فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۱-۱۵

مهاجرت حوضه پیش بوم طی فاز اصلی کوهزایی زاگرس: مطالعه موردی، ناحیه بالارود (شمال فروافتادگی دزفول)

فریبا زحمتی[۱و*]، سید مرتضی موسوی[۲]، ایرج عبدالهی فرد[۳] و محمد سراج[۴]

۱. . دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند

۳. مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

۴. شرکت ملی نفت مناطق جنوب ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۶/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۲۴

چکیده

سامانه یا حوضه پیش‌بوم، یک فروافتادگی طویل میان کمربند کوهزایی و کراتون محسوب می‌شود که هم‌زمان با دگرشـــکلی ناشـــی از همگرایی صفحات بوجود می‌آید. فروافتادگی دزفول بخشـــی از سامانه پیش‌بوم نئوژن کوهزایی زاگرس است. تکتونیک فشارشی ناشی از همگرایی بین صفحات عربی و ایران، سبب تغییر رخساره‌های رســـوبی این حوضه پیش‌بوم شده اســـت. هدف این مطالعه بررسی روند مهاجرت مرکز انباشت رسوبات حوضه پیش‌بوم در زمان رسوبگذاری سازند آغاجاری است. برای دستیابی به این هدف، با تلفیق اطلاعات چاه و مکعب لرزه‌نگاری ســـه‌بعدی، تغییرات ضخامت لایه‌ها بررسی شد. در ناحیه بالارود در شمال فروبار دزفول، سه واحد رســـوبی اصلی شامل بخش پایینی سازند آغاجاری با درصد بیشتری از رسوبات دانه‌درشت، بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری) با غلبه رســـوبات دانه‌ریز، و ســـازند کنگلومرایی بختیاری با دانه‌هایی در اندازه ریگ تا قلوه‌سنگ تشخیص داده شدند. نتایج نشـــان می‌دهد که ضخامت بخش پایینی سازند آغاجاری از شمال‌شرق بـــه جنوب‌غرب کاهش می‌یابد، در حالی که ضخامت بخش بالایی این ســـازند روندی افزایشـــی دارد. از زمان رسوب‌گذاری سازند آغاجاری (حدود ۱۴ میلیون سال پیش)، مرکز انباشت رسوبات رودخانه‌ای به‌طور تدریجی در پاســـخ به کوتاه شـــدن کمربند زاگرس، حدود ۲۰ کیلومتر به سمت جنوب غرب جابه‌جا شده است. افزایش کوتاه‌شدگی منجر به تشدید چین‌خوردگی و فرسایش تاقدیس‌ها در کمربند چین‌خورده شده و درنتیجه، سازند کنگلومرای پساکوهزایی بختیاری نهشته شده است. تکامل زمین‌شناختی این منطقه، بیانگر برهم‌کنش پیچیده نیروهای تکتونیکی و فرایندهای رسوبی در شکل‌دهی سیمای زمین‌شناسی آن است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رودخانه‌ای حوضه پیش‌بوم، سامانه پیش‌بوم زاگرس، مهاجرت حوضه پیش‌بوم، نرخ مهاجرت مرکز انباشت رسوبات

* نویسنده مرتبط: faribazahmati@birjand.ac.ir

مقدمه

سامانه یا حوضه پیش‌بوم[1] یک فروافتادگی کشیده میان کمربند کوهزایی و کراتون است که رسوبات نهشته شده در این سامانه بیشتر از توده‌های سنگی در کمربند چین‌خورده -رانده مجاور نشأت می‌گیرند؛ از این‌رو سامانه‌های پیش‌بوم تاریخچه‌ای از تکامل کوهزایی را با توجه به محصولات فرسایشی درون خود در اختیار می‌گذارند (Gérard et al., 2023). به بخش گود سامانه حوضه پیش‌بوم واژه پیش‌ژرفا[2] اطلاق می‌شود و سیر گودشدگی آن از کمربند کوهزایی، در شکل‌گیری پختگاه برای سامانه هیدروکربنی حائز اهمیت است (شکل ۱ الف).

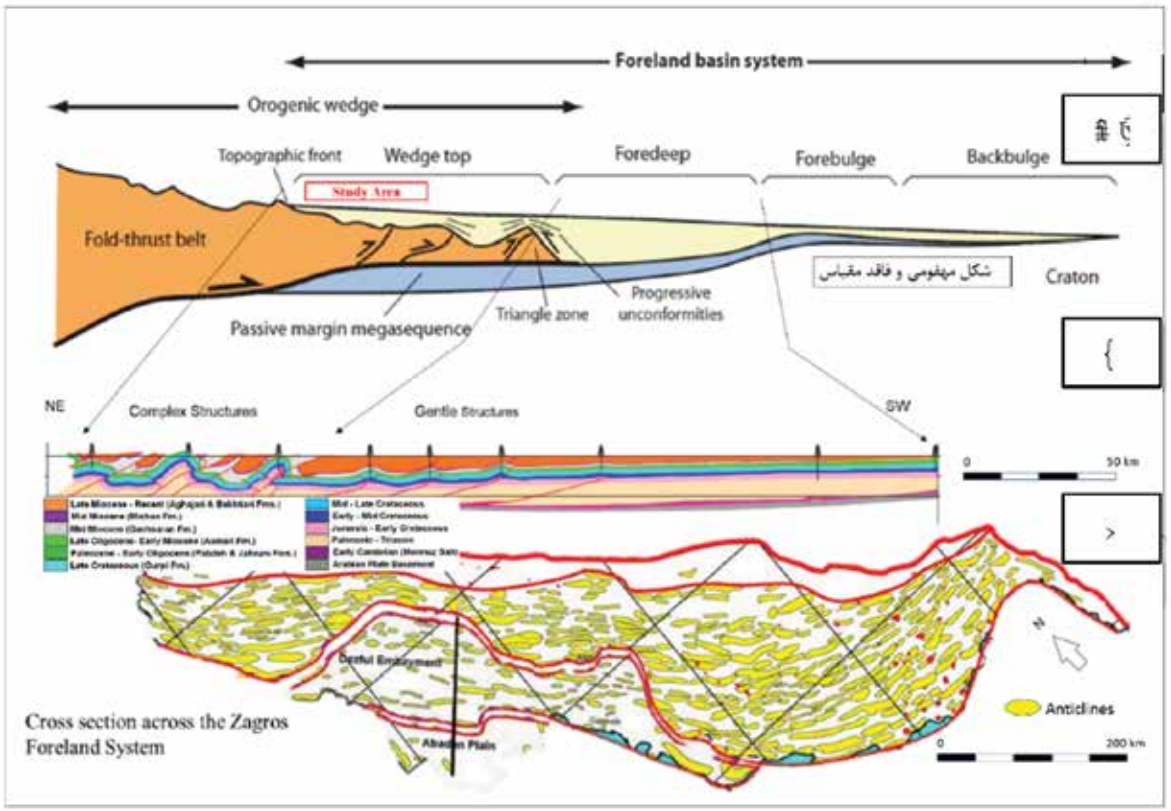
بار ناشی از کمربند کوهزایی منجر به فرونشست پیش‌گودال و بالاآمدگی پس‌بوم می‌شود و عکس این حالت با حذف بار کوهزایی، توسط فرسایش یا کشش رخ می‌دهد. بنابراین رویارویی، بین تکتونیک خمشی و بارگذاری دینامیکی است (Burbank, 1992).

سامانه حوضه پیش‌بوم می‌تواند حالت‌های بیش از حد پرشده[3] و تا حدودی پرشده[4] داشته باشد به‌طوری‌که یک سامانه حوضه پیش‌بوم همانند زاگرس (شکل ۱ب و ج) می‌تواند مراحل تکوینی مختلف از حالت حدودی پرشده تا بیش از حد پرشده را طی کند، و حتی هم‌زمان در بخشی از آن، حالت بیش از حد پرشده تا بخشی دیگر حالت تا حدودی پرشده باشد. در واقع حالت بیش از حد پرشده مرحله نهایی و توسعه یافته سامانه پیش‌بوم، و بالاآمدگی آن در تأثیر از تکتونیک خمشی، از فرونشست دینامیکی پیشی می‌گیرد (Catuneanu, 2019).

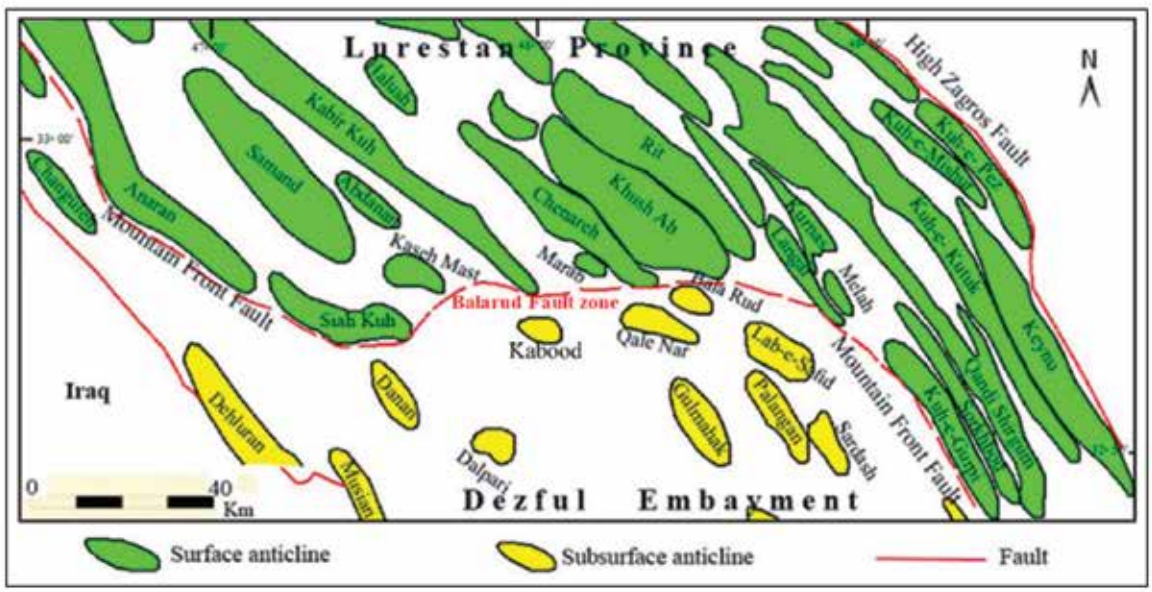
یکی از ویژگی‌های مهم در حوضه‌های پیش‌بوم، مهاجرت حوضه هم‌زمان با دگرشکلی ناشی از کوهزایی است. که شواهد آن را می‌توان در تغییرات ضخامت رسوبات حوضه دنبال کرد. همچنین با جابه‌جایی پیش‌برآمدگی[5] در طول زمان، نبود رسوبی و فرسایش ناشی از بالاآمدگی این بخش از سامانه حوضه پیش‌بوم به‌صورت قائم و جانبی جابه‌جا می‌شود. پدیده به علت شکل‌گیری و سیر تحول حوضه هم‌زمان با همگرایی و برخورد صفحات در بسیاری از حوضه‌های پیش‌بوم گزارش شده است. برای نمونه می‌توان به مهاجرت پیش‌برآمدگی در بخش مرکزی و جنوبی کمربند آلپین (Sabbatino et al., 2021) و مهاجرت حوضه پیش‌بوم در باختر چین (Chao et al., 2023) اشاره کرد.

فروبار دزفول (Dezful Embayment) بخشی از حوضه پیش‌بوم میانرودان (Mesopotamian Foreland Basin) است (شکل ۱ ج)، که به دلیل داشتن پوشش رسوبی ضخیم و منابع پربار هیدروکربنی، موضوع مطالعات بسیاری بوده است. منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی فروافتادگی دزفول، در مجاورت منطقه گسلی بالارود (BFZ) (شکل ۲)، به عنوان یک پهنه برشی چپلغز با توان لرزهخیزی بالا، قرار دارد (Yaghoubi et al., 2023). پهنه گسلی بالارود در مقالات متعددی (Sepehr and Cosgrove, 2004؛ Emami et al., 2010؛ Navabpour et al., 2010؛ Nissen et al., 2011؛ Derikvand et al., 2019؛ Yaghoubi et al., 2021؛ Razavi Pash et al., 2021؛ Vergés et al., 2024) از نظر لرزه‌خیزی یا شواهد سطحی آن مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی سیستم رودخانه‌ای این کمربند نشان می‌دهد رودخانه‌های عرضی آن (کارون، دز، کرخه، زال)، در بخش انتهایی به رودخانه‌های طولی اصلی (فرات، دجله و اروند) حوضه پیش‌ژرفا می‌پیوندند، که نشان‌دهنده تأثیر فاز تکتونیکی آلپی پسین است. با توجه به اینکه سازند آغاجاری متشکل از توالی آواری که در حین کوهزایی نهشته شده است، لذا بررسی روند تغییرات آن در عرض یک حوضه پیش‌بوم می‌تواند کمک شایانی به چگونگی جابه‌جایی حوضه کند. بر این اساس هدف از این مطالعه بررسی مهاجرت در حوضه پیش‌بوم زاگرس در گستره فروبار دزفول از زمان رسوب‌گذاری سازند آغاجاری تا عهد حاضر است.

1. Foreland basin or Foreland system
2. Foredeep
3. overfilled
4. underfilled
5. forebulge



شکل ۱. الف) ساختار و اجزای چهارگانه یک سامانه حوضه پیش‌بوم بر گرفته از (DeCelles and Giles، 1996)، ناحیه مورد مطالعه به عنوان بخشی از منطقه بالای گوه نشان داده شده است. ب) برش ساختمانی از سامانه حوضه بوم زاگرس (فروبار دزفول و ناحیه دشت آبادان) بر گرفته از عبدالهی فرد (۱۳۸۵)، ج) فروبار دزفول به عنوان بخشی از سامانه حوضه پیش بوم زاگرس و موقعیت برش ساختمانی



شکل ۲. موقعیت ساختارها نسبت به پهنه گسله بالارود (NIOC، 1977).

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از طول جغرافیایی '۳۰ °۴۷ تا '۰۰ °۴۹ خاوری و از عرض جغرافیایی '۳۰ °۳۲ تا '۰۰ °۳۳ شمالی قرار دارد. ناحیه مورد پژوهش بخشی از کمربند زاگرس است و شامل تاقدیس‌های قلعه‌نار، بالارود، لب‌سفید، پلنگان و کبود می‌باشد (شکل ۲). ستون چینه‌شناسی این منطقه با ستبرایی بیش از ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر، شامل نهشته‌هایی با سن پالئوزوئیک تا سنوزوئیک است که در رژیم‌های تکتونیکی- رسوبی متفاوت، از حاشیه غیرفعال تا فعال و هم‌زمان با فاز کوهزایی زاگرس رسوب‌گذاری کرده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲).

منطقه مورد مطالعه امروزه بخشی از کمربند زاگرس محسوب می‌شود و روند تکامل آن را از زمان کرتاسه تاکنون می‌توان به شرح زیر بیان کرد. با کج‌شدگی صفحه عربی به سمت شمال خاور و بارگذاری تکتونیکی- رسوبی از زمان کرتاسه بالایی، حاشیه غیرفعال در شمال‌خاور صفحه آفریقا وارد فاز حاشیه فعال شده است. نشانه‌های این کج‌شدگی را می‌توان با گسترش رسوبات پلاژیک (سازندهای گورپی و پابده) در داخل یک حوضه خمشی گسترده به موازات روند زاگرس مشاهده کرد. ادامه همگرایی صفحات افریقا و اوراسیا سبب مهاجرت حوضه خمشی از سمت شمال خاور به طرف جنوب‌باختر شده و به‌تدریج در اواخر کرتاسه رسوبات کربناته کم‌عمق در حاشیه شمالی حوضه گسترش پیدا کردند. در طی پالئوژن این حوضه خمشی با ادامه همگرایی صفحات به‌تدریج محصورتر و با برخورد صفحات در نئوژن، حوضه پیش‌بوم جلویی زاگرس در مجاورت جنوب باختری کمربند چین‌خورده شکل گرفت. در واقع فروبار دزفول[1] بخشی از حوضه پیش‌بوم جلویی[2] میانرودان[3] است که به سمت شمال خاور به گسل پیشانی کوهستان[4] محدود می‌شود (Vergés et al., 2024) و نتیجه فرونشینی آن انباشت بیش از ۳۰۰۰ متر از رسوبات ضخیم سازندهای آغاجاری و بختیاری پس از الیگوسن است (Falcon, 1974). این منطقه دوره‌های آرامش و متلاطم متعددی را با توجه به تغییر بردار و جهت حرکت صفحه عربی و صفحات مجاور داشته است (Derikvand et al., 2019). حوضه پیش‌بوم کنونی زاگرس را می‌توان به دو بخش بالای گوه و پیش‌ژرفا تقسیم کرد (Pirouz et al., 2011) و فروبار دزفول در چین‌خوردگی نئوژن، نقش حوضه پیش‌ژرفا را بر عهده داشته است (Abdollahie Fard et al., 2006; Pirouz et al., 2011). این حوضه پیش‌ژرفا بعد از نهشته شدن کربنات‌های پلاتفورمی وسیع الیگوسن بالایی (Sherkati et al., 2006) شکل گرفت و به موقعیت کنونی آن در فروبار دزفول و خلیج فارس مهاجرت کرد (Abdollahie Fard et al., 2011).

حوضه پیش‌ژرفا[5] محل تجمع رسوبات آواری (سازندهای آغاجاری و بختیاری) حاصل از فرسایش پهنه‌های لرستان و ایذه است. این رسوبات آواری توسط رودخانه‌های کهن و امروزی همانند کارون، دز، کرخه، مارون، جراحی و هندیجان حمل شده است (شکل ۳). ستبرای این رسوبات آواری در حوضه پیش‌ژرفا، شامل خلیج فارس، حوضه بین‌النهرین در عراق (Hessami et al., 2001; Pirouz et al., 2011, 2017) و بخش عمده‌ای از فروبار دزفول، در مقایسه با حاشیه‌های آن بیشتر است. در مقابل در سمت شمال‌خاور ستبرای رسوبات آواری در بخش بالای گوه[6] شامل پهنه‌های ایذه، لرستان و حاشیه شمالی فروبار دزفول کاهش می‌یابد.

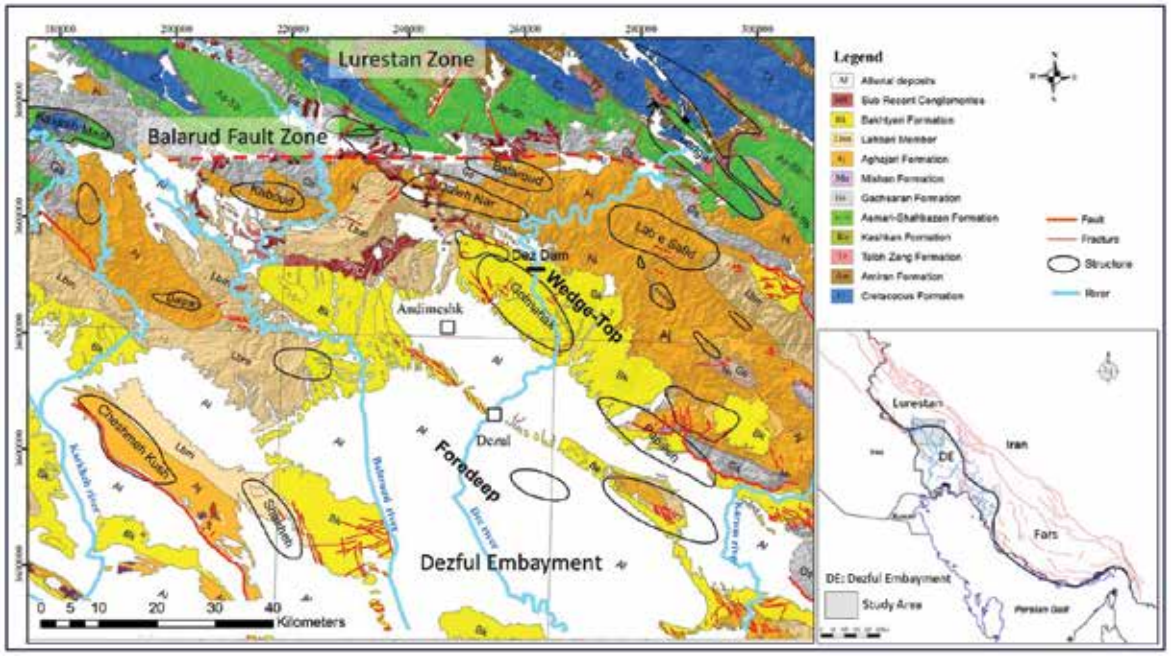
رخساره کنگلومرایی با قطعات درشت از اندازه ریگ تا تخته‌سنگ در رخنمون بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری) و سازند بختیاری، نمایانگر رخساره مخروط رودخانه‌ای است. سیمان رسی این کنگلومراها مؤید حمل این رسوبات با روانه‌های گلی در شیب نسبتاً زیاد به‌صورت جریان خرده‌دار با گرانروی بالا است.

بنابراین امکان حمل رسوبات آواری درشت تا حد تخته‌سنگ در مسافت‌های کوتاه بوجود آمده است. به همین دلیل رسوبات کنگلومرایی را می‌بایستی یک رخساره نزدیک به منشاء[7] در نظر گرفت. در واقع عامل حمل قطعات کنگلومرایی رودخانه‌هایی گیسویی[1] است (مطیعی، ۱۳۷۲

1. Dezful Embayment
2. Proforeland
3. Mesopotamian Proforeland Basin
4. Mountain Frontal Fault
5. Foredeep Basin
6. Wedge-top Depozone
7. Proximal

.(Pirouz et al., 2011؛

دگرشیبی ناحیه‌ای میان سازندهای آغاجاری و بختیاری همگی به عنوان اوج کوهزایی در پلیوسن پسین درنظر گرفته می‌شود (Haynes and Mcquillan, 1974؛ James and Wynd, 1965؛ Kashfi, 1976) درحالی‌که براساس مفاهیم جدید این مورد را می‌توان دوره پساکوهزایی تلقی کرد. بنابراین در مجموع چین‌خوردگی زاگرس در فروبار دزفول شاید در انتهای میوسن میانی شروع و در سراسر میوسن پایانی و پلیوسن ادامه پیدا کرده است (Sherkati et al., 2005؛ Sherkati and Letouzey, 2004).



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت امروزی رودخانه‌ها و تاقدیس‌ها و پهنه‌های زمین‌شناسی برگرفته از (NIOC،2005)

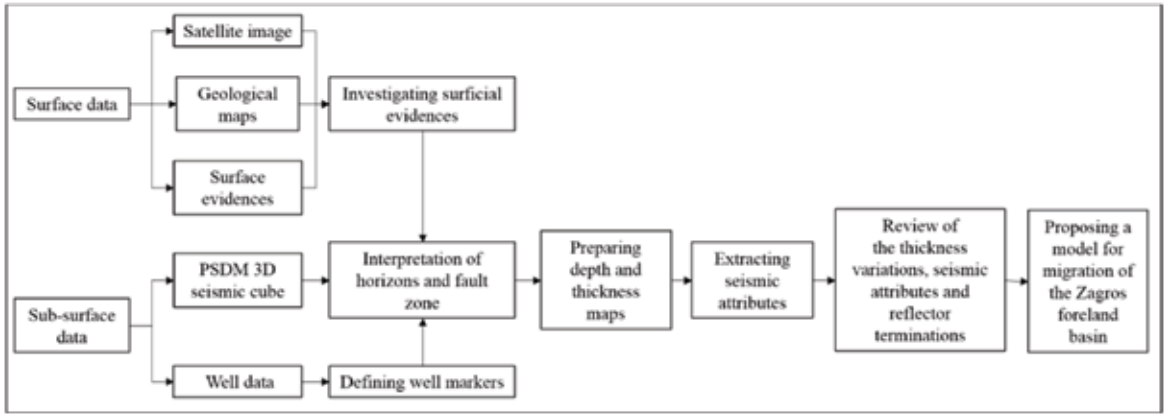
مواد و روش‌ها

برای دستیابی به اهداف پژوهش و با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه، از داده‌های مختلف سطحی و زیر سطحی استفاده شد. در گام نخست، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های سطحی (نقشه‌های زمین‌شناسی) بررسی شدند. سپس داده‌های بیش از ۴۰ حلقه چاه اکتشافی-تولیدی و اطلاعات لرزه‌نگاری گردآوری شدند. اگر چه منطقه مورد مطالعه در چند دهه اخیر تحت پوشش لرزه‌نگاری دوبعدی و سه‌بعدی قرار گرفته است، با توجه به پوشش تقریبا کامل منطقه توسط لرزه‌نگاری سه‌بعدی با کیفیت مناسب برای تفسیر لرزه‌نگاری ساختمانی، در این پژوهش تنها از داده‌های لرزه‌نگاری سه‌بعدی استفاده شد. در اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی پردازش اطلاعات تا مرحله کوچ عمقی پیش از برانبارش (Pre-stack Depth Migration (PSDM)) بوده است از این رو حوزه عمق نیازی به اطلاعات مربوط به سرعت لرزه‌ای و تبدیل از حوزه زمان به حوزه عمق نبود.

به‌منظور یکپارچه‌سازی داده‌ها، اطلاعات شامل داده لرزه‌نگاری سه‌بعدی در فرمت Segy، مدل ارتفاعی منطقه[2]، نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، اطلاعات چاه‌ها، موقعیت و مسیر آبراهه‌ها و رودخانه‌ها در نرم‌افزار پترل به عنوان یک پایگاه اطلاعاتی مکان‌محور وارد شد. در اولین مرحله اطلاعات چاه‌ها با داده لرزه‌نگاری سه‌بعدی انطباق داده شد و رأس افق‌های مهم زمین‌شناسی مثل رأس سازندها و موقعیت گسل‌ها بر روی داده لرزه‌نگاری مشخص شد، سپس تفسیر داده لرزه‌نگاری با استفاده از نرم افزار پترل

1. Braided rivers
2. Digital Elevation Model

انجام و نقشـــه عمقـــی برای افق‌های مدنظر تهیه شـــد. با تهیه نقشـــه‌های هم‌عمق[1] و نقشـــه‌های هـــم ضخامت[2] با تفریق نقشـــه‌های هم‌عمق از یکدیگر تهیه شد. همچنین، نقشه‌های شیب نیز بر پایه نقشه‌های عمقی استخراج گردید. علاوه‌براین، نشـــانگرهای لرزه‌ای ســـطحی (برای تشخیص عوارضی مثل کانال‌ها) و حجمی (برای تشـــخیص و تفسیر پیکره‌های زمین‌شناسی مثل کلینوفرم‌ها) استخراج شدند. در پایـــان، نمودارهـــای چاه‌پیمایی در ارتبـــاط با اطلاعات ژئوفیزیکی بررســـی شـــد. مراحل انجـــام کار به‌صورت یک طرح‌واره در شکل ۴ مشخص شده است.



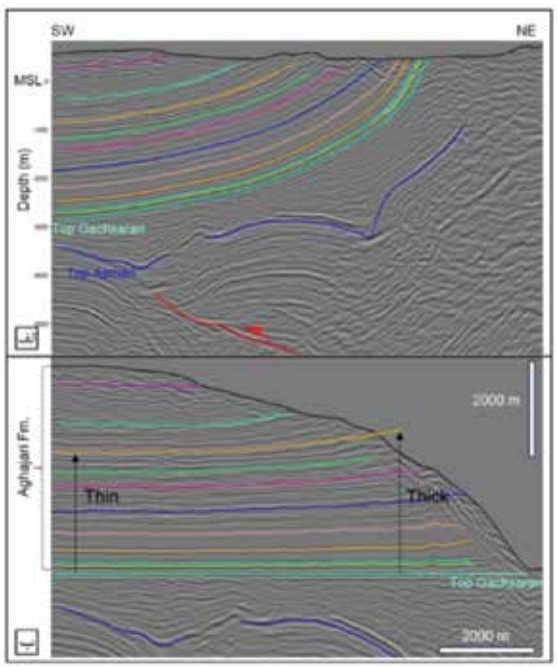
شکل ۴. مسیر انجام کار برای بررسی مهاجرت حوضه پیش‌بوم زاگرس

بحث

تغییرات ضخامتی سازند آغاجاری (داده‌های لرزه‌ای)

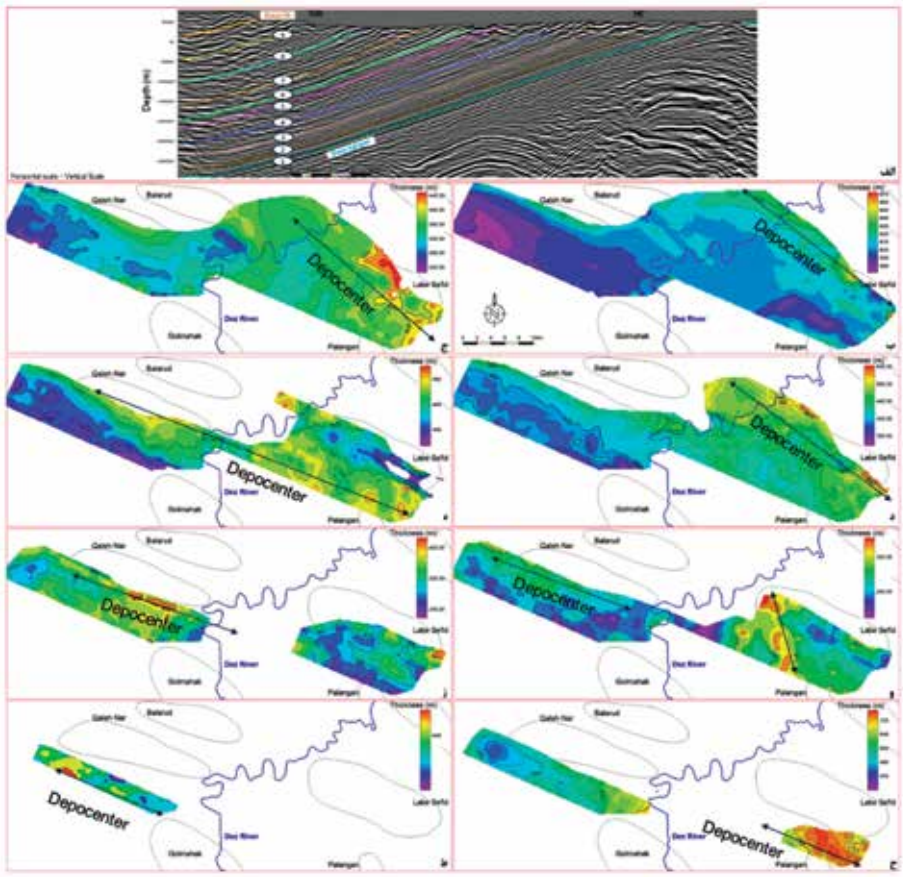
در تفســـیر داده‌های لرزه‌ای، تغییـــرات جانبی ضخامت لایه‌های ســـازند آغاجـــاری، در یک نیم‌رخ لرزه‌ای مشـــهود می‌باشد (شکل ۵ الف). برمبنای تغییرات در سرعت داده‌های لرزه‌ای و تغییرات ویژگی‌های بازتابنده، این ســـازند به ۸ لایه تقســـیم شد (شـــکل ۶ الف). بنابراین رأس سازند گچساران (قاعده سازند آغاجاری) مسطح شد (شکل ۵ ب). بررسی روند تغییرات ضخامتی لایه‌های پایینی سازند آغاجاری نشان از یک افزایش ضخامت در ضلع شمال خاوری منطقه مورد مطالعه بوده در حالی که ضخامت لایه‌های بالایی در ســـمت جنوب باختری بیشتر می‌شود (Pirouz et al., 2011). بررسی دقیق ضخامت‌ها نشان داد، که در لایه‌های قاعده‌ای سازند آغاجاری، ضخامت در بخش شمال خاوری بیشتر است (شکل ۶ الف).

نقشـــه‌های هم‌ضخامت لایه‌های مختلف سازند آغاجاری نشان داد. لایه‌های Aj1 تا Aj5، بیشترین ضخامت را در بخش شمال خاور دارند. در مقابل در لایه‌های بالایی سازند آغاجاری یک جابه‌جایی ضخامتی از بخش شمال خاوری به جنوب باختری داشته به گونه‌ای که در بخش جنوب باختری ضخامت لایه‌ها از Aj5 تا Aj9 بیشتر می‌شود (شکل ۶ الف تا ط).



شـــکل ۵. الف) تفسیر لرزه‌نگاری لایه‌های آغاجاری. ب) برش لرزه‌ای مسطح شده در رأس گچســـاران. تغییرات ضخامت جانبی در هر دو شکل دیده می‌شود

1. Isochore
2. Isopach



شکل ۶. الف) برش لرزه‌نگاری شامل لایه‌های داخلی سازند آغاجاری، ب) ضخامت لایه اول (بین افق‌های ۱ و ۲) در شکل الف، ج) ضخامت لایه دوم (بین افق‌های ۲ و ۳)، د) ضخامت لایه سوم (بین افق‌های ۳ و ۴)، ه) ضخامت لایه چهارم (بین افق‌های ۴ و ۵)، و) ضخامت لایه پنجم (بین افق‌های ۵ و ۶)، ز) ضخامت لایه ششم (بین افق‌های ۶ و ۷)، ح) ضخامت لایه هفتم (بین افق‌های ۷ و ۸)، ط) ضخامت لایه هشتم (بین افق‌های ۸ و ۹)

تغییرات دانه‌بندی سازند آغاجاری

رخنمون بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری، نسبتا دانه‌ریز، عمدتاً سیلت) با شیب لایه‌ها به طرف جنوب باختر مشاهده شد (شکل ۷). مرز پایین بخش لهبری با ماسه‌سنگ‌ها و مارن‌های قرمز بدنه اصلی سازند آغاجاری تدریجی است، به‌طوری‌که تفکیک بخش لهبری از سازند آغاجاری در همه‌جا به آسانی میسر نیست. بخش لهبری با رسوبات نخودی تا خاکی رنگ و فرسودگی عمیق‌تر، نسبت به سازند آغاجاری قابل تشخیص است. مرز بالایی آن با سازند بختیاری و گاهی رسوبات عهد حاضر است که در مواردی تدریجی (شکل ۸) و گاهی با ناپیوستگی مشاهده می‌شود.

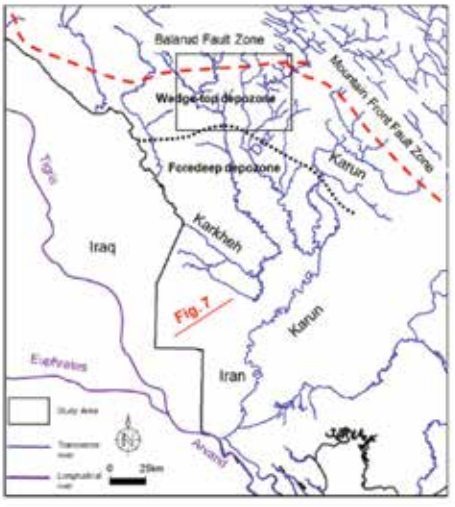
سازند بختیاری در جنوب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد و متشکل از کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های آهکی-چرتی است که به سمت بالا درشت‌شوندگی و حالت صخره‌ساز داشته، به‌صورت ناپیوسته بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرد (شکل ۸). شیب این سازند حدود ۵ تا ۱۰ درجه است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد بخش‌های کم‌ضخامت‌تر آن (در شمال‌خاور رخنمون سازند بختیاری)، تحت فرسایش قرار گرفته و در نتیجه سازند آغاجاری در سطح زمین رخنمون یافته است. با توجه به رخساره رودخانه‌ای سازندهای آغاجاری و بختیاری، رودخانه‌های کارون، دز، کرخه، را می‌توان به عنوان رودخانه‌های اصلی و دایمی ناحیه برای حمل و رسوبگذاری این سازندها معرفی کرد (شکل ۹). در محل انباشت بالای گوه رودخانه‌ها عمدتاً الگوی گیسویی دارند. در حالیکه در محل انباشت پیش‌ژرفا الگوی غالب در رودخانه‌ها مئاندری است.



شکل ۷. رخنمون بخش لهبری (بخش بالایی سازند آغاجاری) در جنوب میدان قلعه‌نار متشکل از لایه‌های دانه‌ریز سیلتی (سمت راست تصویر) و لایه‌های دانه‌درشت کنگلومرایی (حالت صخره‌ساز در سمت چپ تصویر)، دید عکس به طرف شمال باختر



شکل ۸. حالت صخره‌ساز سازند بختیاری با رخساره کنگلومرایی در تصویر بالا و مرز بخش لهبری با سازند بختیاری در هر دو تصویر (جنوب میدان قلعه‌نار)



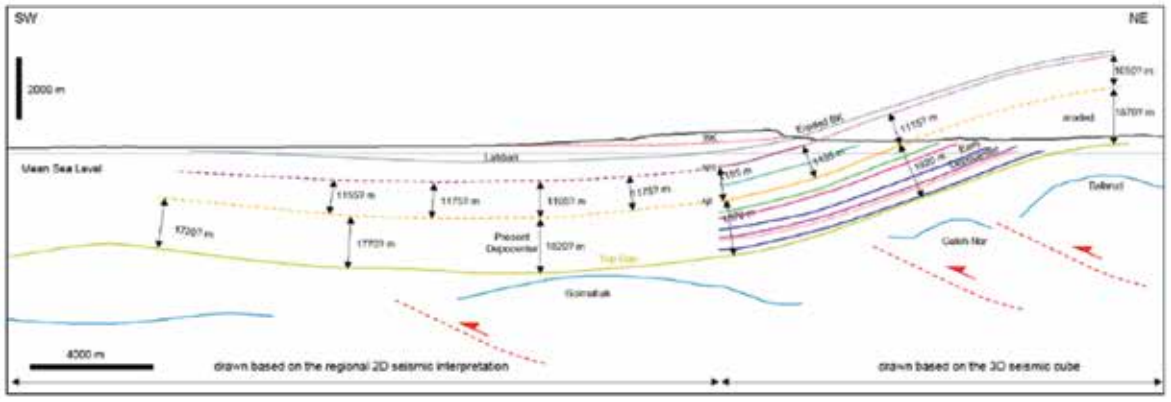
شکل ۹. رودخانه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه عامل حمل رسوبات رودخانه‌ای سازندهای آغاجاری و بختیاری. موقعیت دو محل انباشت بالا گوه و پیش‌ژرفا با توجه به الگوهای رودخانه‌های سطحی نشان داده می‌شود (موقعیت شکل ۱۱ در این شکل نشان داده شده است)

فراخاست پهنه لرستان و عملکرد پهنه‌راندگی بالارود

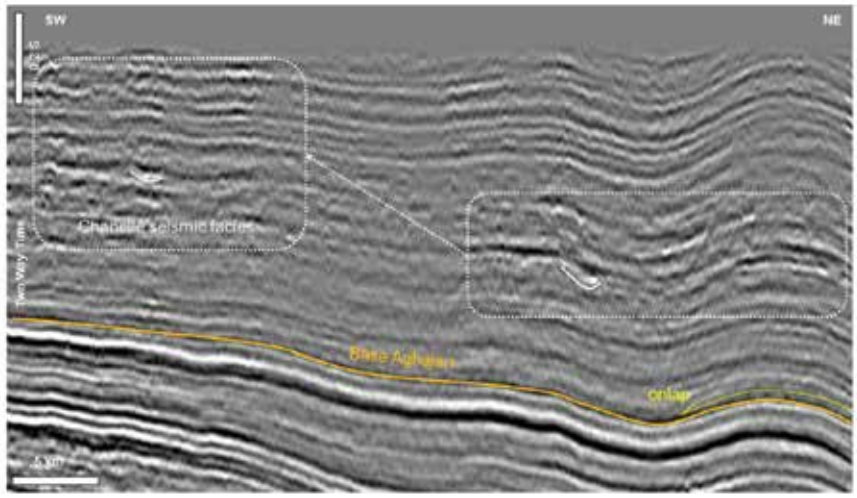
بررسی تغییرات ضخامت سازند آغاجاری بر اساس مقاطع عرضی بازسازی شده نشان می‌دهد که مراکز نهشت رسوبی سازند آغاجاری تقریباً ۲۰ کیلومتر به سمت جنوب باختری مهاجرت کرده‌اند (شکل ۱۰). این مهاجرت مرکز نهشت در پاسخ به فاز کوهزایی زاگرس و پیشروی کمربند چین‌خورده است. شواهد دیگری از این مهاجرت را می‌توان در هندسه بازتابنده‌های لرزه‌ای در حاشیه جنوب‌غربی حوضه پیش‌بوم زاگرس مشاهده کرد. برای نمونه در شکل ۱۱ مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌بوم با حالت روهم پوشان[1] در قاعده سازند آغاجاری مشهود است.

قدمت بخش انتهایی سازند آغاجاری در منطقه گتوند، (در جنوب خاور منطقه مورد مطالعه) حدود ۱۴ میلیون سال برآورد شده است (Pirouz et al., 2017). بر این اساس، میانگین نرخ جابه‌جایی حوضه پیش‌گودال تقریباً ۱/۵ میلی‌متر در سال خواهد بود. علاوه بر این، نرخ کوتاه‌شدگی در شمال خاوری فروافتادگی دزفول از ۰/۸۷ تا ۴/۷۶ میلی‌متر در سال گزارش شده است (Lashgari et al., 2020). بنابراین، میانگین مهاجرت حوضه پیش‌گودال با توجه به کوتاه‌شدگی اعمال‌شده منطقی به نظر می‌رسد.

1. onlap



شکل ۱۰. مقطع ساختاری بر اساس داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی و دوبعدی منطقه‌ای ترسیم شده است. تغییرات ضخامت واقعی برای نشان دادن جابه‌جایی سمت جنوب باختر از زمان رسوب آغاجاری پایینی



شـــکل ۱۱. هندسه روهمپوشـــان در بازتابنده‌ها قاعده آغاجاری در یک نیمرخ لرزه‌نگاری دوبعدی در بخش جنوب‌باختر فروبار دزفول حاکی از مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌بوم زاگرس به طرف جنوب‌باختر، علاوه‌براین نحوه جابه‌جایی به طرف جنوب‌باختر رخساره لرزه‌ای مرتبط با رسوبات آواری کانالی مشخص شده است. موقعیت این نیمرخ لرزه‌نگاری در شکل ۹ نشان داده شده است

در زمان رســـوبگذاری ســـازند آغاجاری به ویژه زمانی که ماسه‌ســـنگ‌های درشـــت امکان جابه‌جایی تا دور دست را داشته‌اند، بر منطقه، یک آرامش تکتونیکی حاکم بوده ولی این آرامش با شروع رسوبگذاری بخش لهبری، به پایان می‌رسد. بر اساس مدل Frostick and Steel (1994)، پایان این آرامش، بالاآمدگی نواحی لرستان و ایذه و در نتیجه گودشدگی بیشتر فروبار دزفول اســـت. زمانی که جبهه دگرشـــکلی به نزدیکی منطقه مورد مطالعه می‌رسد، با هجوم رخساره کنگلومرایی مواجه شـــده اســـت. بنابراین انتهای بخش لهبری و شروع رسوبگذاری کنگلومرای بختیاری، زمان رسیدن این جبهه به منطقه مورد مطالعه اســـت. در این مرحله، در فروبار دزفول رســـوبات دانه‌ریز بخش لهبری، رســـوب کرده و هم‌زمان با چین‌خوردگی تاقدیس‌های چناره و لنگار (شـــکل ۳)، سنگ آهک آسماری به سطح رســـیده است. رسوبات کنگلومرایی بخـــش لهبـــری و در نهایت کنگلومرای ســـازند بختیاری بر روی رســـوبات دانه‌ریز بخش لهبری نهشته شده‌اند. در واقع کنگلومرای لهبری ترکیبی از قطعات آســـماری، کشـــکان، تله‌زنگ و شهبازان با حمل‌شدگی زیاد (از تاقدیس‌های دورتر)، بخش قاعده‌ای سازند کنگلومرای بختیاری عمدتاً از آسماری تاقدیس‌های مجاور، از جمله چناره و کبیرکوه، تشکیل شده اســـت. بر این اساس، به نظر می‌رسد قطعات تشکیل‌دهنده بخش‌های بالایی سازند بختیاری عمدتاً از واحدهای قدیمی‌ترِ

در معرض فرسایش عمیق در تاقدیس‌هایی همچون لنگار، چناره و کبیرکوه تأمین شده باشند.

حضور میان لایه‌های کنگلومرایی همراه با رخساره غالباً سیلتستونی در بخش‌های بالایی بخش لهبری از سازند آغاجاری، نشان‌دهنده تغییر در الگوی رسوبگذاری منطقه، متأثر از حرکات تکتونیکی است. در مراحل آغازین، دگرشکلی بیشتر از نوع نازک‌پوسته[1] بوده است و بنابراین چین‌ها با سازوکار جدایشی بوجود آمده‌اند. با ادامه دگرشکلی به تدریج شرایط ضخیم‌پوسته[2] در منطقه حکم‌فرما شده و بنابراین بخش شمالی منطقه مورد مطالعه (پهنه لرستان) بالاآمدگی را در امتداد پهنه‌راندگی بالارود تجربه کرده است. شاهد این بالاآمدگی تغییر در الگوی رسوبی به رسوبات سیلتستونی و کنگلومرایی بخش لهبری است. این رسوبات را می‌توان یک رخساره هم‌زمان با کوهزایی در نظر گرفت به‌طوری‌که یک لایه کنگلومرایی ضخیم ضخامت متغیر در بخش بالایی بخش لهبری مشاهده می‌شود. وجود قطعات درشت در اندازه تخته‌سنگ در داخل این کنگلومرا بیانگر فاصله کم حمل در آن است. همچنین در داخل این کنگلومرا، قطعات سیلیسی و چرت‌دار قرمز رنگ سازند کشکان حاکی از فراخاست و فرسایش نسبتاً عمیق تاقدیس‌های شمال منطقه (برای نمونه خوشاب و ریت) در اوسط پلیوسن است. در بالای لایه کنگومرایی ضخیم، لایه‌های عمدتا سیلتستونی مشاهده می‌شوند که شاید حضور این لایه‌ها به تعمیق‌شدگی موضعی حوضه در پاسخ ایزوستاتیکی به فرخاست در شمال منطقه مرتبط باشد. در روی این لایه سیلتستونی، سازند کنگلومرای بختیاری قرار گرفته است که می‌توان آن‌را به آغاز تدریجی مرحله بعد از کوهزایی[3] مربوط دانست.

تحلیل مخروط افکنه لهبری و بختیاری

سامانه زهکشی منطقه متشکل از حوضه‌های آبریز چندین رودخانه حداقل از حدود ۱۸ میلیون سال پیش عامل اصلی فرسایش رسوبات در بخش شمال‌خاوری و حمل رسوبات فرسایش یافته به سمت پایین‌دست (بخش جنوب‌باختری) بوده است. این سامانه رسوبگذاری در حوضه پیش‌گودال در محیط‌های محدود یا نیمه شده[4]، دریایی کم‌عمق، ساحلی و رودخانه‌ای را بر عهده داشته و رسوبات آواری بخش عمده آن‌ها را تشکیل می‌دهند. در این میان رسوبات آواری حجم عمده این رسوبات را تشکیل می‌دادند.

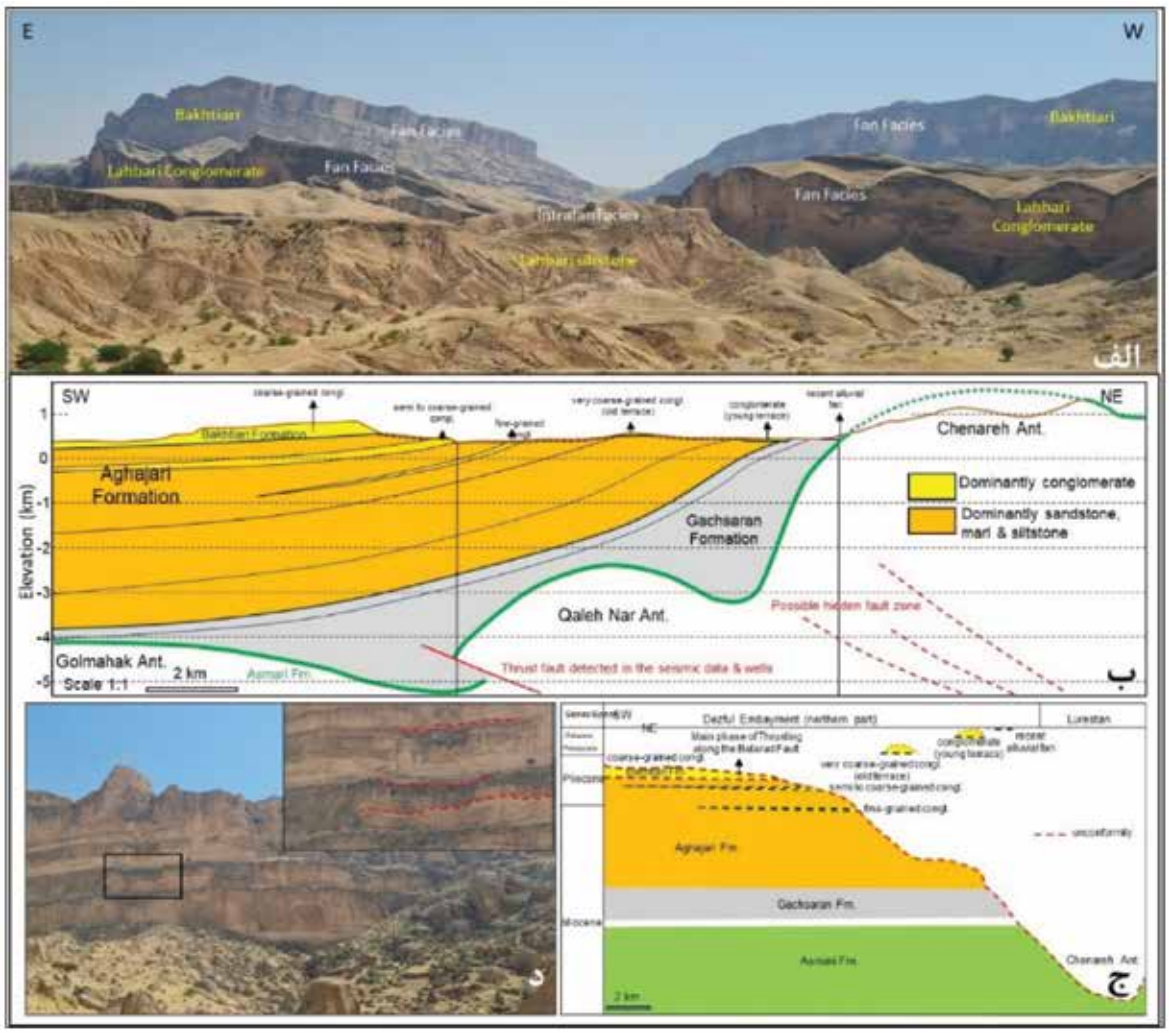
خاستگاه[5] این رسوبات آواری، سنگهای کربناته (سازندهای تلهزنگ، شهبازان و آسماری، ایلام، سروک، و بعضا بخش‌های آهکی سازند گرو) و آواری (سازندهای کشکان و امیران) است که در اثر چین‌خوردگی، راندگی و فراخاست پیامد آن تحت فرسایش قرار گرفته‌اند.

جابه‌جایی جانبی مخروط‌افکنه‌ها در طی زمان سبب تشکیل تناوب قائمی از رخساره مخروط و بین مخروط (شکل ۱۲ الف) شده است. همچنین در اثر حرکات تکتونیکی طبقات کنگلومرایی با وقفه‌های رسوبی به‌صورت دگرشیب بر روی همدیگر انباشته شده‌اند (شکل ۱۲ د). بنابراین با توجه به نمودار چینه‌نگاری زمانی (شکل ۱۲ ج) ظهور کنگلومرای بخش لهبری و بختیاری را می‌توان به راندگی در امتداد گسل پیشانی کوهستان (پهنه‌راندگی بالارود در منطقه مورد مطالعه) مربوط دانست.

DeCelles and Giles (1996) معتقدند فرسایش و برداشته شدن بار ناشی از کوهزایی (برای نمونه فرسایش در زون لرستان) سبب خمش روبه بالای حوضه[6] و برگشت آن به موقعیت اولیه می‌شود. بنابراین ظهور و پیشروی مخروط‌افکنه‌های حاوی قلوه‌سنگ‌های درشت لهبری و بختیاری مرهون تغییر از مرحله بارگذاری خمشی فعال[7] به بازگشت فرسایشی[8] است. در واقع رودخانه‌های اصلی زاگرس را می‌توان به دو دسته رودخانه‌های طولی (مثل دجله و فرات و اروند) و رودخانه‌های عرضی (کارون، دز و کرخه) تقسیم کرد (شکل ۷). در طی دوره‌های بارگذاری تکتونیکی، رودخانه‌های کوتاه عرضی به رودخانه‌های طویل در بخش نزدیک به منشاء و یا بخش میانی حوضه پیش‌بوم متصل بوده است. در دوره‌هایی که در کمربند داخلی، مثل

1. thin-skinned
2. thick-skinned
3. post-orogeny conglomerate
4. restricted or semi-restricted
5. provenance
6. flexural rebound of the basin
7. active flexural loading
8. erosional rebound

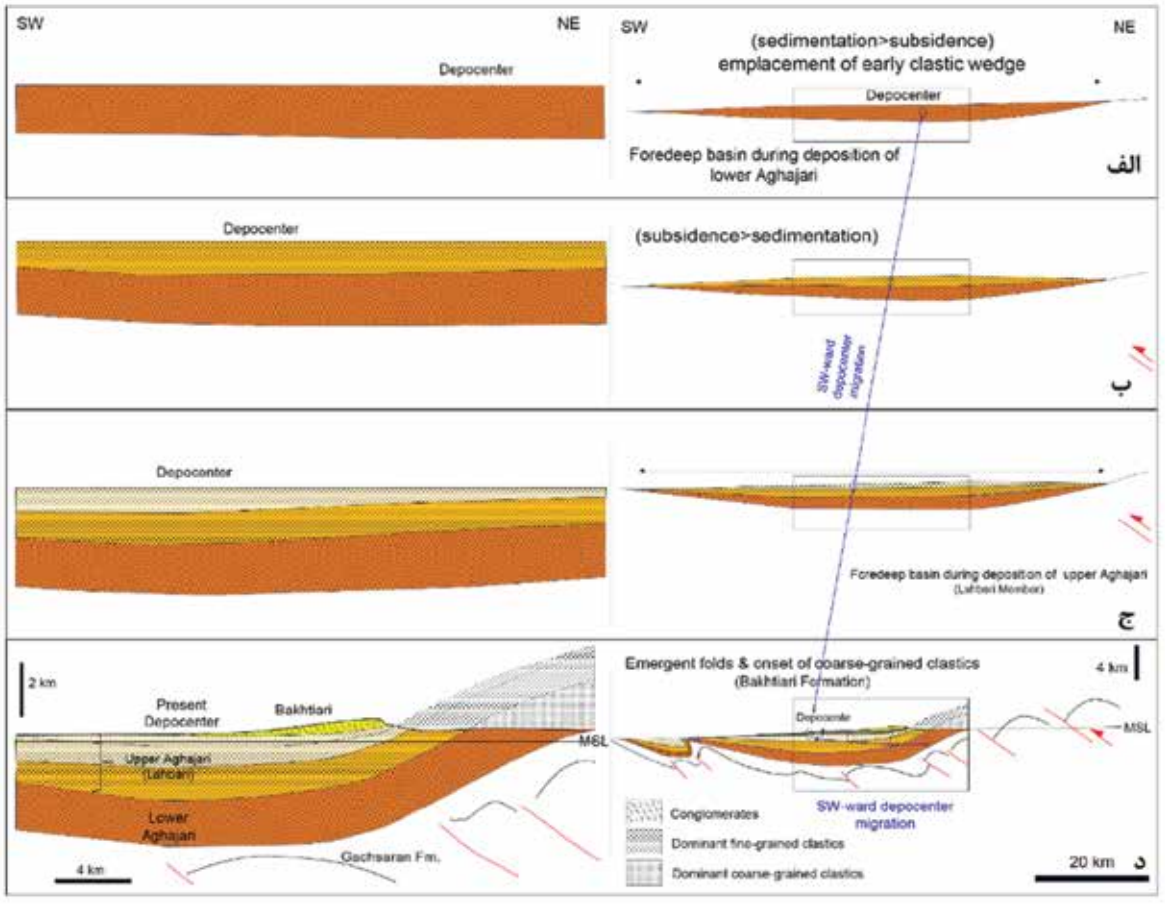
پهنه لرستان، بارگذاری تکتونیکی توسط فرسایش برداشته شـــده، حوضه به موقعیت قبلی مکانی خود برگشته است. در نتیجه رودخانه‌های عرضی بـــزرگ مانند دز و کارون در سرتاســـر حوضه پیش‌بوم جریان پیدا می‌کنند. این پدیده‌ها ســـبب جابه‌جایی رودخانه‌های طولی به طرف موقعیت‌های دور از منشاء می‌شوند (Burbank، 1992).



شکل ۱۲. الف) رخنمون سازندهای آغاجاری (بخش لهبری) و بختیاری در جنوب ناحیه بالارود با رخساره‌های مخروط و بین مخروط؛ ب) برش زمین‌شناســـی ساختمانی از منطقه مورد مطالعه؛ ج) نمودار چینه‌نگاری زمانی (chronostratigraphic chart) در امتداد برش زمین‌شناسی؛ د) سطوح فرسایشی در قاعده پیکره‌های کنگلومرایی سازند بختیاری نشانگر انباشته شدن منقطع مخروط افکنه‌ها

سیر تحول حوضه پیش‌بوم در منطقه مورد مطالعه

بر پایه نتایج این پژوهش، با توجه به سیر تحول سامانه حوضه پیش‌بـــوم زاگرس: مدل تحولی در ســـامانه حوضه پیش‌بوم زاگرس را می‌توان مانند الگوی ارائه شده در شکل ۱۳ عنوان کرد.



شکل ۱۳. الف) رسوبگذاری آغاجاری زیرین طی یک دوره آرامش نسبی تکتونیکی با گسترش ماسه دانه درشت آغاجاری تا بخش‌های دوردست سامانه حوضه پیش‌بوم، ب و ج) رسوبگذاری بخش لهبری (بخش بالایی آغاجاری) هم‌زمان با فاز اصلی کوهزایی زاگرس (بالاآمدگی کمربند زاگرس) و گودشدگی حوضه پیش‌گودال در پاسخ ایزوستاتیکی به بالاآمدگی کمربند همجوار و در نتیجه رسوبگذاری رسوبات آواری دانه ریز سیلتی، د) فراخاست بیشتر کمربند کوهزایی و در نتیجه فرسایش روباره گچساران و آغاجاری و قرارگیری سازندهای آسماری و قدیمی‌تر در سطح زمین و در معرض فرسایش و در نتیجه رسوبگذاری کنگلومرای بختیاری در بلافصل گسل جبهه کوهستان در قالب مخروط‌افکنه با سازوکار جریان خرده‌دار؛ مهاجرت رو به سمت جنوب باختر حوضه پیش‌گودال به‌صورت مفهومی با پیکان آبی رنگ نشان داده شده است

نتیجه‌گیری

در مرحله رسوبگذاری آغاجاری پایینی فرونشست اندکی در سامانه حوضه پیش‌بوم وجود داشته و یک دوره نسبتاً آرام و تکتونیکی ساکن حاکم بوده است. در نتیجه ماسه‌سنگ دانه‌درشت آغاجاری زیرین توانسته تا بخش‌های دوردست حوضه پیش‌بوم گسترش یابد. با شروع فاز اصلی دگرشکلی زاگرس هم‌زمان با رسوبگذاری آغاجاری بالایی (بخش لهبری)، فراخاست در کمربند زاگرس (پهنه لرستان در شمال خاور ناحیه مورد مطالعه) روی داده و در پاسخ ایزوستاتیکی به این فراخاست، گودشدگی در حوضه پیش‌ژرفا صورت گرفته است. در نتیجه رسوبات دانه‌ریز سیلتستونی بخش لهبری سازند آغاجاری به عنوان رخساره هم‌زمان با کوهزایی رسوبگذاری کرده و سپس با ادامه دگرشکلی و فراخاست در تاقدیس‌های کمربند زاگرس، سازندهای رویی آغاجاری تا گچساران (به عنوان رسوبات روباره) فرسایش یافته و به سبب آن سازندهای آسماری و قدیمی‌تر در سطح زمین و در معرض فرسایش قرار گرفتند. این تحول سبب شد رسوبات دانه‌درشت به‌صورت مخروط‌افکنه در بخش جنوبی گسل جبهه کوهستان (پهنه‌گسلی بالارود) در قالب سازند کنگلومرایی بختیاری تشکیل شود. هم زمان با ازدیاد شیب در سطح زمین، در بخش شمالی فروبار دزفول، الگوی

رودخانه‌ها از حالت مئاندری به گیسویی تغییر یافته است. در مدل تحولی در سامانه حوضه پیش‌بوم زاگرس، همچنین مفهوم مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌گودال به طرف جنوب باختر را نشان می‌دهد. تحلیل داده‌ها، وجود یک فرورفتگی قابل توجه در ساختار یک ناودیس، وسیع واقع در بخش شمالی فرورفتگی دزفول را نشان می‌دهد. این منطقه رسوبگذاری سازندهای آغاجاری و جوان‌تر با ضخامت بیش از ۵ کیلومتر را نشان می‌دهد. شواهد نشان می‌دهد که این ناودیس زمانی در بخش شمال شرقی قرار داشته و به تدریج با پیشروی جبهه تغییر شکل زاگرس، به محل فعلی مهاجرت کرده است. این حرکت جابه‌جایی در طول ۱۴ میلیون سال گذشته برتولید، مهاجرت و تجمع آن در میادین نفتی بزرگ مانند اهواز و مارون در بخش شمالی فروبار دزفول تأثیر گذاشته است. در نتیجه، براساس رخساره‌های رسوبات آواری مرتبط با حوضه پیش‌بوم زاگرس، می‌توان دوره‌های مختلف آرامش نسبی تکتونیکی را که با فازهای تغییر شکل در هم آمیخته اند، شناسایی کنیم. این دوره‌های مختلف تأثیرات متمایزی بر سیستم هیدروکربنی داشته‌اند.

تقدیر و تشکر

نگارندگان مراتب تشکر خود را از شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب برای در اختیار قرار دادن داده‌های لرزه‌نگاری، اطلاعات چاه و فراهم کردن امکان و تسهیلات بازدیدهای صحرایی اعلام می‌دارند.

منابع

- مطیعی، ه. ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., and Alavi, S. A., 2006. Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. Petroleum Geoscience, 12(4), 347-362. https://doi.org/10.1144/1354-079305-706.

- Abdollahie Fard, I., Sepehr, M., and Sherkati, S., 2011. Neogene salt in SW Iran and its interaction with Zagros folding. Geological Magazine, 148(5-6), 854-867. https://doi.org/10.1017/S0016756811000343.

- Burbank, D.W., 1992- Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges Basin. Nature, 357, 680-682.

- Catuneanu, O., 2019. First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. Journal of Geodynamics, 129(January), 290-298. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.001.

- Chao et al., 2023. Migration Processes of the Cenozoic Intracontinental Foreland Basins in Western China and Their Tectonics Implications[J]. Advances in Earth Science, 38(7): 729-744.

- DeCelles, P. G., and Giles, K. A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8(2), 105-123. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.

- Derikvand, B., Alavi, S. A., Abdollahie Fard, I., and Jalali, L., 2019. Changing in fold geometry from faulted detachment fold to fault-bend fold, a case study: The Zeloi Anticline in the Dezful Embayment, southwest of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 173, 381-401. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.10.033.

- Emami, H., Vergés, J., Nalpas, T., Gillespie, P., Sharp, I., Karpuz, R., Blanc, E.P., Goodarzi, M.G.H., 2010. Structure of the Mountain Front Flexure along the Anaran anticline in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran): Insights from sand box models. Geol. Soc. Spec. Publ. 330, 155-178. https://doi.org/10.1144/SP330.9.

- Falcon, N. L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. Geological Society Special Publication, 4, 199-211. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.11.

- Frostick, L. E., and Steel, R. J., 1994. Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. Tectonic Controls and Signa-

tures in Sedimentary Successions. https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)90043-8.

- Gérard, B., Rouby, D., Huismans, R. S., Robin, C., Fillon, C., and Braun, J., 2023. Impact of inherited foreland relief on retro-foreland basin architecture. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128, e2022JB024967. https://doi.org/10.1029/2022JB024967.

- Haynes, S. J., and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, Southern Iran. Bulletin of the Geological Society of America, 85(5), 739-744. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<739:EOTZSZ>2.0.CO;2.

- Hessami, K., Koyi, H. A., and Talbot, C. J., 2001. The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. Journal of Petroleum Geology, 24(1), 5-28. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2001.tb00659.x.

- James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bulletin, 49, 2182-2245. https://doi.org/10.1306/a663388a-16c0-11d7-8645000102c1865d.

- Kashfi, M. S., 1976. Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, southwestern Iran. Bulletin of the Geological Society of America, 87(10), 1486-1490. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1486:PTASEO>2.0.CO;2.

- Lashgari, A., Hayhat, M. R., Vergés, J., Beamud, E., Naja, M., Khatib, M. M., and Karimnejad, H. R., 2020. Age of synorogenic deposits and timing of folding in Dezful embayment , SW Zagros Fold Belt. 113(August 2019). Marine and Petroleum Geology, Volume 113, article id. 104148. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104148.

- Navabpour, P., Angelier, J., and Barrier, E., 2010. Mesozoic extensional brittle tectonics of the Arabian passive margin, inverted in the Zagros collision (Iran, interior Fars). Geol. Soc. Spec. Publ. 330, 65-96. https://doi.org/10.1144/SP330.5.

- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J.A., and Allen, M.B., 2011. New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. Geophys. J. Int. 186, 928-944. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x.

- Pirouz, M., Avouac, J. P., Gualandi, A., Hassanzadeh, J., and Sternai, P., 2017. Flexural bending of the Zagros foreland basin. Geophysical Journal International, 210(3), 1659-1680. https://doi.org/10.1093/gji/ggx252.

- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A., and Azhdari, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. Geological Magazine, 148(5-6), 838-853. https://doi.org/10.1017/S0016756811000392.

- Razavi Pash, R., Sarkarinejad, K., Sherkati, S., and Motamedi, H., 2021. Analogue model of the Bala Rud Fault, Zagros-an oblique basement ramp in a fold-and-thrust belt. Int. J. Earth Sci. https://doi.org/10.1007/s00531-021-01987-0.

- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Mar. Pet. Geol. 21, 829-843. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006

- Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, 21(5), 535-554. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007.

- Sabbatino, M., Vitale, S., Tavani, S., Consorti, L., Corradetti, A., Cipriani, A., Arienzo, I., and Parente, M., 2021. Forebulge migration in the foreland basin system of the central-southern Apennine fold-thrust belt (Italy):New high-resolution Sr-isotope dating constraints.

Basin Research, 2021;33:2817-2836. https://doi.org/ 10.1111/bre.12587.

- Sherkati, S., Letouzey, J., and De Lamotte, D. F., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics, 25(4), 1-27. https://doi.org/10.1029/2004TC001766.

- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology, 27(9), 1680-1696. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010.

- Vergés, J., Casini, G., Ruh, J., Cosgrove, J., Sherkati, S., Najafi, M., Casciello, E., Saura, E., Abdollahie Fard, I., Piryaei, A., de Lamotte, D. F., Letouzey, J., Goodarzi, H., Soleimany, B., and Jahani, S., 2024. Structural Style and Timing of NW-SE Trending Zagros Folds in Sw Iran: Interaction With North-South Trending Arabian Folds and Implications for Petroleum Geology. Journal of Petroleum Geology, 47(1), 3-74. https://doi.org/10.1111/jpg.12850.

- Yaghoubi, A., Dusseault, M.B., and Leonenko, Y., 2023. Stress Variation around the Balarud Lineament in the Zagros Fold and Thrust Belt and its Implication for Reservoir Geomechanics. 57th US Rock Mech. Symp. https://doi.org/10.56952/ARMA-2023-0270.

- Yaghoubi, A., Mahbaz, S., Dusseault, M.B., and Leonenko, Y., 2021. Seismicity and the state of stress in the dezful embayment, zagros fold and thrust belt.Geosci.11,1-22. https://doi.org/10.3390/geosciences11060254.