

Research Article

Determining the age of the folding process of folded structures based on restored cross-sections, Zagros folded and thrust belt, central Lurestan region, southwest Iran

Sargol Davoudi¹, Hossein Hajjalibeigi^{1*}, Gholamreza Gharabeigli², Amir Mohammad Jamali²

1- Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2- National Iranian Oil Company, Exploration Directorate

Key words: *Central Lurestan, Zagros Simple Folded Belt, Structural geological cross-section, Deformation pattern, Shortening.*

1-Introduction

The study area of this research (Lurestan) is located in the southwest of Iran and the northwest of the Zagros thrust belt. This area is rich in hydrocarbon reservoirs. The tectonic deformation of this area indicates the presence of a thin-bedded and thick-bedded structure. The folding wavelength of the Lurestan has a short period because of the low thickness of the sedimentary sequence (Colman-Sadd, 1978; Blanc et al., 2003; Sepehr et al., 2006; Sherkati and Letouzey, 2004) indicates the presence of deformation and shortening in both the sedimentary and bedrock parts. Thus, It is essential to investigate the history of deformation and determine the pattern of the main geological structures.

2-Material and methods

This research investigates the history and deformation pattern by combining structural data, seismic profiles, cross-sections, and available information from wells. Using these data along with stratigraphic information, geometrical folding, and corrosion modeling was done by the kink method (Suppe, 1985). The perpendicular cross sections were drawn along the geological structures of the Sultan, Sarkan, Eastern Darrehbانه, Chaharqaleh, and Kuhdasht anticlines. The formation units (Precambrian to Miocene) have been reconstructed using de-compaction and unfolding processes. At each stage of the restoration, the rock units of the formations have been returned to a de-compacted and unfolded unit.

3-Results and discussions

The cross sections drawn in this research show that the difference in the folding of the layers in different parts is caused by the change in the folding style in the lateral and depth direction in the region. Based on the results, the age of folding in Sefidasht, Zangul, Poshte-Jangal, Amiran, Sarkan, and Sultan anticlines are Paleocene. Still, this age in the Kabirkuh anticline is due to the change in the Oligocene-Miocene facies, and the types of folds are separated.

4-Conclusion

The total shortening along the cross sections is 25.6% to 27%. The different mechanical behavior of the sedimentary sequences in the folding process is the controlling factor of folding style and geometry. Therefore, the activity and function of the lower Paleozoic deposits as the lower detachment surface, the Jurassic and Lower Cretaceous sediments as the middle detachment surface, and the Paleocene flysch sediments as the upper detachment surface have caused changes in the folding geometry.

* Corresponding author: h-alibeigi@sbu.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2023.44099.2383

Received: 2023-06-26

Accepted: 2023-10-19

5-References

- Blanc, E.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society* 160(3), 401-412. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-110>
- Colman-Sadd, S.P., 1978. Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, 984–1003. <https://doi.org/10.1306/C1EA4F81-16C9-11D7-8645000102C1865D>
- Sepehr, M., Cosgrove, J., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt, *Tectonophysics* 427, 1-4, 265-281. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.021>
- 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>
- Suppe, J., 1985. *Principles of structural geology* New York. Prentice-Hall, 537.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Davoudi S., Hajjalibeigi, H., Gharabeigli G.H., Jamali, A.M., 2024. Determining the age of the folding process of folded structures based on restored cross-sections, Zagros folded and thrust belt, central Lurestan region, southwest Iran. *Adv. Appl. Geol.* 14(1), 1-22.

DOI: 10.22055/AAG.2023.44099.2383

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18658.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

تعیین سن فرآیند ساختارهای چین خورده کمر بند چین خورده و رانده زاگرس بر اساس برش‌های عرضی بازسازی شده (لرستان مرکزی، جنوب غرب ایران)

سرگل داودی

گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

حسین حاجی علی بیگی*

گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

غلامرضا قرا بیگی

مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

امیر محمد جمالی

مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

h-alibeigi@sbu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه این پژوهش در جنوب غرب ایران و شمال غربی کمر بند چین خورده و رانده زاگرس قرار دارد. این منطقه در کمر بند ساده چین خورده واقع شده و بخشی از منطقه لرستان مرکزی است. این پژوهش، با تلفیق داده‌های زمین‌شناسی ساختاری سطحی و زیرسطحی شامل اطلاعات چاه‌های منطقه و تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای، ضمن ترسیم برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری، تاریخچه و الگوی دگرریختی ساختارهای زمین‌شناسی را مورد بررسی قرار می‌دهد. این برش‌ها با راستای شمال شرقی-جنوب غربی، از ساختارهای زمین‌شناسی شامل سفیددشت، زنگول، پشت‌جنگل، امیران، سرکان، سلطان و ماله کوه (پلانژ جنوب شرقی) و بخشی از کبیرکوه عبور می‌کنند. سپس برش‌های عرضی موازنه گردید و فرآیند بازسازی صورت گرفت. برش‌ها نشان می‌دهند که تفاوت در نحوه چین خوردگی لایه‌ها در بخش‌های مختلف، ناشی از تغییر در سبک چین خوردگی در جهت جانبی و عمقی در ستون چینه‌شناسی منطقه است. سن فرآیند چین خوردگی در تاق‌دیس‌های سفیددشت، زنگول، پشت‌جنگل، امیران، سرکان و سلطان، پالئوسن، اما سن فرآیند چین خوردگی در تاق‌دیس کبیرکوه، الیگوسن-میوسن می‌باشد. به نظر می‌رسد تفاوت در زمان فرآیند چین خوردگی را بتوان به تغییرات رخساره نهشته‌های ساختارهای زمین‌شناسی مورد مطالعه منسوب نمود. سازوکار این ساختارها، چین‌های مرتبط با گسلش و از نوع چین خوردگی‌های جدایشی هستند. میزان کوتاه‌شدگی کل در امتداد برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری برابر ۲۵/۶٪ تا ۲۷٪ می‌باشد. علاوه بر این، عامل کنترل هندسه چین خوردگی، رفتار مکانیکی متفاوت توالی رسوبی در طی فرآیند چین خوردگی است. به طوری که فعالیت نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین (سطح جدایش قاعده‌ای)، رسوبات ژوراسیک و کرتاسه زیرین (سطح جدایش میانی) و رسوبات فلیشی پالئوسن (سطح جدایش بالایی)، سبب تغییرات ساختاری در هندسه چین خوردگی شده است.

واژگان کلیدی: لرستان مرکزی، کمر بند ساده چین خورده زاگرس، برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری، الگوی دگرریختی، کوتاه‌شدگی.

۱- مقدمه

در پوشش رسوبی آن و سازوکارهای حاکم بر فرآیندهای چین خوردگی و گسلش انجام شده و تقسیم‌بندی‌های مختلفی برای آن ارائه شده است. (Tavakolian et al., 2022; Verges, 2018; Jamison, 1987; Suppe, 1985; Ghanavati et al., 2021; Wallace and

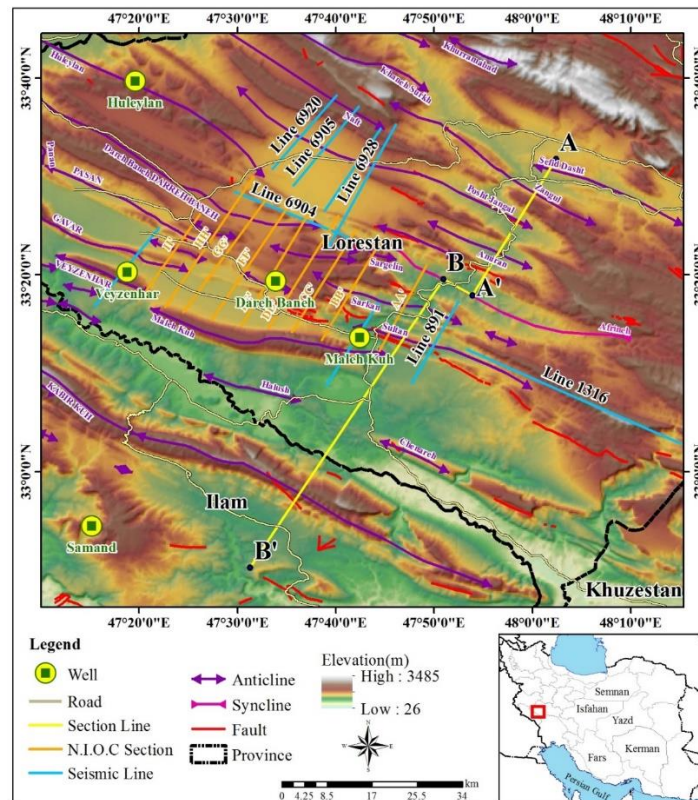
در قرن اخیر تحقیقات بسیار زیادی توسط زمین‌شناسان ایرانی و خارجی در مورد مسائل مختلف کمر بند کوهزایی زاگرس، به ویژه در مورد چین‌ها و گسل‌های تشکیل شده

خود به زیربخش‌هایی شامل منطقه لرستان، منطقه ایذه، منطقه فروافتادگی دزفول، منطقه فارس و منطقه بندرعباس (Motiei, 2004) تقسیم شده است. در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه به همراه راه‌های دسترسی و نیمرخ‌های لرزه‌ای نمایش داده شده است.

منطقه لرستان توسط گسل جبهه کوهستانی (Mountain Front Fault) از زیربخش‌های مجاور خود در کمربند چین خورده ساده جدا می‌شود. منطقه گسلی بالارود (Hajjalibeigi, 2015) که خود بخشی از گسل جبهه کوهستانی است، مرز بین منطقه لرستان و منطقه فروافتادگی دزفول است. این پژوهش در منطقه لرستان در عرض جغرافیایی ۳۲/۵ تا ۳۴ درجه و طول جغرافیایی ۴۷ تا ۴۸/۵ درجه انجام شده است. بخش اعظم منطقه در استان لرستان و مابقی در استان‌های ایلام و خوزستان قرار دارد (شکل ۱).

در منطقه لرستان به دلیل ضخامت کم سازندهای مقاوم در توالی رسوبی، نسبت به دیگر بخش‌های کمربند زاگرس، ساختارهای چین‌خورده‌گی به طور عمومی دارای طول موج‌های کوتاه‌تر هستند (Colman-Sadd, 1978; Blanc et al., 2003; Sepehr et al., 2006; Mohammadi et al., 2022) و فشردگی و کوتاه‌شدگی پوشش رسوبی آن نسبت به سایر مناطق کمربند زاگرس بیشتر است (Motiei, 2004). ساختارهای چین‌خورده موجود در بخش‌های شمالی‌تر منطقه لرستان به طور عمده در نتیجه چین‌خورده‌گی رسوبات سازندهای آسماری، گورپی، امیران، تله‌زنگ و کشکان است. ساختارهای چین‌خورده موجود در بخش‌های جنوبی‌تر نیز عمدتاً در نتیجه چین‌خورده‌گی رسوبات سازندهای گروه بنگستان و خامی تشکیل شده‌اند. از این‌رو، اختلاف سنگ-شناسی و مقاومت این سازندها در طی فرآیند چین‌خورده‌گی باعث به وجود آمدن سطوح جدایشی و تغییر در هندسه چین‌های تشکیل شده در سازندهای دارای سنگ‌های مقاوم و نامقاوم همجوار شده است (Bahroudi and Talbot, 2003; Jahani et al., 2007; Sepehr et al., 2006; Sherkati and Letouzey, 2004).

Homza, 2004; Alavi, 2007; Allen and Talebian, 2011). کمربند کوهزایی زاگرس با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق بخشی از کمربند برخوردی آلپ-همیمالیا است که در طی فرآیند همگرایی کرتاسه پایانی-سنوزوئیک صفحه عربی با صفحه ایران مرکزی که منجر به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در حدفاصل آنها گردیده، تشکیل شده است (Stocklin, 1968; Takin, 1972; Golonka, 2004). این کمربند به خاطر دارا بودن چین‌های بزرگ، منظم و جوان و ذخایر هیدروکربنی در بسیاری از تاقدیس‌های آن، به عنوان یکی از بزرگ‌ترین ایالت‌های هیدروکربنی جهان (۸/۶٪ مخازن نفت و ۱۵٪ مخازن گاز دنیا) شناخته شده است (Abdollahi et al., 2022; Hemmati and Ahmadi, 2022). امروزه کوتاه-شدگی در زاگرس با اندازه‌گیری‌های GPS حدود ۱۰ میلی‌متر بر سال تخمین زده می‌شود (Tatar et al., 2001; Vernant et al., 2004; Hessami et al., 2003). احتمال می‌رود که کوتاه‌شدگی کلی زاگرس بین ۸۵ (McQuarrie, 2004) تا ۵۰ کیلومتر (Blanc et al., 2005; Molinaro et al., 2005) باشد. این کوتاه-شدگی با گسلش فشاری در پی‌سنگ و چین‌خورده‌گی سطحی در رسوبات، جبران می‌شود (Jackson, 1980; Berberian, 1994; Nissen et al., 2010; Nissen et al., 2011; Alipoor et al., 2022; Jamalreyhani et al., 2022). در فلات ایران، بیش از نیمی از زمین‌لرزه‌ها و دگرشکلی فعال در گستره زاگرس رخ داده است (Berberian, 1994). شواهد ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی (Lees, 1928; Snyder and Barazangi, 1986) و تفسیر کانون زمین‌لرزه‌ها در طول راندگی‌های پی‌سنگی (زیر نمک هرمز) (Jackson and Fitch, 1981; Jamalreyhani et al., 2022)، نشان می‌دهد که کمربند چین‌خورده و رانده‌ی زاگرس درگیر کوتاه‌شدگی تکتونیکی است (Jackson and MacKenzie, 1984; Gillard and Wyss, 1995; Basilici et al., 2020; Alipoor et al., 2022). کمربند کوهزایی زاگرس از شمال‌شرق به سمت جنوب‌غرب به بخش‌های متعددی تقسیم شده است. کمربند ساده چین‌خورده (Simply Folded Belt) (Falcon, 1974; Haynes and McQuillan, 1974; Colman-Sadd, 1978; Alavi, 1994; 2004) یکی از بخش‌های این کمربند است که



شکل ۱- موقعیت برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری، نیمرخ‌های لرزه‌ای و موقعیت چاه‌های حفاری شده در منطقه مورد مطالعه. داده توپوگرافی برگرفته از مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۱۲/۵ متر بر گرفته از ماهواره AleosPalsar

Fig. 1. Location of structural geological cross-sections, seismic profiles and location of drilled wells in the study area. Topographic data taken from the digital height model with an accuracy of 12.5 meters taken from the AleosPalsar satellite.

شده است و این سن از پس‌بوم (Hinterland) به سمت پیش‌بوم (Foreland) کاهش می‌یابد. برخورد صفحه عربی و اوراسیا در بخش‌های مختلف زاگرس چین‌خورده و رانده مربوط به زمان کرتاسه پسین (Ahmadhadi et al., 2007; Barber et al., 2018; Mouthereau et al., 2012; Tavani et al., 2018; Mohammadi et al., 2022)، الیگوسن-میوسین پیشین (Homke et al., 2008) تا میوسن-پلیوسن بوده است (al., 2004; Koshnaw et al., 2017; Tavani et al., 2018; McQuarrie et al., 2003; Sherkati et al., 2005). به طور کلی دگربرخی در زاگرس در طول زمان از شمال شرق به سمت جنوب غرب مهاجرت داشته است (Hessami et al., 2001; Ruh et al., 2014). بررسی تکامل چینه‌شناسی و زمان چین‌خوردگی که در منطقه مرکزی فارس انجام گرفته است، حضور چینه‌های رشدی در این منطقه را نشان می‌دهد. طبق مطالعات چینه-شناسی مغناطیسی و سن چینه‌های رشدی (Growth

در کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس فرآیند دگربرخی در امتداد گسل اصلی زاگرس در محل برخورد صفحه عربستان به صفحه ایران مرکزی شروع شده است (Motiei, 2004). ساختارهای تاقدیس و ناودیس تشکیل شده در بخش‌های شمال شرقی منطقه لرستان نسبت به ساختارهای تاقدیس و ناودیس تشکیل شده در بخش‌های جنوب شرقی فشرده‌تر و دارای طول‌موج‌های کوتاه‌تر هستند (Motiei, 2004). زاویه شیب گسل‌های موجود نیز از سمت شمال شرق به طرف جنوب غرب به تدریج کاهش پیدا می‌کند. در برخی قسمت‌ها نیز ساختارهای چین و گسل بزرگ مقیاس به علت اختلاف در سرعت پیشروی فرآیند دگربرخی از شمال شرق به جنوب غرب با تشکیل گسل‌ها و چین‌های عرضی، قطع و جابه‌جا شده‌اند (Motiei, 2004). پیش از این، سن چین‌خوردگی در زاگرس از زمان ائوسن تا میوسن-پلیوسن تخمین زده

طویل متعلق به سازندهای مقاوم گروه بنگستان است، اما در بخش شمالی رسوبات سطحی و جوان‌تر می‌شوند؛ به طوری که در بخش اصلی منطقه مورد مطالعه رخنمون سطحی تاقدیس‌های کوچک‌تر منطقه از سازند آهکی آسامری تشکیل شده است (Casciello et al., 2009). در این میان مطالعات شمس زاده و همکاران (Shamszadeh et al., 2015) که در محدوده میدان نفتی بابا حبیب صورت پذیرفته است، به عنوان یکی از مرتبط‌ترین کارها برای مقایسه نتایج تحقیق حاضر به شمار می‌آید. شمس‌زاده و همکاران (Shamszadeh et al., 2015) برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری عمود بر امتداد تاقدیس‌ها را برای بررسی‌های خود انتخاب نمودند. بر اساس نتایج تحقیقات یاد شده، اغلب چین‌خوردگی از نوع چین‌های جدایشی می‌باشند که با افزایش دگرریختی هندسه چین جدایشی گسل‌خورده به خود می‌گیرند. آن‌ها با توجه به الگوی دگرریختی متفاوت منطقه را به دو بخش غربی و شرقی تقسیم نمودند؛ در بخش شرقی هندسه رله‌ای چین‌ها (Relay Geometry) و راندگی‌ها، الگوی ساختاری منطقه را شکل داده است. با این حال در بخش غربی، چین‌خوردگی‌ها عموماً با جابه‌جایی قابل ملاحظه در راندگی یال جنوبی به صورت ساختار دوپلکس مانند بر روی هم رانده شده‌اند.

۲- روش مطالعه

روش مورد استفاده در این پژوهش مبتنی بر تفسیر اطلاعات زمین‌شناختی و تفسیر داده‌های لرزه‌ای موجود از چاه‌های حفاری شده در منطقه است (شکل ۲). با استفاده از این داده‌ها به همراه اطلاعات چین‌شناختی، مدل‌سازی هندسی چین‌خوردگی به روش کینک که توسط سوپ (Suppe, 1985) معرفی گردید، صورت گرفت. این مدل-سازی به همراه واچین‌خوردگی (Unfolding) در نرم‌افزار MOVE انجام گردیده است. بدین صورت که یک برش عرضی عمود بر امتداد ساختارهای زمین‌شناسی منطقه (شامل دو بخش AA' و BB') ترسیم گردید. نیمرخ‌های لرزه‌ای شامل Line 891 و Line 6928 میداین نفتی منطقه بودند. این نیمرخ‌ها، تاقدیس‌های سلطان، سرکان، دره‌بانه شرقی، چهارقلعه و کوه‌دشت را قطع می‌کنند (شکل ۱). واحدهای سنگ‌چینه‌ای با استفاده از

(Strata)، قسمت شمال‌شرقی فارس در حدود یک سانتی-متر در سال به سمت جنوب‌غربی مهاجرت دارد. با توجه به آهنگ دگرریختی انجام یافته، سن چین‌خوردگی در این منطقه مربوط به زمان میوسن میانی و پایانی است (Ruh et al., 2014). همچنین، بر اساس مطالعات سن-سنجی چین‌های رشدی آجاجاری در نزدیکی خم پیشانی کوهستان سن چین‌خوردگی، میوسن میانی تا پلیوسن به دست آمده است (Homke et al., 2004). به صورت جزئی‌تر در ناودیس آفرینه، چین‌های رشدی در سازند آجاجاری و نبود چین‌های رشدی قدیمی‌تر، سن چین-خوردگی را به زمان نهشته شدن سازند آجاجاری نسبت داده است (۱۱/۸ میلیون سال پیش). البته احتمال وجود چین‌های قدیمی‌تر و در نتیجه شروع چین‌خوردگی در سن‌های بیشتر نیز وجود دارد، اما تاکنون قابل مشاهده نبوده است. البته، دگرریختی در بخش‌های مختلف زاگرس از جمله لرستان، در زمان حال پویا و در حال انجام است. این موضوع بر اساس مطالعه رشد تاقدیس‌ها در زمان هولوسن (Mann and Vita Finzi, 1988; Vita Finzi, 2004) و لرزه‌خیزی عهد حاضر (Jackson, 1980; Jackson and Mckenzi, 1984; Berberian, 1994; Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al., 2004; Nissen et al., 2010; Nissen et al., 2011; Basilici et al., 2020; Jamalreyhani et al., 2022)

به ویژه در بخش بالایی پوسه به اثبات رسیده است.

منطقه لرستان بر اساس ویژگی‌های چین‌نگاری و ساختاری در راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب به سه بخش جنوب‌غربی، مرکزی و شمال‌شرقی تقسیم می‌شود. به-طورکلی در منطقه لرستان سه سطح جدایش اصلی نحوه-ی چین‌خوردگی را در جهت‌های جانبی و قائم مورد تأثیر قرار داده است: ۱) نهشته‌های پالئوزوئیک به عنوان سطح جدایش قاعده‌ای؛ ۲) تبخیری‌های تریاس و ژوراسیک به عنوان سطح جدایش میانی؛ ۳) نهشته‌های کرتاسه بالایی-پالئوسن به عنوان سطح جدایش بالایی (Farzipour--Saein et al., 2009). افزون بر این، رسوبات ژوراسیک (سازندهای علن، سرگلو و گوتنیا) و سازند کرتاسه (سازند گرو) در برخی از بخش‌های لرستان می‌توانند به عنوان سطح جدایش میانی عمل کنند (Verges et al., 2011). در بخش جنوبی لرستان رخنمون تاقدیس‌های بزرگ و

Module) و مدول نیمرخی (Shear Module) واحدهای سنگی در برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA' و BB' از مطالعات انجام شده توسط اورنگ و قرابیگلی (Orang and Gharabeigli, 2020) اخذ شده است. به پارامترهای مربوط به ویژگی‌های سنگ غیرمتراکم شده (Decompaction) شامل تخلخل، عمق و تخلخل سطحی که برای فرآیند بازسازی واحدهای سنگی ضرورت دارد، نیز مراجعه شده است. در این پژوهش، مقادیر هر یک از این پارامترها با استفاده از رابطه ۳ محاسبه شده است.

$$f = f_0 (c - cz) \quad (\text{رابطه ۳})$$

در رابطه ۳ پارامترهای f تخلخل در عمق؛ f₀ تخلخل سطحی؛ c نسبت تخلخل به ضریب عمق و z عمق (برحسب کیلومتر) می‌باشند. پارامترهای فوق برای هر کدام از سازندها (بر اساس درصد واحدهای سنگی) محاسبه شدند. نتایج بدست آمده از عملیات محاسبه پارامترهای مکانیکی واحدهای سنگی بازسازی شده در امتداد برش‌های عرضی AA' و BB' در جدول ۱ درج شده است.

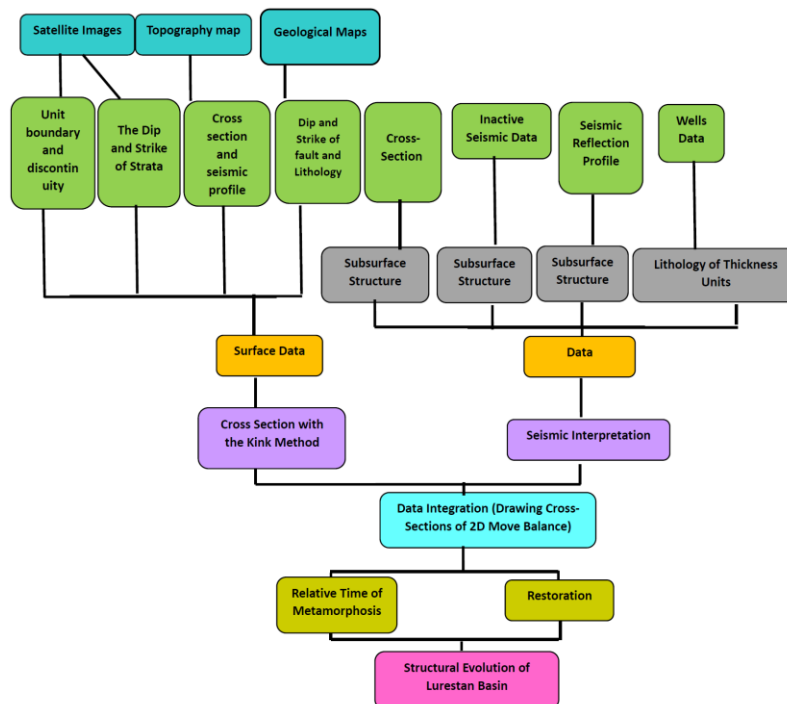
فرآیندهای غیرمتراکم شدن (Decompaction) و واپچین خوردگی بازسازی شده‌اند. در هر مرحله از بازسازی، واحدهای سنگی سازندها به حالت غیرمتراکم شده و واپچین خوردگی برگردانده شده است (شکل ۲). برای برآورد میزان کوتاه‌شدگی کل در هر برش عرضی، از روش طول خط (Line Length) استفاده شد. بدین صورت که ابتدا طول تاقدیس یا ناودیس پیش از چین خوردگی (L₀) و پس از چین خوردگی (L) را اندازه‌گیری گردید. پس از اعمال فرآیند موازنه‌سازی بر روی ساختار مورد نظر و برگرداندن آن به شکل اولیه، میزان کوتاه‌شدگی کلی (S) با استفاده از رابطه ۱، محاسبه می‌شود (Marshak and Mitra, 1988):

$$S = L_0 - L \quad (\text{رابطه ۱})$$

درصد کوتاه‌شدگی ساختارها (Shortening- Percentage) نیز از رابطه ۲ محاسبه می‌شود (Marshak and Mitra, 1988):

$$Sp = (L_0 - L / L_0) \times 100 \quad (\text{رابطه ۲})$$

پارامترهای مدول یانگ (Young Module)، ضریب پواسون (Poisson Ratio)، مدول حجمی (Bulk



شکل ۲- مراحل انجام پژوهش. دو شاخه اصلی نمودار شامل ورودی اطلاعات موجود در سمت چپ و ورودی اطلاعات شرکت نفت. در سمت راست، داده‌های اصلی مورد استفاده در پژوهش می‌باشند.

Fig. 2- Research steps. The two main branches of the diagram include the information input on the left side and the oil company information input on the right side, the main data used in the research.

جدول ۱- نتایج بدست آمده از محاسبه پارامترهای مکانیکی واحدهای سنگی بازسازی شده در امتداد برش‌های عرضی AA' و BB' ترسیم شده در طی این پژوهش (مبتنی بر نتایج حاصل از مطالعات انجام شده توسط Orang and Gharabegli, 2020)

Table 1- The results obtained from the calculation of the mechanical parameters of the reconstructed stone units along the AA' and BB' cross-sections. drawn during this research (based on the results of studies conducted by Orang and Gharabegli, 2020)

Rock type	Young Module (Pa)	Poisson Ratio	Bulk Module (Pa)	Shear Module (Pa)	Density (g/cm ³)	Porosity	Compressive Strain (Mpa)	Tensile Strain (MPa)
Dolomite	30×10 ⁹	0.08-0.2	95×10 ⁹	45×10 ⁹	2.82	12%	80.18	
Salt	8.1×10 ⁹	0.48			2.2	4.80%	22.8	
Gypsum	24.8×10 ⁹	0.2			2.36	4.60%	27.5	
Anhydrite	63.9×10 ⁹		45×10 ⁹	29×10 ⁹	2.98	2.90%	97.5	
Marl	2×10 ⁹	0.3			2.4	15%		
Halite	29×10 ⁹	0.31	22×10 ⁹ (halite)	11×10 ⁹ (halite)			24	2
Limestone	48×10 ⁹	0.25	32×10 ⁹	19.2×10 ⁹	2.5	30%	67.2×10 ⁵	1.2×10 ⁹
Sandstone	22×10 ⁹	0.24	14.1026×10 ⁹	88.7097×10 ⁹	2.48	49%	9.6×10 ⁷	5×10 ⁶
Shale	28×10 ⁹	0.14	12.963×10 ⁹	12.2807×10 ⁹	2.530	6.3%	9.5×10 ⁷	3×10 ⁶

۳- تحلیل‌ها و نتایج

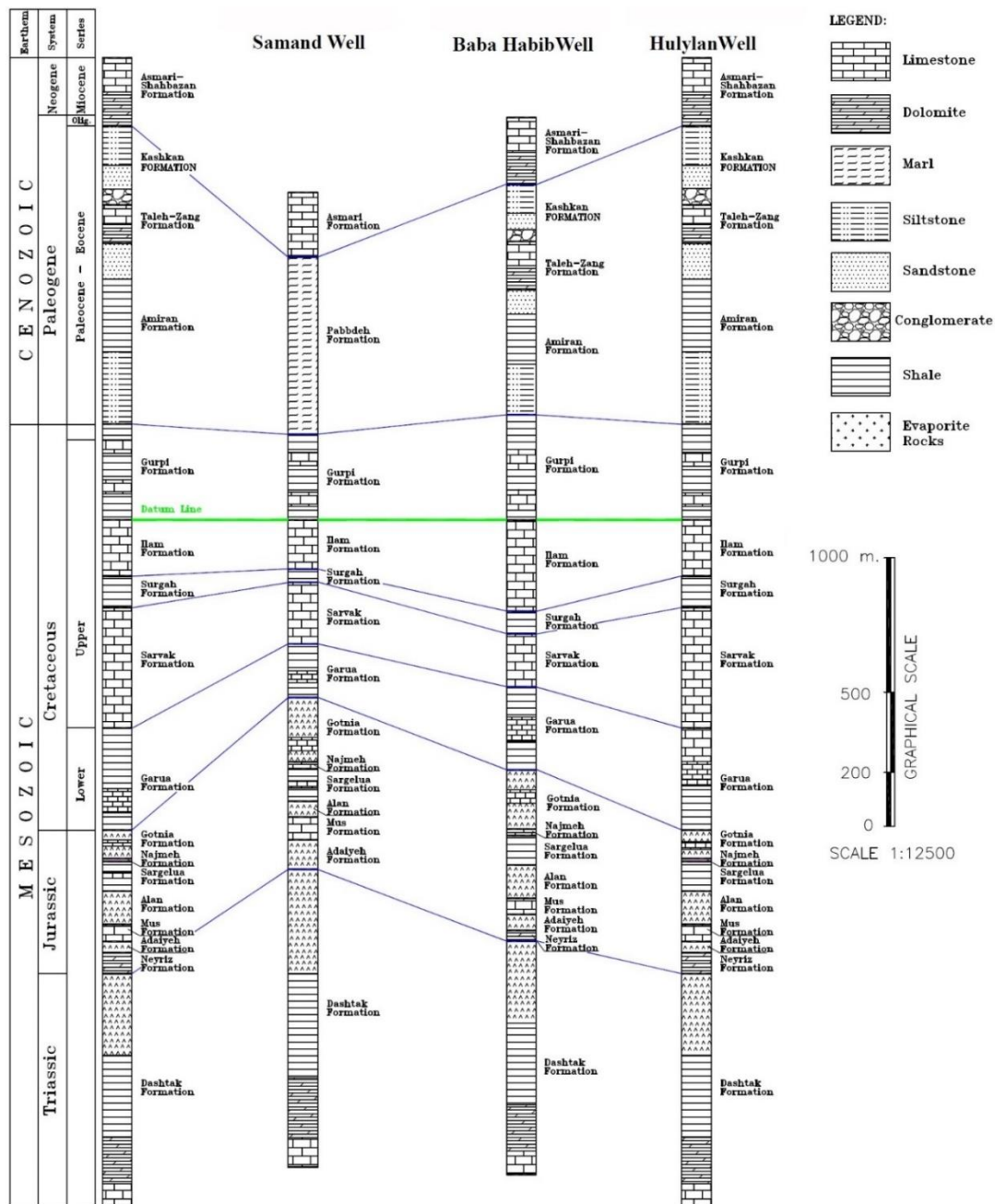
۳-۱ انطباق چینه‌شناختی

در این پژوهش دو سطح چین‌خوردگی از منطقه مورد مطالعه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند. سطح چین‌خوردگی اول شامل، لایه‌های چین‌خورده گروه مقاوم بنگستان است که بر روی واحدهای نامقاوم زیرین خود قرار گرفته‌اند. سطح چین‌خوردگی دوم شامل، لایه‌های چین و گسل‌خورده سازند آسماری است که بر روی سازند فلیشی امیران هستند. ساختارهای تشکیل شده اصلی با این سطوح چین‌خورده به‌طور کلی در برگیرنده تاق‌دیس-های سفیددشت، زنگول، پشت‌جنگل، امیران، سرکان، سلطان، پلانژ ماله کوه و تاق‌دیس کبیرکوه هستند. تاق‌دیس پشت‌جنگل در بخش مرکزی و شمال منطقه لرستان قرار دارد و با ابعاد ۵ × ۴۰ کیلومتر در رسوبات گروه بنگستان تشکیل شده است. تاق‌دیس امیران نیز دارای ابعاد ۵ × ۶۰ کیلومتر و بستگی قائم حدود ۹۰۰ متر است (شکل ۱). ستون‌های چینه‌شناسی چاه‌های سمند، باباحیب و هلیلان مورد بررسی و تطابق قرار گرفته‌اند. قدیمی‌ترین سازندهای حفاری شده در چاه‌های سمند، باباحیب و هلیلان به ترتیب سازندهای دالان، گرو و فراقان است. بنابراین ضخامت و رخساره نهشته‌های قدیمی‌تر از گرو در چاه باباحیب پیش‌بینی و بازسازی شده است (شکل ۳). رسوبات کرتاسه در امتداد برش‌های مورد مطالعه شامل

سازندهای گرو، سروک، سورگاه، ایلام و گورپی هستند. در مجموع ضخامت نهشته‌های کرتاسه به سمت شمال شرق منطقه افزایش می‌یابد. هر چند تغییرات ضخامتی گزارش شده از سازندهای ایلام، گورپی و حتی سروک در چاه باباحیب-۱ اندکی با این روند ناهمخوانی دارد. رخساره و ضخامت نهشته‌های سنوزوئیک نیز، در امتداد برش‌های مورد مطالعه تغییرات بسیار زیادی را نشان می‌دهد. در مجموع ضخامت نهشته‌های سنوزوئیک به سمت شمال-شرق منطقه افزایش می‌یابد. اما در چاه سمند-۱ نهشته‌های پالئوسن-الیگوسن از نهشته‌های شیلی-مارنی با میان لایه‌های آهکی سازند پابده تشکیل شده‌اند، در صورتی که به سمت شمال شرق سازند پابده به صورت جانبی به سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان و شهبازان تبدیل شده است (شکل ۳). در تریاس پیشین در بخش وسیعی از لرستان رسوبات تبخیری-کربناتی مربوط به سازند دشتک نهشته شده که به سمت مناطق شمالی لرستان، چینه‌شناسی آن نهشته‌های کربناتی شده و به سازند خانه‌کت تبدیل می‌شود. سازند دشتک به سمت جنوب غرب منطقه افزایش ضخامت داشته و از میزان رسوبات کربناتی این توالی کاسته و بر میزان رسوبات تبخیری آن افزوده شده است. رسوبات ژوراسیک چاه‌های مورد مطالعه شامل سازندهای نیریز، عدایه، موس، علن، سرگلو، نجمه و گوتنیا هستند. به‌طور کلی این رسوبات به سمت جنوب-

سمت افزایش ضخامت قابل توجهی یافته است. سازند تبخیری علن به سمت جنوب غرب کاهش ضخامت یافته و بر میزان ضخامت نهشته‌های تبخیری سازند گوتنیا به سمت جنوب غرب منطقه افزوده می‌شود.

غرب افزایش ضخامت ناچیزی را نشان می‌دهند. نهشته‌های کربناتی سازند نیریز به سمت جنوب غرب کاهش ضخامت پیدا کرده، به طوری که این سازند در چاه سمند تفکیک نشده است، اما سازند تبخیری عدایه به همین



شکل ۳- تطابق چینه‌شناسی ترسیم شده از سمت جنوب غرب به شمال شرق منطقه مورد مطالعه با توجه به داده‌های چاه‌های حفاری شده در این منطقه (برگرفته از N.I.O.C, 1969). موقعیت چاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.

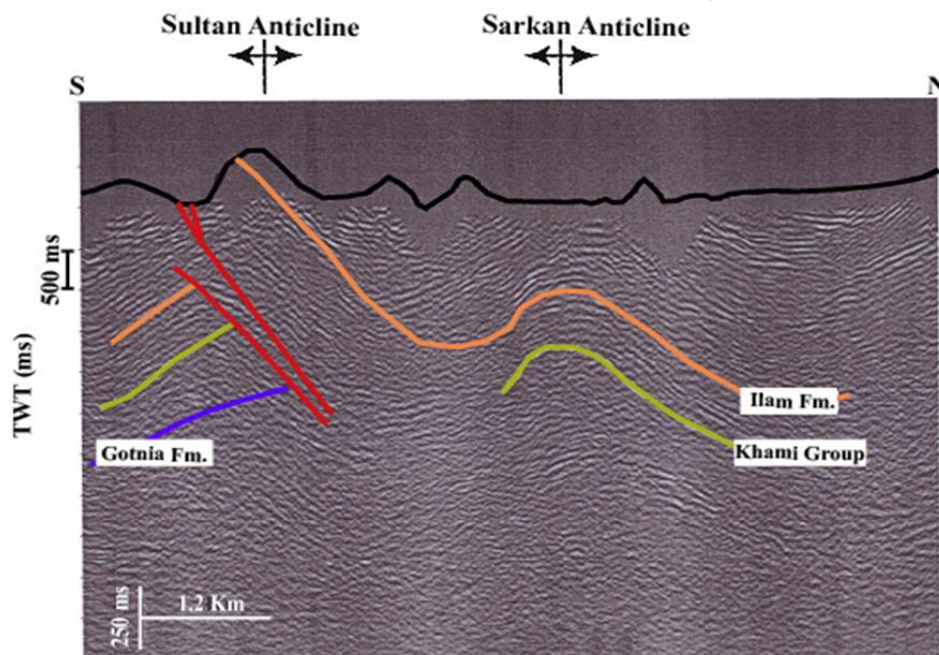
Fig. 3- Correlation of the stratigraphy drawn from the southwest to the northeast of the studied area according to the data of the drilled well. in this area (after N.I.O.C, 1969). The location of the wells is shown in Fig 1.

ناودیس شمالی آن در نیمرخ لرزه‌ای مربوطه ناهنجاری-هایی مشاهده می‌شود که از آن‌ها در ترسیم برش‌های

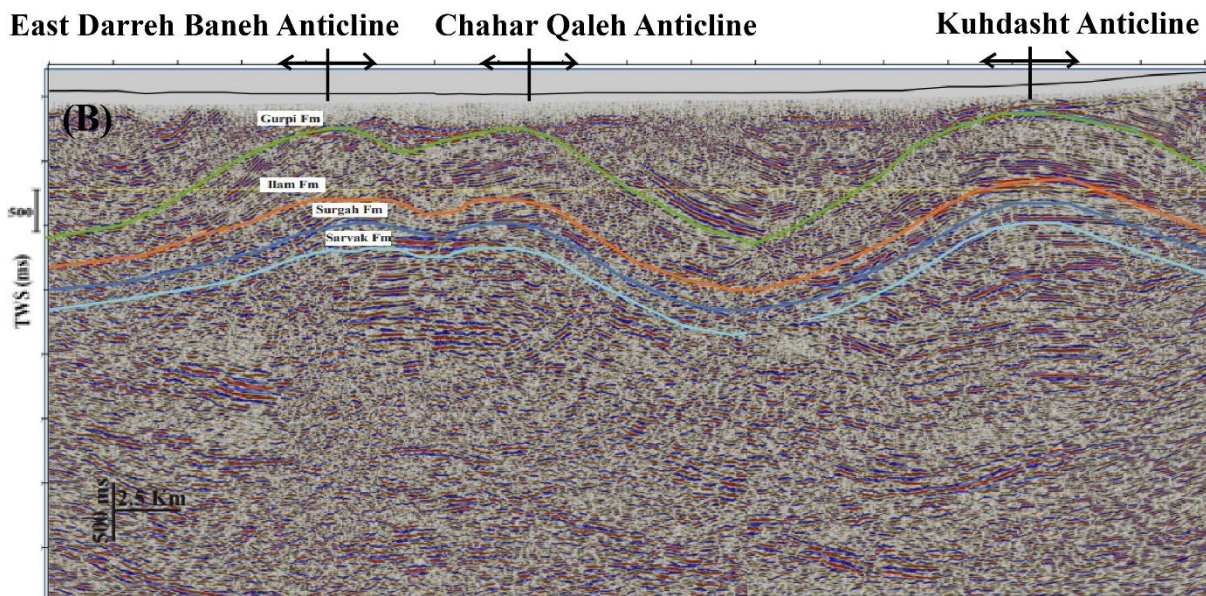
۲-۳- تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای در شمال تاقدیس سلطان و در منطقه تاقدیس سرکان و

شرقی را نشان می‌دهد. تاقدیس دره‌بانه شرقی نامتقارن بوده و در بخش محوری فشرده‌تر است. شکل‌گیری این تاقدیس در کنار و موازات تاقدیس چهارقلعه سبب شکل‌گیری یک ناودیس نسبتاً کوچک در بین آن‌ها شده است. در ساختمان این تاقدیس‌ها، سازندهای گورپی، ایلام، سورگه و سروک دارای رخنمون بوده و گسلی مشاهده نمی‌شود. به‌طور کلی منطقه لرستان شکل مناسبی از چینه‌های رشدی و امکان تحلیل و بررسی آن‌ها را فراهم کرده است. حال در بخش شمال‌شرقی تاقدیس خرم‌آباد توالی شامل: سازندهای آسماری-شهبازان، کشکان و امیران بوده که حاوی چینه‌های رشدی بوده و تغییرات ضخامت در آن‌ها به خوبی مشهود است. به‌طور عمده در یال شمال‌شرقی چینه رشدی واقع شده است. سبک چین خوردگی به‌طور نامتقارن بوده و به تدریج به سمت جنوب‌غربی ضخیم‌تر می‌شود. بنابراین این نازک‌شدگی در یال شمال‌شرقی به صورت پیشرونده در سازندهای کشکان و امیران به عنوان چینه رشدی در نظر گرفته می‌شود. حضور چینه رشدی در سازند کشکان و امیران می‌تواند حاکی از زمان شروع فرآیند چین خوردگی باشد که قبلاً الیگوسن-اوسن گزارش (Homke et al., 2009) شده است.

زمین‌شناسی ساختاری کمک گرفته شده است. در نیمرخ لرزه‌ای شماره 891 (شکل ۴)، ناهنجاری‌های موجود تا حدودی قابل تشخیص است. همچنین عملکرد سازندهای گروه بنگستان (سازند ایلام)، گروه خامی و سازند گوتنیا و جابه‌جائی‌های ناشی از گسل خوردگی آن‌ها به خوبی قابل مشاهده است. سازوکار این گسل‌ها از نوع راندگی می‌باشد. در این نیمرخ لرزه‌ای تغییر محور تاقدیس سرکان به سمت جنوب، جنوب‌غرب در سازندهای جوان‌تر نسبت به سازندهای قدیمی‌تر و کاهش ضخامت سازندها به سمت محور تاقدیس سرکان مشاهده می‌شود. علاوه بر این، حالت دگرشیبی بین لایه‌های سازندهای قدیمی‌تر و جوان‌تر باعث نازک‌شدگی و ضخیم‌شدگی در سازندهای مربوط به تاقدیس‌های سلطان و سرکان هستند. به نظر می‌رسد، این امر به احتمال زیاد باعث تجمع رسوبی، مهاجرت اولیه، تغییر شکل هندسه تاقدیس سلطان و نامتقارن شدن این ساختار شده و افزایش شیب یال جنوبی آن نسبت به یال شمالی آن شده است. همچنین، در یال جنوبی تاقدیس سلطان یک گسل با سازوکار راندگی وجود دارد که به احتمال زیاد باعث بالا آمدن گروه بنگستان (سازند ایلام) شده و تاقدیس سلطان بر روی آن شکل گرفته است (شکل ۴). نیمرخ لرزه‌ای شماره 6928 (شکل ۵)، تاقدیس‌های کوه‌دشت، چهارقلعه و دره‌بانه



شکل ۴- نیمرخ لرزه‌ای شماره ۸۹۱ و تفسیر انجام شده برای آن، موقعیت این نیمرخ در شکل ۱ نمایش داده شده است.
Fig. 4- Seismic profile of No.891 and its interpretation, the position of this profile is shown in Fig 1.



شکل ۵- نیمرخ لرزه‌ای شماره ۶۹۲۸ و تفسیر انجام شده برای آن. موقعیت این نیمرخ در شکل ۱ نمایش داده شده است.
Fig. 5- Seismic profile of No.6928 and its interpretation. The location of this profile is shown in Fig 1.

های سازند گورپی هستند. این تاقدیس نیز نامتقارن و متمایل به سمت جنوب غرب است. گسل خوردگی با سیستم فشاری موجود در تاقدیس‌های سفیددشت و پشت‌جنگل از رأس سازند گورپی تا پی‌سنگ گسترش دارد (شکل‌های ۶ و ۷). تاقدیس امیران که در شمال غربی منطقه مورد مطالعه قرار دارد نیز یک تاقدیس نامتقارن است. قدیمی‌ترین رخنمون موجود در هسته آن شامل سنگ‌ها و رسوبات سازند امیران و در سایر قسمت‌های آن، سنگ‌ها و رسوبات سازندهای آجاجاری، گچساران، آسماری-شهبازان، کشکان، تله‌زنگ وجود دارند. در یال جنوبی تاقدیس امیران گسل‌های راندگی مختلفی از جمله، یک گسل راندگی که از رأس سازند آجاجاری تا سازند امیران و گسل راندگی دیگری از رأس سازند گورپی تا سازند نیریز گسترش یافته و سبب جابجایی اندکی در لایه‌ها شده است، مشاهده می‌شود. همچنین یک گسل راندگی از سازند دشتک تا پی‌سنگ و گسل دیگری که باعث راندگی ناودیس آفرینه (شکل ۱) بر روی یال جنوبی تاقدیس امیران شده است، وجود دارد. علاوه بر این گسل‌ها، یک گسل پی‌سنگی نیز در زیر تاقدیس پشت-جنگل تفسیر شده است. تغییر در ضخامت سازند امیران، در یال جنوبی تاقدیس‌های زنگول و پشت‌جنگل چین-خوردگی کوچکی را ایجاد نموده است. یک تغییر رخساره

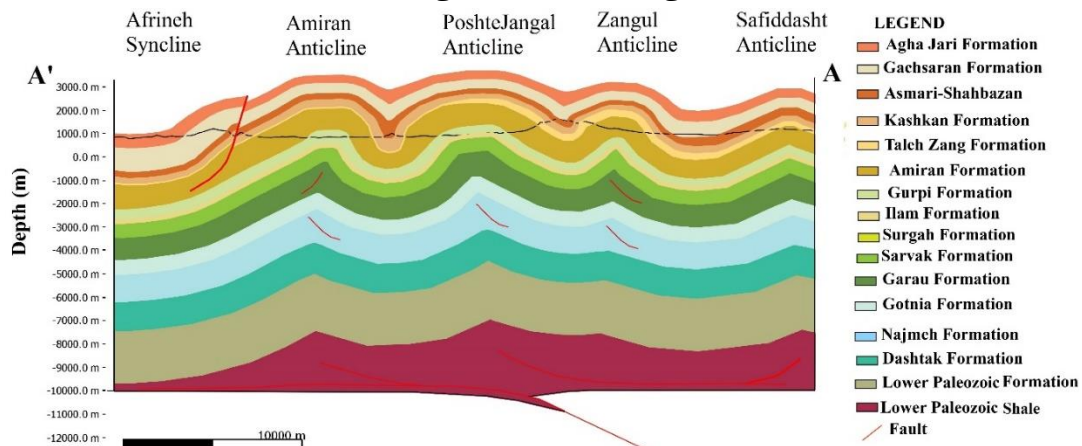
۳-۲- ترسیم برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری با استفاده از اطلاعات سطحی و زیرسطحی

۳-۲-۱- برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA'

برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA' با طولی حدود ۳۰ کیلومتر در راستای شمال شرقی-جنوب غربی و عمود بر ساختارهای اصلی منطقه مورد مطالعه تهیه شده است (شکل ۱). موقعیت این برش زمین‌شناسی ساختاری به گونه‌ای است که به ترتیب از شمال شرقی به سمت جنوب غربی، از تاقدیس‌های سفیددشت، پشت‌جنگل و امیران عبور می‌کند (شکل‌های ۶ و ۷). در این برش عرضی، سازندهای امیران-پابده (پالئوسن)، گرو (کرتاسه) و سازندهای عربی (سازندهای گوتنیا و نجمه) به عنوان سطوح جدایشی در نظر گرفته شده‌اند. ناودیس موجود در بین دو تاقدیس سفیددشت و پشت‌جنگل نیز، یک ناودیس وسیع که طولی بیش از ۱۲ کیلومتر و محوری با راستای شمال غربی-جنوب شرقی دارد. در هسته این ناودیس سازندهای آسماری-شهبازان رخنمون دارند. در بخش جنوبی تاقدیس سفیددشت، تاقدیس پشت‌جنگل قرار دارد. طول تاقدیس پشت‌جنگل بیش از ۶۰ کیلومتر است و رخنمون قدیمی‌ترین سازندهای موجود در هسته‌ی آن شامل، واحدهای آهک مارنی، مارن و شیل-

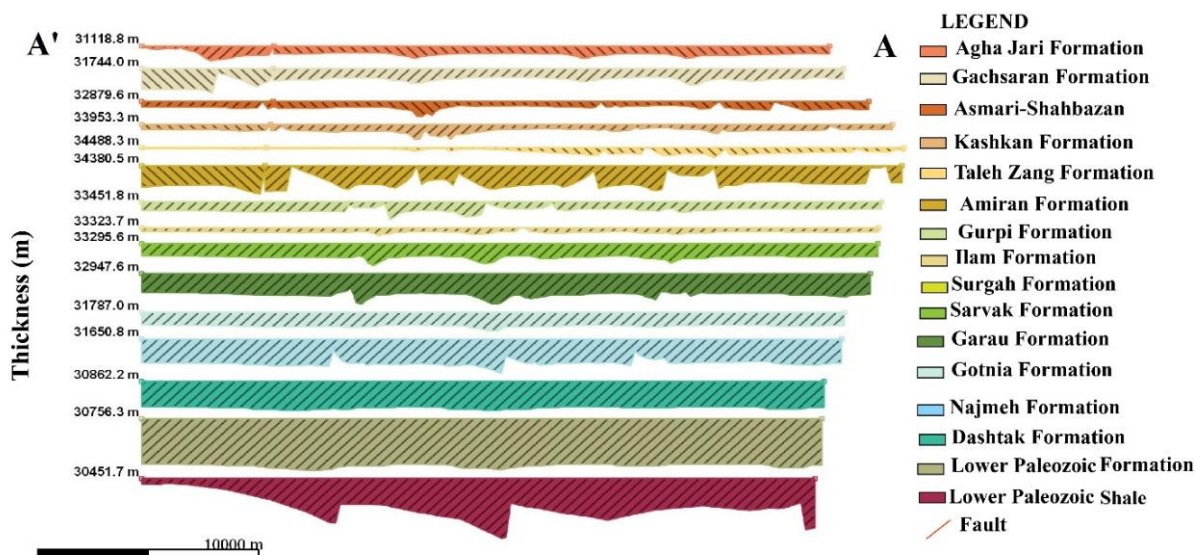
بودن برش عرضی ترسیم شده از لحاظ ضخامت تاقدیس سفیددشت با امتداد محوری شمال غرب-جنوب شرق و درازای بیش از ۲۵ کیلومتر، یک تاقدیس نامتقارن و متمایل به سمت جنوب غرب است و رخنمون قدیمی ترین رسوبات در آن، آهک های سازند ایلام می باشد. در این برش عرضی، میزان کوتاه شدگی ۴۱۸۲ متر و درصد کوتاه شدگی ۱۴/۱۱ محاسبه شده است (شکل ۷).

و ضخامت متفاوت نیز در واحدهای تله زنگ و کشکان قابل مشاهده است. به طوری که ضخامت سازند تله زنگ از شمال شرق به سمت جنوب غرب (به سمت تاقدیس امیران) کاهش و ضخامت سازند کشکان افزایش پیدا می کند. در برش عرضی AA'، کاهش تدریجی دامنه تاقدیس ها از سطح به عمق در راستای سطوح لایه بندی قابل مشاهده است (شکل ۶). به منظور بررسی موازنه



شکل ۶- نمایش برش عرضی زمین شناسی ساختاری AA'. موقعیت چین خوردگی های منطقه مورد مطالعه به همراه عناصر تکتونیکی و نحوه اثر آن ها بر روی لایه های مختلف چینه شناسی نمایش داده شده است. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود. موقعیت برش عرضی در شکل ۱ نمایش داده شده است.

Fig 6- The representation of the AA' structural geological cross-section. The position of the studied area folds, the tectonic elements and their effect on the stratigraphic layers are shown. See text for more explanation. The position of the cross-section is shown in Fig. 1.

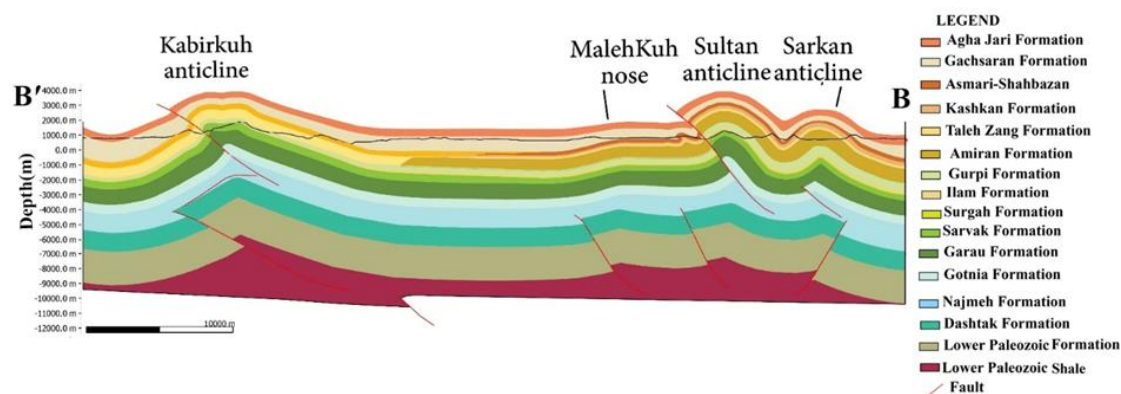


شکل ۷- نمایش تجزیه و تحلیل برش عرضی زمین شناسی ساختاری AA'. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.

Fig. 7- The representation of the analysis of the AA' structural geological cross-section. See text for more explanation.

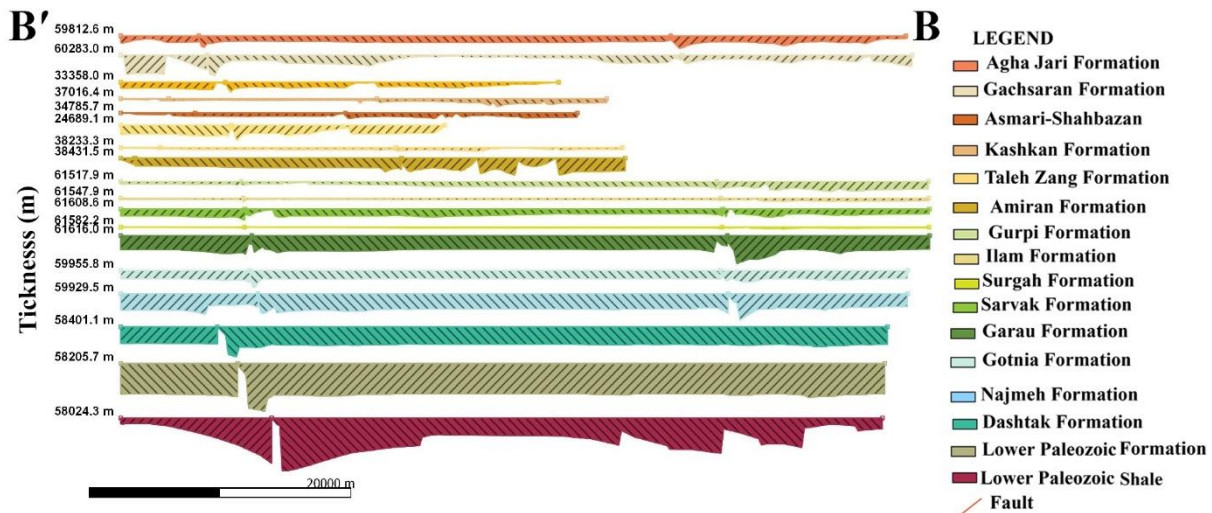
رخنمون در هسته این تاقدیس، سازند گرو است. در قله این تاقدیس چین خوردگی فرعی مشاهده می‌شود که در سازندهای پائین‌تر از سازند گرو دیده نمی‌شود (شکل‌های ۸ و ۹). همچنین، در یال جنوبی تاقدیس‌های کبیرکوه و سلطان گسل‌هایی وجود دارد که تا سطح جدایشی واحد ژوراسیک (سازند گرو) گسترش پیدا کرده‌اند. همچنین، وجود گسل‌های متعدد و تأثیر چینه‌شناسی مکانیکی آن‌ها موجب، تغییرات رخساره‌ای تدریجی به سمت تاقدیس کبیرکوه شده است. نتیجه این تغییرات رخساره‌ای تدریجی، تبدیل سازندهای آسماری-شهبازان، کشکان، تله‌زنگ و امیران به سازندهای مقاوم‌تر مانند آسماری و پابده شده است. در یال جنوبی تاقدیس سلطان، چین خوردگی‌های کوچکی در لایه‌های بالایی سازند امیران به صورت ساختار گوش‌خرگوشی (شکل ۸) ایجاد شده است. تجزیه و تحلیل برش به منظور بررسی موازنه بودن برش ترسیم شده از لحاظ ضخامت تاقدیس سرکان با امتداد محوری شمال‌غرب-- جنوب‌شرق و درازای ۱۹ کیلومتر و پهنای ۴/۵ کیلومتر یک تاقدیس نامتقارن و متمایل به سمت جنوب‌غرب است و در آن سازندهای گورپی، ایلام، سورگه و سروک دارای رخنمون هستند. ناودیس‌های بخش شمالی این نیمرخ نسبت به ناودیس‌های جنوبی، به دلیل رخداد پدیده راندگی، در ارتفاع توپوگرافی بالاتری قرار گرفته‌اند. میزان کوتاه‌شدگی در برش عرضی BB'، برابر با ۷۹۱۳ متر و درصد کوتاه‌شدگی ۱۲/۴ محاسبه شده است (شکل ۹).

۳-۲-۲- برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری BB'
 برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری BB' با طول ۵۵ کیلومتر در راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و در امتداد برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA'، عمود بر ساختارهای اصلی منطقه مورد مطالعه تهیه شده است. این برش عرضی از تاقدیس‌های سرکان، سلطان، و پلانژ جنوب-شرقی تاقدیس ماله‌کوه و بخش از تاقدیس کبیرکوه عبور می‌کند (شکل ۸). قدیمی‌ترین سازند رخنمون یافته برش عرضی، سازند سروک و در تاقدیس امیران سازند گورپی است. عملکرد سازند امیران به عنوان یک سطح جدایشی، تفاوت قابل ملاحظه‌ای را بین محور تاقدیس سطحی و عمقی برش عرضی به وجود آورده است. در جنوبی‌ترین بخش این برش عرضی، تاقدیس سلطان و پلانژ جنوب‌شرقی ماله‌کوه قرار دارند. تاقدیس سلطان یک تاقدیس نامتقارن است و به سمت جنوب متمایل شده است (شکل ۸). لایه‌های مقاوم آسماری-شهبازان در یال شمالی این تاقدیس دارای رخنمون و شیب حدود ۵۰ درجه هستند. در یال جنوبی آن، یک گسل رانده وجود دارد که به نظر می‌رسد به احتمال زیاد نقش بنیادی در تکامل تاقدیس سلطان داشته است. فعالیت این گسل رانده باعث بالا آمدن و راندگی گروه بنگستان بر روی سازندهای گورپی و امیران شده است. تاقدیس کبیرکوه نیز، که بزرگ‌ترین ساختار زمین‌شناسی ساختاری از نوع چین‌خوردگی موجود در کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس است، توسط برش عرضی BB' قطع شده است. قدیمی‌ترین



شکل ۸- نمایش برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری BB'. این برش در امتداد جنوب‌غربی موقعیت برش عرضی AA' ترسیم شده است. موقعیت چین‌خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه به همراه عناصر تکتونیکی و نحوه اثر آن‌ها بر روی لایه‌های مختلف چینه‌شناسی نمایش داده شده است. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود. موقعیت برش عرضی در شکل ۱ نمایش داده شده است.

Fig. 8- The representation of the BB' structural geological cross-section. It is drawn along the southwest of the AA' cross-section.



شکل ۹- نمایش تجزیه و تحلیل برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری BB'. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.
 Fig. 9- The representation of the analysis of the BB' structural geological cross-section. See text for more explanation.

شهبازان، کشکان، تله‌زنگ و رأس امیران نشان می‌دهد (شکل b10).

مرحله سوم (بازسازی سازند آغاچاری): در این مرحله طول، این برش عرضی در سطح زمین ۳۱۲۱۴ متر می‌باشد که کم‌تر از ۱٪ (حدود ۵٪) طول‌شدگی را نسبت به مرحله قبل نشان می‌دهد (شکل c10). در این مرحله، رأس سازند آغاچاری به طور کامل بازسازی شده و گویای آن است که طول تاقدیس‌ها کاهش قابل توجهی دارند. به این صورت که دامنه تاقدیس‌های سفیددشت حدود ۱۳۰ متر، زنگول حدود ۵۵۰ متر، پشت‌جنگل حدود ۸۵۰ تا ۹۲۰ متر و امیران حدود ۱۲۱۳ تا ۱۲۵۰ متر می‌باشد (شکل c10).

مرحله چهارم (بازسازی سازند گچساران): طول برش عرضی در این مرحله، در سطح زمین ۳۱۸۰۶ متر بوده است. این مقدار نسبت به مرحله قبل ۵۹۱ متر (حدود ۱/۹٪) طول‌تر گردیده است. از آنجایی که مقدار تغییرات در میزان طول‌شدگی جزئی می‌باشد، لذا ساختار تغییرات چشمگیری نسبت به مرحله قبل نداشته است (شکل d10). به طوری که دامنه تاقدیس‌ها نسبت به مرحله قبل کوتاه‌تر و دامنه تاقدیس‌های سفیددشت حدود ۱۱۵ متر، زنگول حدود ۴۴۰ متر، پشت‌جنگل حدود ۶۷۰ تا ۷۶۰ متر و امیران حدود ۷۶۰ تا ۸۱۰ متر بوده است.

۳-۳- بررسی تاریخچه دگرریختی منطقه مورد مطالعه
 همانطور که در بخش روش مطالعه توضیح داده شد به منظور بازسازی چین‌خوردگی، واحدهای سنگی سازندها به حالت غیرمتراکم شده و واچین‌خوردگی برگردانده می‌شود.
۳-۳-۱- بازسازی مرحله‌ای برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA'

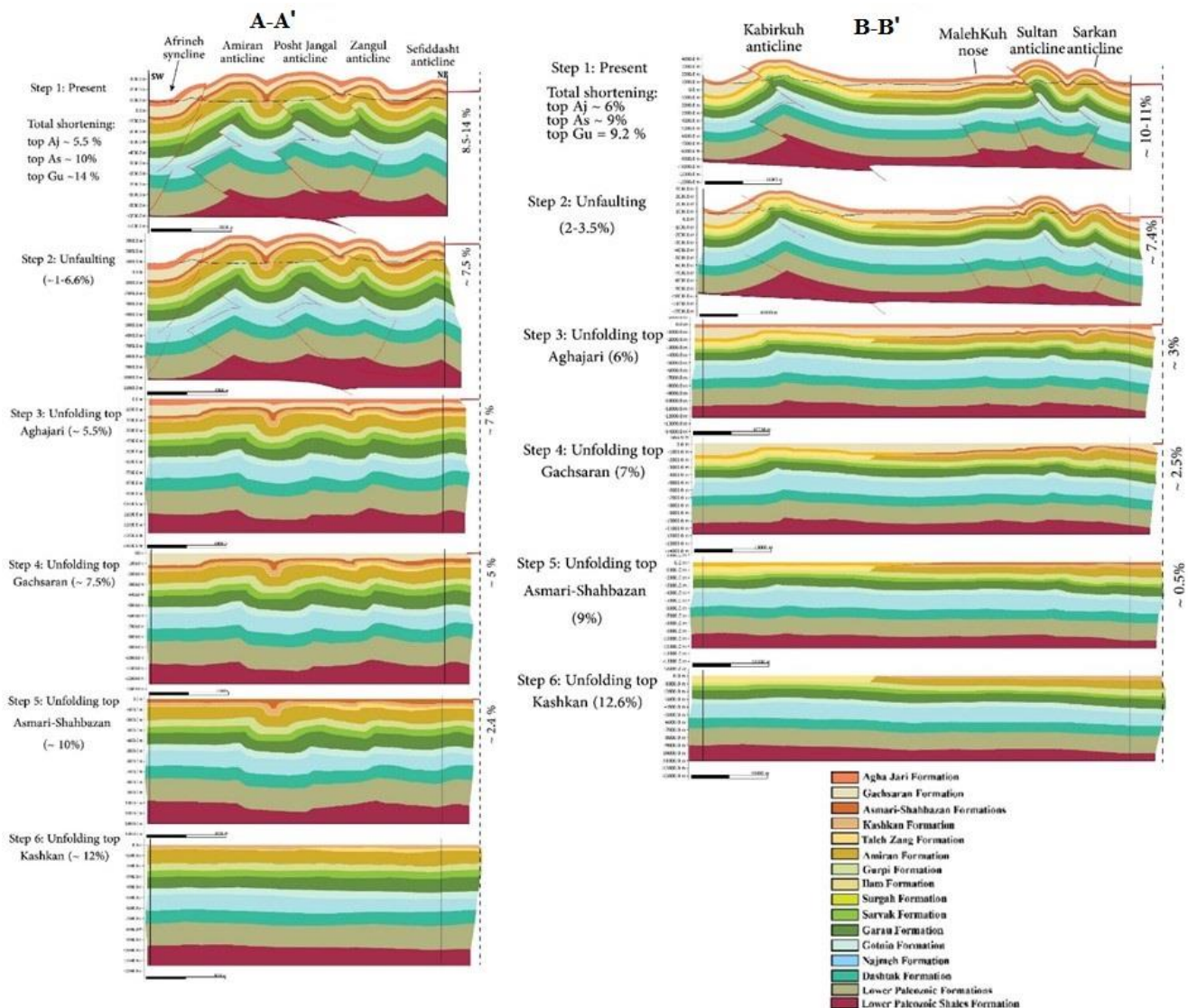
مرحله اول (بازسازی دگرریختی در حال حاضر):
 برش عرضی AA' طولی معادل ۲۹۴۲۵ متر دارد. در حالت دگرریخت شده در حال حاضر دامنه تاقدیس‌های سفید-دشت ۱۰۰۰ متر، زنگول ۱۲۰۰ متر، پشت‌جنگل حدود ۱۷۰۰ متر و امیران حدود ۲۰۰۰ تا ۲۲۰۰ متر می‌باشند. کل کوتاه‌شدگی در سطح لایه‌های مقاوم با استفاده از روش Line Length در حدود ۲۷٪ در برآورد شده است (شکل a10).

مرحله دوم (بازسازی فرآیند گسلش Unfaulting): طول کلی برش عرضی در این مرحله در سطح زمین ۲۹۶۶۳ متر بوده است. بازسازی برش عرضی پس از فرآیند بازسازی گسلش، به طور کامل راندگی را در یال جنوبی تاقدیس امیران نشان می‌دهد. این راندگی در سازند امیران خاتمه یافته است (شکل b10). این مرحله با کوتاه‌شدگی ۱٪ (در سطح تا امیران) تا حدود ۶/۶٪ طول‌تر شدن را در واحدهای آغاچاری، گچساران، آسماری-

در این مرحله دامنهٔ تاقدیس‌ها به شدت کاهش یافته و تقریباً به حالت افقی رسیده است. لذا همان طور که در شکل F-۹ مشاهده می‌شود، در این مرحله ساختارهای تاقدیس‌ها کاملاً بازسازی شده‌اند و فرآیند چین‌خوردگی قابل توجهی در این برش عرضی مشاهده نمی‌گردد. تنها در بخش میانی برش عرضی برآمدگی در لایه‌ها مشاهده می‌شود که دقیقاً در محل تغییر ضخامت سازندهای کشکان و تله‌زنگ است. به نظر می‌رسد که این امر می‌تواند به علت تغییر ضخامت لایه‌های مذکور باشد. به همین رو می‌توان زمان چین‌خوردگی تاقدیس‌ها را در زمان نهشته شدن سازند کشکان در پالتوسن در نظر گرفت (شکل f.۱۰).

مرحله پنجم (بازسازی سازند آسماری-شهبازان/آسماری): در این مرحله، طول برش عرضی در سطح زمین ۳۲۶۸۰ متر بوده که نسبت به مرحلهٔ قبل ۸۷۴ متر (حدود ۰.۲۷٪) طول‌تر شده است (شکل e.۱۰). دامنه تاقدیس سفیددشت تغییرات ناچیز داشته و دامنه تاقدیس‌های زنگول حدود ۲۹۰ متر، پشت‌جنگل حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر و امیران حدود ۴۸۰ متر می‌باشد (شکل e.۱۰).

مرحله ششم (بازسازی سازند کشکان): در این مرحله، پس از بازسازی، طول برش عرضی در سطح زمین ۳۳۴۸۸ متر بوده است. این مقدار نسبت به مرحله قبل ۸۰۸ متر (حدود ۰.۲۴٪) طول‌تر گردیده است (شکل f.۱۰).



شکل ۱۰- نمایش فرآیند اجرا عملیات بازسازی مرحله‌ای برش‌های عرضی زمین‌شناسی ساختاری AA' و BB'. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.

Fig. 10- The representation of the process of the restored of the AA' and BB' structural geological cross-section.

۳-۲-۳- بازسازی مرحله‌ای برش عرضی زمین‌شناسی ساختاری 'BB'

مرحله اول (بازسازی دگرریختی در حال حاضر): در این مرحله، طول برش عرضی 'BB' دگرریخت شده ۵۵۸۵۴ متر است (شکل ۹-۵A). دامنه‌ی تاقدیس‌های (در سطح سازند کشکان) سرکان حدود ۱۸۰۰ متر، سلطان ۱۹۷۰ متر (در حالت گسل‌نخورده ۲۵۰۰ متر)، دماغه تاقدیس ماله‌کوه ۳۳۰ متر و کبیرکوه (در سطح سازند پابده به دلیل نبود سازند کشکان) حدود ۳۵۰۰ تا ۴۹۰۰ متر است. همچنین، کل این کوتاه‌شدگی در سطح لایه‌های مقاوم با استفاده از روش Line Length در حدود ۲۵/۶٪ می‌باشد (شکل ۱۰a).

مرحله دوم (بازسازی فرآیند گسلش): در این مرحله همه گسل‌ها، حتی گسل پی‌سنگی بازسازی شده است. طول برش عرضی بازسازی شده در سطح زمین ۵۷۰۰۳ متر بوده که نسبت به مرحله قبلی ۱۱۴۸ متر (حدود ۲٪) طول‌شدگی در ساختارهای عمقی نشان می‌دهد (شکل ۱۰b). البته کوتاه‌شدگی حاصل از گسل‌ها در سطوح ژوراسیک و افق‌های قدیمی‌تر از ژوراسیک، کمتر است.

مرحله سوم (بازسازی سازند آغاچاری): طول برش عرضی در سطح زمین ۵۹۶۳۷ متر بوده که نسبت به مرحله قبل ۲۶۳۴ متر (حدود ۴/۴٪) طول‌تر شده است (شکل ۱۰c). دامنه تاقدیس‌های سرکان حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ متر، سلطان حدود ۴۸۹ تا ۵۲۰ متر، دماغه تاقدیس ماله‌کوه حدود ۱۵۰ متر و کبیرکوه حدود ۹۳۰ تا ۹۸۰ متر شده است (شکل ۱۰c).

مرحله چهارم (بازسازی سازند گچساران): طول برش عرضی در سطح زمین ۵۹۸۰۷ متر بوده که نسبت به مرحله قبل ۱۷۰ متر (حدود ۰/۵٪) طول‌تر شده است. از آنجا که تغییرات در طول‌شدگی جزئی است لذا چین‌خوردگی‌ها با دامنه کمتری نسبت به مرحله قبلی دیده می‌شوند. دامنه تاقدیس سرکان حدود ۵۲۰ متر، دامنه تاقدیس سلطان حدود ۴۴۰ متر، دماغه تاقدیس ماله‌کوه حدود ۱۴۰ متر، دامنه تاقدیس کبیرکوه (در سطح سازند پابده) حدود ۹۳۰ تا ۹۸۰ متر بوده است (شکل ۱۰d).

مرحله پنجم (بازسازی سازند آسماری-شهبازان/آسماری): در این مرحله طول برش عرضی در سطح زمین ۶۹۹۵ متر بوده که نسبت به مرحله قبلی ۱۲۸۹

متر (حدود ۲٪) طول‌تر شده است (شکل ۱۰e). سازند آسماری-شهبازان به سمت تاقدیس کبیرکوه به سازند آسماری تغییر پیدا می‌کند که همزمان در فرآیند بازسازی لحاظ شده‌اند. در این مرحله بخشی از تاقدیس کبیرکوه که در برش عرض واقع شده، نیز بازسازی شده است. همچنان کمی چین‌خوردگی در بازسازی دیده می‌شود که می‌تواند تا حدی به عملکرد سطوح جدایشی رسوبات ژوراسیک مرتبط باشد. تاقدیس‌های سمت شمال‌شرقی برش عرضی (تاقدیس‌های سرکان، سلطان و یک تاقدیس فرعی دیگر) همچنان با دامنه خیلی کمتر حضور دارند که دامنه تاقدیس‌های سرکان حدود ۲۲۰ متر، سلطان در افق بالاتر (سازند کشکان) حدود ۹۰ متر و کبیرکوه خیلی ناچیز را نشان می‌دهد (شکل ۱۰e).

مرحله ششم (بازسازی سازند کشکان): این مرحله بازسازی در سطح بالایی سازند کشکان را نشان می‌دهد. طول برش عرضی در سطح زمین پس از بازسازی (سازندهای امیران و پابده) ۶۱۳۵۴ متر بوده که نسبت به مرحله قبلی ۲۵۹ متر (حدود ۰/۵٪) طول‌تر شده است (شکل ۱۰f). سازند کشکان در بخش‌های میانی برش عرضی (به سمت تاقدیس کبیرکوه) به سازند آسماری که در مرحله قبلی بازسازی گردیده، تبدیل می‌شود. به نظر می‌رسد، این تغییرات می‌تواند در اثر تغییر ضخامت سطوح جدایشی طی فرآیند غیرمتراکم شدن ایجاد شده باشند. همچنین در سمت شمال‌شرق در سازندها، سطوح بالایی شیب ملایمی (سطوح منسوب به سازندهای گورپی تا گرو) به سمت شمال‌شرق را نشان می‌دهند (شکل ۱۰f). به نظر می‌رسد که بتوان این تغییرات را که به فرآیند تغییر ضخامت سازند گورپی که در طی فرآیند غیرمتراکم شدن روی داده است، نسبت داد. زمان نهشته شدن و شکل‌گیری فرآیند چین‌خوردگی در تاقدیس‌های این برش عرضی مربوط به زمان پالئوسن-اوسن است با توجه به بازسازی این برش عرضی می‌توان شروع چین‌خوردگی در این محدوده را در زمان نهشته شدن سازند کشکان در نظر گرفت. البته سازند کشکان و آسماری-شهبازان از شمال‌شرق در سمت تاقدیس‌های سرکان و سلطان به جنوب‌غربی به سمت تاقدیس کبیرکوه به سازند آسماری تبدیل می‌شوند. به علاوه تغییرات طول افق‌های مختلف در حین بازسازی به تفاوت گسلش واحدها و همچنین تغییرات دگرریختی آن‌ها در بالا و پایین سطوح جدایش اصلی و فرعی ارتباط دارد.

۴- بحث و بررسی

سن چین‌خوردگی بر اساس بازسازی مرحله‌ای بین تاقدیس‌ها، ائوسن (در زمان نهشته شدن سازند کشکان) است (شکل ۱۰). اما به سمت پیش‌بوم (تاقدیس کبیرکوه، برش عرضی BB') سن چین‌خوردگی در زمان الیگوسن-میوسن و در انتهای نهشته شدن سازند آسماری تخمین زده می‌شود (شکل ۱۰).

بر اساس برش‌های عرضی این پژوهش، رسوبات کرتاسه بالایی را به عنوان سطح جدایشی معرفی می‌کند. به طوری که برخی از گسل‌ها مثل گسل یال جنوبی تاقدیس سلطان در این سطح پایان یافته است. همچنین افزایش ضخامت این سازند در هسته تاقدیس سلطان عامل اصلی دامنه زیاد این تاقدیس است. لذا با توجه به حضور چینه‌های رشدی در سازند کشکان (شکل ۷)، و بازسازی دگرریختی انجام یافته در برش‌های عرضی AA' و BB' (شکل ۱۰)، ائوسن به عنوان زمان شروع چین‌خوردگی تعیین شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته تاکنون، شیل‌های کامبرین نقش خود را به عنوان سطح جدایشی پایه ایفا می‌نمایند. این شیل‌ها با این خصوصیت در زاگرس مرتفع (شمال شهر لردگان) رخنمون دارند (Sherkati and Letouzey, 2004; Hemmati and Ahmadi, 2022). یکی از مهمترین مسائل در منطقه لرستان، زمان آغاز دگرشکلی است، اما تاکنون زمان آغاز فشارش در کمربند زاگرس به صورت جزئی و برای بخش‌های مختلف آن تعیین نشده است. در بررسی‌های پیشین، اولین حرکات فشارشی بین صفحه عربی و ایران مرکزی به کرتاسه پایانی (Haynes and McQuillan, 1974; Berberian and King, 1981; Hooper et al., 2002)، الیگومیوسن (Berberian et al., 1982) و یا میوسن پایانی (McQuarrie et al., 2004) نسبت داده شده است. همچنین، ایجاد توپوگرافی و آغاز چین‌خوردگی در زاگرس را در ارتباط با حرکات صفحه عربی و به دلیل بازشدگی دریای سرخ از زمان میوسن معرفی کرده‌اند (Wells, 1969). به عقیده بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) چین‌خوردگی در کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس در حدود ۵ میلیون سال پیش و همزمان با فاز دوم کششی در دریای سرخ و خلیج عدن رخ داده است. فالکون (-Falcon, 1969) معتقد است براساس تغییر سریع شرایط رسوبی از کربنات‌ها به تبخیری‌ها در زمان پایان رسوبگذاری سازند

آسماری اولین حرکات فشارشی در زاگرس را به میوسن آغازین نسبت داده‌اند. بعلاوه فالکن (Falcon, 1974) باور دارد که به دلیل ناپیوستگی موجود در بین سازندهای آجاجاری و بختیاری شروع چین‌خوردگی در پلیوسن آغازین رخ داده است.

طبق مطالعات انجام گرفته در پیرامون منطقه مورد مطالعه، در فروافتادگی دزفول (Derikvand et al., 2018) و همچنین در بخش نمکی نئوزن در جنوب‌غربی ایران (Abdollahie Fard et al., 2011)، رسوبات میوسن (سازند گچساران) به عنوان سطح جدایشی بالایی در نظر گرفته شده است. این مطالعات نشان می‌دهند که افق جدایشی گچساران می‌تواند سبب ایجاد الگوی چین‌خوردگی شده و رسوبات میوسن (سازند آجاجاری) و پلیوسن (سازندهای بختیاری) را تحت تأثیر قرار داده است.

نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین به عنوان سطح جدایشی قاعده‌ای، رسوبات ژوراسیک و کرتاسه زیرین به عنوان سطح جدایشی میانی و رسوبات فلیشی پالئوسن به عنوان سطح جدایشی بالایی، سبب تغییرات ساختاری در هندسه چین‌خوردگی شده، در برش‌های عرضی تهیه شده در این پژوهش به وضوح دیده می‌شوند. یکی از سطوح جدایشی مهم در منطقه مورد مطالعه سازند امیران است که تغییرات ضخامتی قابل توجهی در برش‌های عرضی دارد و باعث ایجاد ساختارهای فرعی مثل ساختارهای گوش‌خرگوشی و چین‌خوردگی‌های فرعی در یال‌های چین‌های بزرگ‌تر شده است که از آن جمله می‌توان به تاقدیس سلطان (برش عرضی BB', شکل ۸) و یا یال‌های جلویی تاقدیس‌های زنگول و پشت-جنگل اشاره نمود (برش عرضی AA', شکل ۶). در پژوهش‌های انجام شده پیشین نیز به چنین شواهدی اشاره شده است (Shamszadeh et al., 2015). نهشته‌های ژوراسیک در برش‌های عرضی به صورت افق جدایشی عمل کرده که تأثیر آن در زیر تاقدیس‌های سلطان و کبیرکوه به خوبی قابل مشاهده است.

بازسازی برش‌های عرضی این پژوهش نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی برش عرضی AA' بیشتر از برش عرضی BB' است و در برش عرضی BB' کوتاه‌شدگی سمت پس‌بوم بیشتر است و به سمت پیش‌بوم کمتر شده است. این مورد نشان‌دهنده مهاجرت دگرریختی از پس‌بوم به پیش‌بوم است، که در

ترتیب بر هندسه ساختارهای ژرف (گروه بنگستان) و سطحی (رخنمون سازند آسماری) اثرگذار هستند. داده‌های چاه‌ها نشان‌دهنده تغییرات چینه‌شناسی در راستای عمود بر چین خوردگی هستند، به طوری که رسوبات مارنی پالتوسن-الیگوسن (سازند پابده) به تدریج به سمت شمال شرق در نتیجه توالی‌های پیشرونده و پسرونده به واحدهای متشکل از سیلتستون، شیل، ماسه‌سنگ، آهک، دولومیت و کمی کنگلومرای مربوط به سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان و شهبازان تغییر یافته است. بر اساس بازسازی صورت گرفته در برش‌های عرضی سن چین خوردگی در تاق‌دیس‌های سفیددشت، زنگول، پشت جنگل، امیران، سرکان و سلطان متعلق به پالتوسن (سازند کشکان) بوده، اما به علت تغییرات رخساره‌ای در تاق‌دیس کبیرکوه سن چین خوردگی میوسن--الیگوسن (سازند آسماری) است.

سپاسگزاری

نویسندگان مراتب قدردانی خود را از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، بخش ژئوفیزیک و اداره زمین‌شناسی سطح-الارضی به جهت در اختیار گذاشتن نرم‌افزارهای مربوطه و اطلاعات زمین‌شناسی سطحی (شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و داده‌های مرسوم در زمین‌شناسی ساختاری) و اطلاعات زمین‌شناسی زیر سطحی (شامل نیمرخ‌های لرزه‌ای، اطلاعات چاه-های اکتشافی و نقشه‌های عمقی) ابراز می‌دارند. انجام مراحل این پژوهش و مطالعات بخش زمین‌شناسی صحرائی این پژوهش مبتنی بر اعتبار پژوهشی به شماره ۸۵۸-۱۴۰۱/۶۰۰ دانشگاه شهید بهشتی است. نویسندگان، بدین وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی و مسئولین محترم دانشکده علوم زمین، به دلیل مساعدت و تامین هزینه-های انجام این پژوهش تشکر می‌کنند. همچنین نویسندگان از مسئولین محترم مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته جهت انجام فرآیند داوری و چاپ این مقاله نهایت سپاسگزاری را دارند. از داوران محترم که با ارائه پیشنهادات و نظرات خود موجب ارتقاء کیفیت علمی این مقاله شدند نیز قدردانی می-گردد.

مطالعات قبلی در زاگرس نیز به آن اشاره شده است (Ruh et al., 2014; Homke et al., 2004). با توجه به میزان کوتاه شدگی در برش‌های عرضی یاد شده، سن چین خوردگی مربوط به پالتوسن (سازند کشکان) بوده است. در این تحقیق با توجه به مطالعه و آنالیز ساختارهای شکل گرفته دو عامل اصلی و مهم گسل‌های رانده با شیب کم و دیگری چین خوردگی‌ها در کوتاه‌شدگی منطقه مورد مطالعه نقش اصلی را ایفا نموده‌اند. البته قابل ذکر است که چین خوردگی‌های منطقه نیز، در اثر جابجایی‌های صورت گرفته هم‌راستا با گسلش راندگی بوده است و موجب شکل‌گیری چین‌های مرتبط با گسل در منطقه شده است.

۵- نتیجه گیری

دو عامل مهم و اصلی گسل‌های رانده و چین خوردگی‌ها در کوتاه‌شدگی لرستان مرکزی ایفای نقش کرده‌اند. چین خوردگی‌های ایجاد شده در منطقه در اثر جابجایی‌های صورت گرفته که هم‌راستا با گسل راندگی بوده‌اند باعث شکل‌گیری چین‌های مرتبط با گسل در منطقه است. عملکرد راندگی‌ها باعث حذف یکی از پهلوهای ساختار چین‌خورده شده و با دنبال نمودن ادامه روند یک سازند کلیدی در این منطقه می-توان گفت که بخش زیادی از سیستم چین خوردگی‌ها به دنبال عملکرد گسل‌های منطقه، از نوع چین انتشار گسلی، حذف شده‌اند. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در این منطقه نشان-دهنده آن است که میزان کوتاه‌شدگی کلی در برش عرضی AA' برابر ۲۷٪ و کوتاه‌شدگی کل برش عرضی BB' هم برابر ۲۵/۶٪ است. از آنجا که کوتاه‌شدگی برش عرضی AA' بیشتر از برش عرضی BB' است، کوتاه‌شدگی سمت پس‌بوم بیشتر بوده و به سمت پیش‌بوم کمتر شده است. این امر نشان‌دهنده مهاجرت دگرریختی از پس‌بوم به سمت پیش-بوم است.

بر مبنای هندسه ساختارها، تغییرات ضخامت رخساره سازندهای منطقه و دامنه و طول موج ساختارهای چین‌خورده، نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین به عنوان سطح جدایش قاعده-ای؛ رسوبات ژوراسیک و کرتاسه زیرین به عنوان سطح جدایش میانی و رسوبات فلیشی پالتوسن به عنوان سطح جدایش بالایی معرفی شده است. این سطوح جدایشی به

مراجع

Abdollahie Fard, I., Sepehr, M., Serkati, S., 2011. Neogene salt in SW Iran and its interaction with Zagros folding. Geological Magazine 148, 854–867. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000343>.

- Abdollahi, R., Motahhari, S.M., Akari, A.A., Hematpour, H., Zamani, Z., Tirtashi, R.B., Daryabandeh, M., Hao, C.H.E.N., 2022. A systematic step-wise approach for shale gas assessment in undeveloped prospects: A case study of Lurestan shale gas area in Iran. *Petroleum Exploration and Development* 49(3), 596-604. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(22\)60049-1](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(22)60049-1)
- Ahmadhadi, F., Lacombe, O., Daniel, J., 2007. Early Reactivation of Basement Faults in Central Zagros (SW Iran): Evidence from Pre-folding Fracture Populations in Asmari Formation and Lower Tertiary Paleogeography, Thrust Belts and Foreland Basins. 41, 205-228. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_11
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics* 229, 211-238. DOI [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M., 2004. Stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland and evolution. *American Journal Science* 304, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.01.002>
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. *American Journal Science*. 307, 1064–1095. <https://doi.org/10.2475/09.2007.02>
- Alipoor, R., Jahangiri, A., Ghasemi, Z., 2022. Effect of deep and surface thrust faults on structural geometry of the Ghalajeh anticline, Lurestan, West Zagros. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 32(4), 221-234.
- Allen, M., Talebian, M., 2011. Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment, *Geological Magazine* 148 (5–6), 2011, 911–924. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000318>
- Bahroudi, A., Talbot, C. J., 2003. The Configuration of the Basement beneath the zagros basin, *Journal of petroleum geology* 26(3), 257- 282. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105072>
- Barber, D.E., Stockli, F., Horton, B.K., Koshnaw, R.I., 2018. Cenozoic Exhumation and Foreland Basin Evolution of the Zagros Orogen During the Arabia-Eurasia Collision, Western Iran, *Tectonics* 37, 12, 4396-4420. <https://doi.org/10.1029/2018TC005328>
- Basilici, M., Ascione, A., Megna, A., Santini, S., Tavani, S., Valente, E., Mazzoli, S., 2020. Active deformation and relief evolution in the western Lurestan region of the Zagros mountain belt: new insights from tectonic geomorphology analysis and finite element modeling. *Tectonics* 39(12), p.e2020TC006402.
- Berberian M., 1994. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics* 241, 193-224. <https://doi.org/10.1029/2020TC006402>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *Journal of the Geological Society* 139, 605-614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11), 1764-1766. <https://cdnsiencepub.com/doi/10.1139/e81-163>
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau - A Historical, Social and Physical Approach. 2014
- Blanc, E.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society* 160(3), 401-412. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-110>
- Casciello, E., Verges, J., Saura, E., Casini, G., Fernandez, N., Blanc, E., Homke, S., Hunt, D.W., 2009. Fold patterns and multilayer rheology of Lurestan Province, Zagros Simply folded belt, *Journal of the Geological Society* 2009, vol 166, pp 947-959. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-138>
- Colman-Sadd, S.P., 1978. Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, 984–1003. <https://doi.org/10.1306/C1EA4F81-16C9-11D7-8645000102C1865D>
- Chu, Yang, Bo Wan, Mark B. Allen, Ling Chen, Wei Lin, Talebian, M., 2021. Tectonic evolution of Paleotethys in NE Iran. *European Geosciences Union* 21, 3557. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-3557>, 2021.
- Derikvand, B., Alavi, S.A., Fard, I.A., Hajjalibeigi, H., 2018. Folding style of the Dezful Embayment of Zagros Belt: Signatures of detachment horizons, deep rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology* 91, 501–518. <https://doi.org/10.1306/C1EA4F81-16C9-11D7-8645000102C1865D>

- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J., 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, 170-185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.064>
- 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), 9-21. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1969.003.01.02>
- Falcon, N.L., 1974. An Outline of the Geology of the Iranian Makran, *The Geographical Journal* 140(2) 284-291. <https://doi.org/10.2307/1797086>
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., Koyi, H., 2009. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold Thrust Belt, Iran, *Journal of the Geological Society*. 166, 1101-1115. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-162>
- Ghanavati, K. , Rezaee P., Shabafrooz R., 2021, Investigation of facies, sedimentary environment and stratigraphy of evaporitecarbonate sequence of Asmari in Bangestan Anticlines, Putu and Parsi oil field, Zagros sedimentary basin, SW Iran. *Advanced Applied Geology* 11(3), 572-593. <https://doi.org/10.22055/aag.2020.34365.2140>
- Gillard, D., Wyss, M., 1995. Comparison of strain and stress tensor orientation: application to Iran and southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B11), 22197-22213. <https://doi.org/10.1029/95JB01871>
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Hajjalibeigi, H., 2015. An image from the deep-seated Balarud faulted zone, North Andimeshk, SW of Iran, *Geosciences* 25, 316-328. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41517>
- Haynes, S.J., McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 85(5), 739-744. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85%3C739:EOTZSZ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85%3C739:EOTZSZ%3E2.0.CO;2)
- Hemmati, M., Ahmadi, Y., 2022. Detection of heavy bitumen contaminations with using corrected Rock-Eval pyrolysis data. *Iranian Journal of Oil and Gas Science and Technology* 11(2). <https://doi.org/10.22050/ijogst.2021.290550.1598>
- Hemmati, M., Ahmadi, Y., 2022. Investigation of origin, sedimentary environment and preservation of organic matter: A case study in Garau Formation. *Iranian Journal of Oil and Gas Science and Technology* 11(1), 1-15. <https://dx.doi.org/10.22050/ijogst.2021.265594.1578>
- Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H., 2003. Major Active Faults of Iran (map), Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabani, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society* 158(6), 969-981. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-007>
- Homke, S., Saura, E., Serra-Kiel, J., Bernola, G., Hunt, D., Sharp, I., Verges, J., Blanc, E., Casciello, E., Hasem, M., Goodarzi, H., 2009. Development and folding of the NW Zagros foreland basin, Lurestan Povince, SW Iran- Shiraz 2009. First International Petroleum Conference and Exhibition 4-6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145865>
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H., 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), 397-410. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145865>
- Hooper, R.J., Fitzsimmons, R.J., Grant, N., Vendeville, B.C., 2002. The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, West Africa, *Journal of Structural Geology* 24, 4, 847-859. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00122-5)
- Jackson, J. A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature* 283, 5745, 343-346. <https://doi.org/10.1038/283343a0>
- Jackson, J., Fitch, T., 1981. Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran). *Geophysical Journal International* 64(3), 561-586. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02685.x>

- Jackson, J., Mckenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal International* 77, 1, 185-264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>
- Jahani, S., 2007. Salt tectonics, folding and faulting in the Eastern Fars and southern offshore provinces (Iran). PhD Thesis. Université de Cergy – Pontoise <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.003>
- Jamalreyhani, M., Rezapour, M., Cesca, S., Dahm, T., Heimann, S., Sudhaus, H., Isken, M.P., 2022. Insight into the 2017–2019 Lurestan arc seismic sequence (Zagros, Iran); complex earthquake interaction in the basement and sediments. *Geophysical Journal International* 230(1), 114-130. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac057>
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *Journal of Structural Geology* 9, 2, pp 207- 219. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90026-5)
- Koshnaw, R., Horton, B.K., Stockli, D.F., Barber, D.E., Tamer-Agha, M.Y., Kendall, J., 2017. Neogene shortening and exhumation of the Zagros fold-thrust belt and foreland basin in the Kurdistan region of northern Iraq, 694, 332-355. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.016>
- Lees, G.M., 1928. The geology and tectonics of Oman and of parts of south-eastern Arabia. *Quarterly Journal of the Geological Society* 84(1-4), 585-670. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1928.084.01-04.24>
- Mann, C.D., Vita- Finzi, C., 1988. Holocene serial Folding In The Zagros, *Geological Society* 37, 51-59. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.05>
- Marshak, S., Mitra, G., 1988. Basic Methods Of Structural Geology.
- McQuarrie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, 519–535. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.009>
- McQuarrie, Stock, J.M., Verdel, C., Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters* 30, 20. <https://doi.org/10.1029/2003GL017992>
- Mohammadi, Z., Mehrabi, H., Gharechelou, S., Jalali, M., Swennen, R., 2022. Stratigraphic architecture and depositional–diagenetic evolution of Oligocene–Miocene carbonate–evaporite platform in the southern margin of the Neo-Tethys Ocean, Lurestan zone of Zagros, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 233, p.105249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105249>
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S.A., 2005, The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics* 24(3). <https://doi.org/10.1029/2004TC001633>
- Motiei, H., 1374, *Geology of Zagros oil, plan for compilation of Iran Geology book*, Tehran, Geology and Mineral Exploration Organization of Iran.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Verges, J., 2012. Building the zagros collisional orogeny: Timing, strain, distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics* 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>
- N.I.O.C., 1969. Geological map of Iran: southwest Iran, Scale1:1,000,000, National Iranian Oil Company. Exploration and Production, Tehran.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J.A., Allen, M.B., 2011. New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. *Geophysical Journal International* 186(3), 928-944. [10.1111/j.1365-246X.2011.5119.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.5119.x) <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x>
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J.R., Jackson, J.A. and Parsons, B., 2010. The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 296(3-4), 181-194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.049>
- Orang, K., Gharabeigli, Gh., 2020. Tectonostratigraphic evolution of the Helleh Paleo-high (NW Persian Gulf): Insights from 2D and 3D restoration methods, *Marine and Petroleum Geology* 119, No. 104443. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104443>
- Ruh, J.B., Hirt, A.M., Burg, J., Mohammadi, A., 2014. Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata, *Tectonics* 33, 8, 1534-1551. <https://doi.org/10.1002/2013TC003465>

- Sepehr, M., Cosgrove, J., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt, *Tectonophysics* 427, 1-4, 265-281. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.021>
- Shamszadeh, A., Alavi, A., Valinejad, M., Tavakoli Baraki, M., 2015 folding style and structural complexities in the central Lorestan sub-zone, scientific and promotional monthly of oil and gas exploration and production. Magazine No. 140.
- Sherkati, S., 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>
- Snyder, D.B., Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations. *Tectonics* 5(3), 361-373. <https://doi.org/10.1029/TC005i003p00361>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.
- Suppe, J., 1985. Principles of structural geology. New York: Prentice-Hall, . 537
- Talebian, M., Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International* 156(3), 506-526. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02092.x>
- Tatar, M., 2001. Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros central et l'Alborz (Iran) (Doctoral dissertation, Grenoble 1).
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-151.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophysical Journal International*, 156(2), 255-266. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02145.x>
- Tavakolian, I., Yassaghi, A., Najafi, M., 2022. Structural style in the south Dezful Embayment, SW Iran: Combined influence of the Zagros frontal fault system and the detachment in the Miocene Gachsaran Formation. *Journal of Petroleum Geology* 45(3), 303-323. <https://doi.org/10.1111/jpg.12821>
- Tavani, S., Parente, M., Vitale, S., Iannace, A., Corradetti, A., Bottini, C., Morsalnejad, D. and Mazzoli, S., 2018. Early Jurassic rifting of the Arabian passive continental margin of the Neo-Tethys. Field evidence from the Lurestan region of the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Tectonics*, 37(8), 2586-2607. <https://doi.org/10.1029/2018TC005192>
- Vergés, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efsathiou, J. and Gilleespie, P., 2011. Multiple Detachment folding in Pusht-e Kuh Arc, Zagros: Role of Mechanical Stratigraphy, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 69-94. <https://doi.org/10.1306/13251333M942899>
- Verges, J., Ruh, J.B., Burg, J., P., 2018. Shale-related minibasins atop a massive olistostrome in an active accretionary wedge setting: Two-dimensional numerical modeling applied to the Iranian Makran, *The Geological Society of America* 46, 9, 791-794. <https://doi.org/10.1130/G40316.1>
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayser, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys* 570, 381-398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>
- Vita-Finzi, C., 2004. Neotectonics at the Arabian plate margins, *Journal of Structural Geology* 23, 2- 3, pp 521- 530. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00117-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00117-6)
- Wallace, W.K., Homza, Th., 2004. Detachment Folds versus Fault-propagation Folds, and Their Truncation by Thrust Faults, *The American Association of Petroleum Geologists* 82, 324-355. <https://doi.org/10.1306/M82813C18>
- Wells, A.J., 1969. The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains, and its implications, *Geological Magazine* 106, 5. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058787>