- Le croissant ophiolitique peri-Arabe: Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé superieur. *Rev. Géogr. Phys. et Geol. Dyn.*, 7, pp.327–350.
- Ruh, J. B., Hirt, A., Burg, J. and Mohammadi, A., 2015- Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata. *Tectonics*, 33(8), pp.1534–1551.
- Sadouni, J., 2006- Biostratigraphy and Micropaleontological investigations on the cutting samples of West Assaluyeh Well-1 and correlation with the Kangan and Tabnak well-1 in coastal Fars area, Tehran.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), pp.829–843.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. and Moieni, M., 2006- The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427(1), pp.265–281.
- Setudehnia, A., 1978- The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*, 1(1), pp.3–42.

- Sherkati, Sh., Letouzey, J. and de Lamotte, D., 2006- Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25(4), pp.1–27.
- Soleimany, B. and Sàbat, F., 2010- Style and age of deformation in the NW Persian Gulf. *Petroleum Geoscience*, 16(Berberian 1995), pp.31–39.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored syntetic ocean isochrons. , 196, pp.17–33.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, pp.1229–1258.
- Stoneley, R., 1981- The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 138, pp.509–526.
- Suppe, J., Chou, G. and Hook, S., 1992- Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir*, pp.105–122.
- Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978- Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1, pp.57–82.
- Takin, M., 1972- Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature*, 235, pp.147–150.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), pp.89–109.
- Valero, L., Soleimany, B., Bulnes, M. and Poblet, J., 2015- Evolution of the Nourooz anticline (NW Persian Gulf) deciphered using growth strata: Structural inferences to constrain hydrocarbon exploration in Persian offshore anticlines. *Marine and Petroleum Geology*, 66, pp.873–889.
- Verges, J., Burbank, D. and Meigs, A., 1996- Unfolding: An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24(2), pp.175–178.
- Verges, J., Marzo, M. and Munoz, J., 2002- Growth strata in foreland settings. *Sedimentary geology*, 146(1), pp.1–9.
- Verges, J., Saura, E., Casciello, E., Fernandez, M., Villasenor, A., Jimenez-munt, I. and Castellanos, D., 2011- Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: implications for the Arabian margin reconstruction. *Geological Magazine*, 148, pp.739–761.
- Wang, W., Kano, A., Okumura, T., Ma, Y., Matsumoto, R., Matsuda, N., Ueno, K., Chen, X., Kakuwa, Y., Mahmudy Gharaie, M. and Ilkhchi, M., 2007- Isotopic chemostratigraphy of the microbialite-bearing Permian-Triassic boundary section in the Zagros Mountains, Iran. *Chemical Geology*, 244(3–4), pp.708–714.
- Yamato, P., Kaus, B., Mouthereau, F. and Castellort, S., 2011- Dynamic constraints on the crustal-scale rheology of the Zagros fold belt, Iran. *Geology*, 39(9), pp.815–818.

Frontal Fars Paleo-High evolution history, SE Zagros fold-and-thrust belt

A. Taghavy¹, M. Najafi^{2*}, N. Etemad-Saeed² and M. Seddigh³

¹M.Sc., Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Science (IASBS), Zanjan, Iran

²Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Science (IASBS), Zanjan, Iran

³M.Sc., Iranian Central Oil Fields Company (ICOFC), Tehran, Iran

Received: 2017 June 18

Accepted: 2017 November 18

Abstract

A synthesis of 2-D seismic interpretation, exploration well data and field survey permit us to decipher the structural evolution history in the front of Fars paleo-high area, located in SE Zagros fold-and-thrust belt. In the current study, a structural evolution model is proposed for the region, according to a sequential restoration, which was performed based on the growth stratal unit's pattern, together with constant length and area assumptions. The result of the sequential restoration indicated that in the late Eocene time, Tanbak anticline incepted on the hangingwall of the inverted mountain front basement fault, as an out of sequence forced fold. Although, thin-skinned detachment folding initiated in the lower Miocene, shortening and amplification of anticlines did not accelerated until the late Miocene time, when thrust faults formed on the limb of growing anticlines while Dashtak middle detachment thickened in the fold crestal areas, likely due to an intensified regional shortening.

Keywords: Zagros fold and thrust belt, Frontal Fars, Sequential restoration, Growth strata, Deformation rate

For Persian Version see pages 273 to 284

*Corresponding author: M. Najafi; E-mail: mahdinajafi@iasbs.ac.ir