



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

## Investigating geometric and morphologic changes in the Alborz orogenic belt (Qazvin-Rasht area), based on 2D numerical modelling

Atfeh Lajavardi<sup>1</sup>, Asghar Dolati\*<sup>2</sup>, Gholamreza Gharabeigli<sup>3</sup>, Kobra Heydarzadeh<sup>4</sup>

1. MSC, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3. PhD, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

4. PhD, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

### Article info

#### Article history

Received: 27 January 2024

Accepted: 08 March 2024

#### Keywords:

Alborz, Numerical modeling, Detachment effect, Mountain front displacement.



### Abstract

Deformation of microcontinents occurs during collision with a larger stable continent. Deformation is usually concentrated at the boundaries of the deforming microcontinent and depends on mechanical stratigraphy and pre-existing structures. The Alborz Mountains, located in the northern margin of central Iran underwent various deformations including Cimmerian, Laramide and Alpine compressions since Triassic and its highest exhumation occurred in Cenozoic, as a result of the Alpine orogeny. Relocation of the Alborz Mountain front is visible in the satellite images in the Qazvin-Rasht area, where the geophysical maps also indicate changes in the basement at the subsurface. The aim of this study is to investigate possible factors responsible for this large displacement of the mountain front, using 2D numerical modeling. We designed and run five 2D models considering different parameters, such as the presence of basal and middle detachments and the effect of their thickness as well as involvement of basement faults. The experiments show a faster movement of the deformation towards the foreland in the presence of basal detachment compared to the case without basal detachment. The addition of intermediate detachment intensifies this process. Increasing the thickness of the middle detachment increases the exhumation and deformation, especially towards the foreland. The model with a pre-existing basement fault shows very clear localization of deformation on the basement fault which causes developing the deformation towards the foreland. According to the cross sections constructed across the area on the both sides of the change in the mountain front, there is an increase in the thickness of the Jurassic shale (Shemshak Formation) as a detachment level in the central Alborz, where higher exhumation and extensive outcrops of Paleozoic rocks is observed compared to the western Alborz. The numerical models with different thickness of intermediate detachments (1 and 2 km) have simulated this difference between the central and western Alborz. Considering the larger displacement of deformation front toward the foreland in the numerical model in the case of a pre-existing fault, the presence of a basement fault in the western Alborz could be assumed causing the larger southward displacement of mountain front compared to the central Alborz.

**DOI** <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.104672>**\*Corresponding author:** Asghar Dolati; **E-mail:** [dolati@khu.ac.ir](mailto:dolati@khu.ac.ir)**How to cite this article:** Lajavardi, A., Dolati, A., Gharabeigli, G., Heydarzadeh, K., 2024. Investigating geometric and morphologic changes in the Alborz orogenic belt (Qazvin-Rasht area), based on 2D numerical modelling.Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(2), 307-355. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.104672>

## Introduction

The Alpine-Himalayan orogenic belt, extending from the Atlantic to the Pacific, is composed of a myriad of smaller plates. These micro-plates (or micro-terranes; tectonic fragments) are weaker compared to the major cratonic plates (e.g. [Burke, 2011](#); [van Hinsbergen et al., 2020](#); [Scotese, 2021](#)). The occurrence of different deformations, especially those that underwent more than one Wilson cycle, leads to a challenge in understanding the evolution of deformation. The Central Iran Microplate (as defined by [Takin, 1972](#); [Stöcklin, 1974](#), Figure 1) has undergone repeated extension and convergence since the Early Paleozoic, during the opening and closure of the Paleo- and Neotethyan oceans. The Late Cenozoic collision of Arabia and Eurasia resulted in strong deformation, especially along the Alborz and Zagros mountains. Rigid Caspian basin supposedly played an important role in the formation of the arcuate shape of the Alborz Mountains ([Alavi, 1996](#); [Berberian, 1983](#); [Brunet et al., 2009](#)). Positive inversion tectonics as well as large displacement of transcurrent faults have also influenced the deformation style and evolution of Alborz Mountains ([Butler et al., 2006](#); [Maadanipour and Yasaghi, 2009](#); [Morley et al., 2009](#); [Ter Borgh et al., 2011](#); [Zanchi et al., 2006](#)).

The Paleozoic rocks consisting mainly of Cambrian, Devonian, Carboniferous and Permian siliciclastics and limestones, mainly crops out in the central Alborz. While, the Mesozoic outcrops include Triassic carbonates and sandstones, siliciclastics of Jurassic as well as sandstones and limestones of Cretaceous. The Cenozoic outcrops are mainly composed of Eocene volcanics and volcanoclastics, usually overlain by Late Cenozoic clastic rocks.

The southern and northern margins of Alborz show a large frontal displacement in the Qazvin and Lahijan areas, respectively. [Berberian \(1983\)](#) suggests the N-S trending Lahijan fault at the location of this displacement while [Ehteshami-Moinabadi \(2016\)](#) considered it as a basement strike slip fault. [Rezaeian et al. \(2020\)](#) defined it as a boundary fault for the Talesh Mountains to explain the post Eocene rotation. Using 2D numerical modeling, this study investigates the possible controlling factors for the displacement of the mountain front.

## Methods

Three cross sections (Fig. 3), two in N-S direction on either side of the change along the Alborz deformation front (along the interpreted Lahijan fault), parallel to the change and perpendicular to the structures, and one in E-W direction, perpendicular to the change, are drawn based on geological map data to understand the style of deformation. 2D Move software has been used to construct the balanced cross sections (Figs. 4 and 5).

This study uses numerical modeling by a Matlab code based on finite-difference method and rheology of visco-elastic (Maxwell-type) ([Ruh et al., 2012](#); [Ruh and Verges, 2018](#)). All of five models have been generated based on different parameters. Four models testified the role of detachments at the base or in the middle of models detachment. Another parameter is the change in thickness of the detachment layers. One model considers the effect of a pre-existing basement fault and the basement fault initially formed during the deformation (Table 1, Fig. 7).

The model geometry is a 125 km × 25 km box with a numerical resolution of 421 × 121 nodes. Each cell contains 16 Lagrangian markers. The rock pile is 10 km and composed of competent and incompetent (detachment)

layers. Considering the Alborz sedimentary sequence and for investigating the changes in the structures of the study area, a 1.5 km thick-basal detachment (comparable to the Cambrian shales) and an intermediate detachment (comparable to the Jurassic Shemshak shales) with 1 and 2 km thickness have been designed in some of the models. The intermediate detachment has higher plasticity (lower viscosity;  $\eta = 10^{18}$  Pa.s) than the basal detachment ( $\eta = 10^{19}$  Pa.s). A 16 km-thick layer with a very low density and viscosity (called sticky-air) is considered over the rock column, which acts as a semi free surface at the interface of rocks and air with a negligible shear stress along it (Crameri et al., 2012). To simulate the horizontal shortening in the models a constant velocity of +0.005 m/yr and in some models 0.01 m/yr is applied to the left side of the models, or the right side in the case of the models with a fault. The right side of the models (except for the models with faults) has a velocity of zero and a boundary condition of no slip to simulate the back stop of the Caspian Sea. Considering an initial velocity of +0.005 m/yr from the left side for the bottom boundary condition also helps to simulate the back stop to the right side of the model. The vertical velocity depends on the horizontal velocity and the dimension of the model box.

To simulate a pre-existing basement, fault a zone with a lower internal friction angle of  $\phi = 10$  compared to  $\phi = 30$  for the basement is designed (Fig. 18) and the deformation is forced to start in this zone by designing a velocity discontinuity at the base of the model. By skipping the previous extension phase creating this weak zone in the basement, we had to design such a setting to be able to simulate the structures as much as possible

similar to the natural prototype; which is a modeling limitation in this research.

In all models the stress-strain relation is linear ( $n=1$ ) in the sedimentary cover and non-linear ( $n>1$ ) in the basement which is related to lithological characteristics and temperature (see Flow law equation in Ruh and Vergés, 2018 for the details). The basement has a rheology of wet quartzite, which is common for the upper lithosphere. The temperature for the bottom of the rock column in the models is considered 600° C by considering the rock pile thickness and the geothermal gradient of 30° C/km).

### Results and Discussion

The model without any detachment layer (model 1) was the simplest model and has used as a reference model for comparison with other models. After about 24% shortening of the model, a main anticline has formed near the hinterland with a gentle fold on its frontal part while thrust faults (the zones with higher strain rates) have formed throughout the model (Figs. 8 and 9). The back thrust development is limited to the hinterland part of the model (Fig. 9).

The model with a 1.5 km- basal detachment, simulating the effect of the Cambrian shales (model 2), shows a main anticline with a minor folding in its front limb and increasing the number of thrusts towards the foreland after 24% shortening, compared to model 1 (Figs. 10 and 11). The back thrusts are still limited to the hinterland. The model with a thin intermediate detachment (1 km simulating the Jurassic shale, model 3) produces an anticline close to the hinterland similar to those formed in models 1 and 2, however with subsidiary folding on its forelimb. Increasing the number of thrusts and back thrusts results in more exhumation in this model, especially near the hinterland where

the main anticline formed (Figs. 12 and 13). Doubling the thickness of the intermediate detachment in model 4 (2 km) leads to an increase in the amplitude of the main anticline, compared to model 3 with a 1 km-thick detachment layer. The number of folds and faults increases towards the foreland compared to all previous models (Figs. 14 and 15).

In model 5 with a pre-existing basement fault, a gentle fold forms with a vergence towards the foreland (Figs. 17 and 18).

Based on the first four models, we can see how the role of basal and intermediate detachment as weak layers affects the evolution and style of deformation in an area. Increasing the thickness of detachment layer results in a faster deformation propagation towards the foreland and increases the folding in the model as well as exhumation, especially near the hinterland (Fig. 16). For model 5, which include basement faults, the folds form more towards the foreland compared to the model without basement fault (model 1) (Fig. 19).

Increasing the thickness of intermediate detachment in model 4 shows higher exhumation compared to the other models, which is similar to the situation observed in the cross section across the central Alborz (cross section BB'; Fig. 4). The displacement of the deformation front in the Western Alborz in the Qazvin area indicates the influence of the basement fault in this area, which is comparable with the results of model 5.

### Conclusions

Model with the geological cross sections show that:

- The presence of a basal detachment is one of the most important parameters to change the style of deformation compared to the model without that.

- Adding second detachment (in Models 3 and 4), the amount of displacement and the number of folds and faults increase.

- Increasing the thickness of intermediate detachment (Model 4), increases the exhumation and deformation, which is comparable to cross section BB' across the Central Alborz.





- A Pre-existing basement fault (Model 5) is able to form structures partly similar to flower structures happened in the central Alborz. Additionally, it can move the highest topography further to the foreland, which is in good agreement with the situation observed in the western Alborz.

### References

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163-183.
- Brunet, M.-F., Granath James, W., Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: introduction. Geological Society, London, Special Publications 312, 1-6.
- Burke, K., 2011. Plate Tectonics, the Wilson Cycle, and Mantle Plumes: Geodynamics from the Top. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 1-29.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology* 28, 1893-1908.
- Ehteshami-Moinabadi, M., 2016. Possible basement transverse faults in the western Alborz, northern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 27, 329-342.
- Maadanipour, S., Yasaghi, A., 2009. Structural Geometry of Taleqan Mountains; an evidence for structural evolution of South Central Alborz Range from Inversion to transpression

- Tectonics. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 18, 121-126.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5, 325-362.
- Rezaeian, M., Kuijper, C.B., van der Boon, A., Pastor-Galán, D., Cotton, L.J., Langereis, C.G. and Krijgsman, W., 2020. Post-Eocene coupled oroclines in the Talesh (NW Iran): Paleomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 786, 228459.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31.
- Ruh, J.B., Vergés, J., 2018. Effects of reactivated extensional basement faults on structural evolution of fold-and-thrust belts: Insights from numerical modelling applied to the Kopet Dagh Mountains. *Tectonophysics* 746, 493-511.
- Scotese, C.R., 2021. An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The Seas Come In and the Seas Go Out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 49, 679-728.
- Stöcklin, J., 1974b. Possible ancient continental margins in Iran, The geology of continental margins. Springer, pp. 873-887.
- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature* 235, 147-150.
- Ter Borgh, M.M., Oldenhuis, R., Biermann, C., Smit, J.H.W., Sokoutis, D., 2011. The effects of basement ramps on deformation of the Prebetics (Spain): A combined field and analogue modelling study. *Tectonophysics* 502, 62-74.
- van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T.H., Schmid, S.M., Mañenco, L.C., Maffione, M., Vissers, R.L.M., Gürer, D., Spakman, W., 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research* 81, 79-229.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., R. Ghassemi, M., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28, 2023-2037.

#### CRediT authorship contribution statement

 <b>Atefeh Lajavardi</b>	Software, Validation, Formal analysis Investigation, Resources, Data Curation Writing - Original Draft
 <b>Asghar Dolati</b>	Conceptualization, Methodology, Software, Validation, Formal analysis, Investigation Resources, Writing - Review & Editing Supervision
 <b>Gholamreza Gharabeigli</b>	Conceptualization, Methodology, Software Validation, Formal analysis, Investigation Resources, Writing - Review & Editing Supervision
 <b>Kobra Heydarzadeh</b>	Software, Validation, Formal analysis Investigation, Resources, Writing - Original Draft Writing - Review & Editing



## بررسی تغییرات هندسی و ریخت‌شناسی کمر بند کوهزایی البرز (محدوده قزوین-رشت) با استفاده از مدل‌سازی عددی

عاطفه لاجوردی<sup>۱</sup>، اصغر دولتی<sup>۲\*</sup>، غلامرضا قرابیگلی<sup>۳</sup>، کبرا حیدرزاده<sup>۴</sup>

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳. دکتری، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

۴. دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
<p><b>تاریخچه مقاله</b></p> <p>دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۰۷</p> <p>پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۸</p> <p><b>واژه‌های کلیدی</b></p> <p>البرز، مدل‌سازی عددی، تأثیر سطح فراکنش، جابجایی پیشانی کوهستان.</p> 	<p>خردقاره‌ها در برخورد با صفحات بزرگ‌تر و مقاوم‌تر راحت‌تر دگرریخت می‌شوند. در این شرایط، دگرریختی در پیشانی برخورد متمرکز بوده و به رفتار مواد و ساختارهای از پیش موجود وابسته است. البرز در حاشیه شمالی خردقاره ایران مرکزی قرار داشته و متحمل دگرریختی‌های متعددی از زمان تریاس به بعد (از جمله کوهزایی سیمین، لارامید و آلپی) گردیده است. بیشترین بالا آمدگی البرز در اواخر سنوزویک و در ارتباط با کوهزایی آلپی بوده است. جابجایی ناگهانی در پیشانی کوهستان البرز در محدوده قزوین-رشت در تصاویر ماهواره‌ای مشهود بوده و شواهد ژئوفیزیکی نیز حاکی از وجود تغییرات پی‌سنگی است. این تغییرات ناگهانی پیشانی کوهستان در قسمت شمالی و جنوبی البرز، به عملکرد یک غسل پنهان در عمق و یا تغییر ناگهانی در پی‌سنگ خزر نسبت داده شده است. به همین منظور پنج مدل‌سازی عددی با فراسنج‌های مختلف، همچون وجود لایه جدایشی قاعده‌ای، میانی و تأثیر تغییر ضخامت این لایه و همچنین تأثیر وجود غسل‌های پی‌سنگی مورد بررسی قرار گرفت. مدل‌سازی‌های انجام شده نشان داد، وجود لایه جدایشی قاعده‌ای موجب انتشار دگرریختی به سمت پیشانی می‌شود. اضافه کردن سطح فراکنشی میانی نیز این فرایند را تشدید می‌کند. در صورتی که ضخامت سطح فراکنشی میانی بیشتر شود، بالا آمدگی و میزان دگرریختی به خصوص در قسمت پیشانی مدل به طرز چشمگیری افزایش می‌یابد. مدل‌های مربوط به تأثیر غسل‌های پی‌سنگی تمرکز دگرریختی در بالای غسل‌های پی‌سنگی را به وضوح نشان می‌دهد و به راحتی می‌تواند باعث انتشار دگرریختی به سمت پیشانی مدل گردد. با توجه به برش‌های عرضی ترسیم شده در محل‌های تغییرات جانبی در پیشانی کوهستان، و زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه می‌توان تأثیر ضخامت سازند شیلی ژوراسیک (سازند شمشک) را به عنوان لایه جدایشی در البرز مرکزی مشاهده نمود که باعث بالا آمدگی بیشتر آن و در نتیجه رخنمون وسیع سنگ‌های پالئوزوئیک در البرز مرکزی نسبت به البرز غربی شده است. مدل‌سازی عددی با تغییرات ضخامت در لایه جدایشی میانی (۱ و ۲ کیلومتر) چنین تغییراتی را در قسمت مرکزی و غربی البرز شبیه‌سازی کرده است. وجود غسل‌های پی‌سنگی نیز در البرز غربی می‌تواند دلیل حرکت پیشانی کوهستان به سمت جنوب (به سمت پیش‌بوم) باشد.</p>

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.104672>

\*نویسنده مسئول: اصغر دولتی [dolati@khu.ac.ir](mailto:dolati@khu.ac.ir)

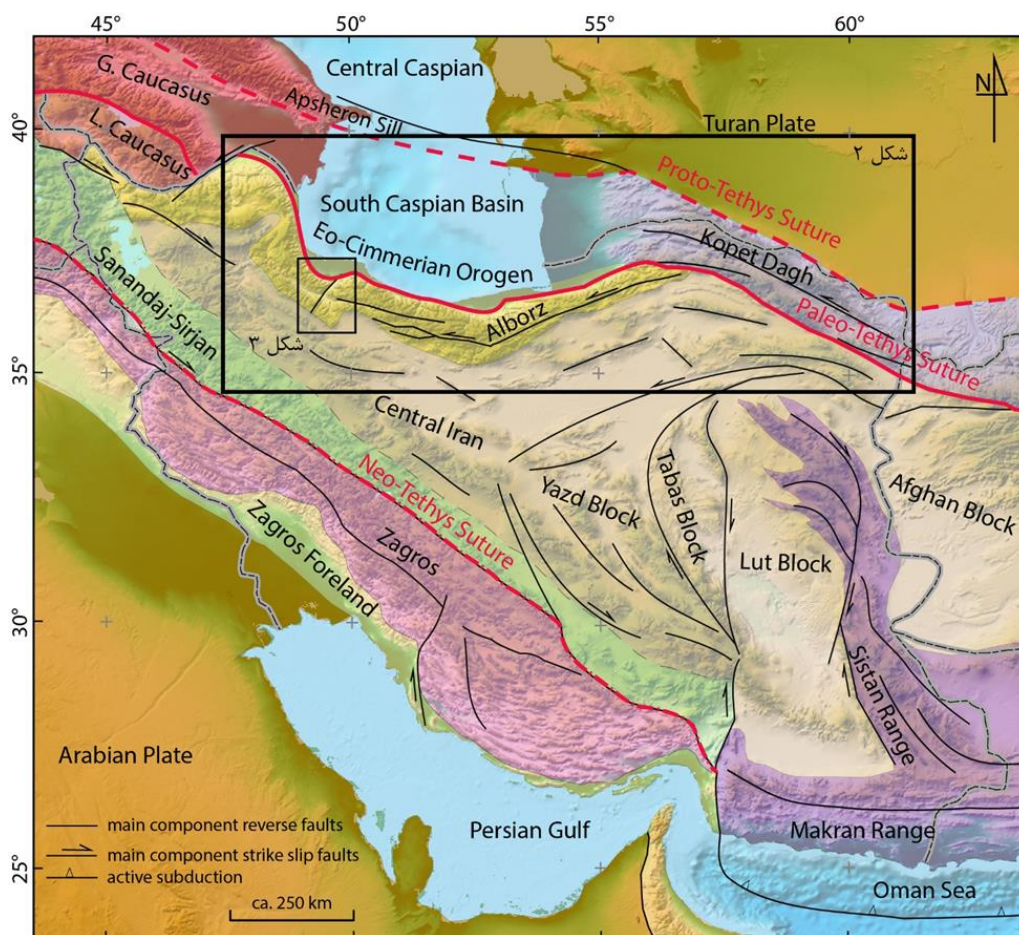
استناد به این مقاله: لاجوردی، ع.، دولتی، ا.، قرابیگلی، غ. ر.، حیدرزاده، ک. (۱۴۰۲). بررسی تغییرات هندسی و ریخت‌شناسی کمر بند کوهزایی البرز (محدوده قزوین-رشت) با استفاده از مدل‌سازی عددی. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۲، صفحه ۳۰۷ تا ۳۵۵. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.104672>



## مقدمه

این نوار کوهزایی به آسانی مقدور نباشد. در این میان، خردقاره ایران مرکزی (Stöcklin, 1974b; Takin, 1972، شکل ۱) در گذر زمان از پالئوزوئیک تا حال حاضر و در نتیجه باز و بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی پالئوتتیس و نئوتتیس، تحت تأثیر چندین مرحله کشش و فشارش قرار گرفته است.

نوار کوهزایی آلپ-همیالیا، شامل خردقاره‌های نسبتاً صلبی است (Burke, 2011; Scotese, 2021; van Hinsbergen et al., 2020) که نسبت به نواحی اطراف خود از مقاومت بالاتری در برابر دگرریختی برخوردارند. وجود دگرریختی‌های متعدد که اغلب آنها حداقل یک چرخه ویلسون را تجربه کرده‌اند، باعث شده است که بازسازی و درک تحولات دگرریختی در



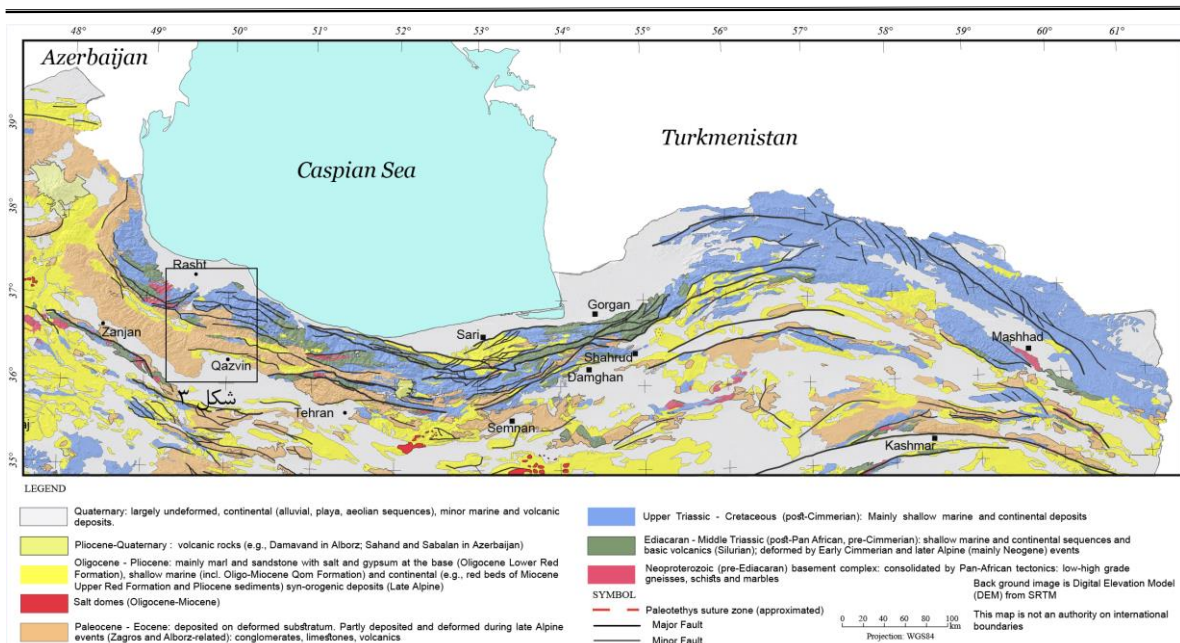
شکل ۱- تقسیمات ساختاری ایران بر اساس اشتوکلین (۱۹۶۸) (برگرفته از ، Zanchi et al., 2009; Angiolini et al., 2007). تصویر زمینه برگرفته از <https://www.ngdc.noaa.gov/ngdcinfo/onlineaccess.html>

Fig. 1. Main tectonic subdivisions of Iran according to Stöcklin (1968) (Modified from Angiolini et al., 2007; Zanchi et al., 2009) with the background image of ETOPO1 elevation data (<https://www.ngdc.noaa.gov/ngdcinfo/onlineaccess.html>).

است. هر چند بربریان (Berberian, 1983) تغییر در پیشانی کوهستان در محدوده یادشده را منطبق با گسل لاهیجان دانسته است. این گسل به عنوان یک گسل احتمالی امتدادلغز پی‌سنگی در نظر گرفته شده است (Ehteshami-Moinabadi, 2016) که نقش مهمی در تشکیل گوزکوه تالش داشته است (Rezaeian et al., 2020). در این مطالعه، با استفاده از برش‌های عرضی زمین‌شناسی و مدل‌سازی عددی، ساختارهای موجود در دو سوی گسل احتمالی لاهیجان مورد بررسی قرار گرفته و به فراسنج‌های مهمی که باعث تشکیل چنین ساختارهایی شده پرداخته شده است.

بدین منظور بر اساس اطلاعات از پیش موجود و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه، نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای متناسب با هدف تحقیق (مدلسازی عددی) با استفاده از ArcGIS تهیه شد (شکل ۳). سه برش عرضی بر روی نقشه با استفاده از نرم افزار 2D Move ترسیم گردید که دو برش، عمود بر ساختارها و برش سوم موازی با ساختارها برای مشخص کردن ارتباط دو برش قبلی است. در نهایت مقاطع عرضی عمود بر ساختارها به‌عنوان پایه‌ای برای تنظیمات مدل‌های عددی مورد استفاده قرار گرفت.

به طوری که برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا در سنوزویک باعث شد تا صفحه ایران مرکزی تحت تنش شدید، دگرریختی و چرخش قرار گیرد. در همین راستا، قلمروهای زاگرس (در حاشیه جنوبی) و البرز (در حاشیه شمالی) ایران مرکزی نیز به شدت دگرریخت و متحمل بالآمدگی‌های شدید شدند. رشته کوه البرز دارای انحنایی در راستای کوهزاد است (شکل‌های ۱ و ۲) که به دلیل وجود حوضه خزر جنوبی است (برای مثال، Alavi, 1996; Berberian, 1983; Brunet et al., 2009). ساختارهایی همچون جابجایی‌های بزرگ توسط گسل‌های امتدادلغز (transcurrent fault)، خرد شدن صفحات و چرخش حول محور قائم می‌تواند در نوع و سبک دگرریختی و تکامل یک کوهزاد نقش مهمی ایفا کند (برای مثال، Butler et al., 2006; Maadanipour and Yasaghi, 2009; Morley et al., 2009; Ter Borgh et al., 2011; Zanchi et al., 2006). حاشیه‌های جنوبی (در محدوده قزوین) و شمالی (محدوده لاهیجان-رشت) البرز یک تفاوت ساختاری و مورفولوژی آشکار همچون انتقال ناگهانی پیشانی کوهستان به سمت جنوب را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱ و ۲). با وجود این تغییر ناگهانی در جبهه کوهستان، هیچ گسل امتدادلغزی در نقشه‌های زمین‌شناسی معرفی نشده



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از شمال ایران (اصلاح شده از Hushmandzadeh, 1993). به محدوده قزوین (چهارگوش) و تغییر در پیشانی کوهستان دقت شود.

Fig. 2. Simplified geological map of the northern Iran (modified after Hushmandzadeh 1993). Note the Qazvin area (the black box) to see the offset in the mountain front.

است (برای مثال، Alavi, 1996; Berberian and King, 1981; Stöcklin, 1968). گرچه در مطالعات اخیر، در سنگ‌های ماگمایی ادیاکاران- کامبرین و همچنین رسوبات کامبرین شواهد ژئوشیمیایی ماگماتیسیم فرافروانشی مرتبط با حاشیه فعال مورد توجه قرار گرفته است (Moghadam et al., 2017; Mohammadi et al., 2023; Ramezani and Tucker, 2003; Rossetti et al., 2015). در ادامه، فعالیت‌های آتشفشانی و رسوبات ماسه‌سنگی آذرآواری اردویسین بالایی-دونین بالایی حاکی از باز شدن حوضه اقیانوسی پالئوتتیس (Alavi, 1996) و در نتیجه جدا شدن یک نوار از گندوانا است (Derakhshi and Ghasemi, 2015; Stampfli and Borel, 2002). رخداد کوهزاد سیمیرین پیشین در

### تکتونیک و زمین‌شناسی عمومی البرز

رشته کوه البرز، واقع در شمال ایران و جنوب حوضه خزر، بین خردقاره ایران مرکزی در جنوب و صفحه توران در شمال واقع شده است (شکل ۱). بر اساس شواهد پالئومغناطیسی، رخساره‌ای و سنگ‌شناسی، صفحات ایران مرکزی، البرز، لوت، افغان و عربی، جزء ابرقاره گندوانا در نظر گرفته شده‌اند (Berberian and King, 1981; Cherns and Wheeley, 2009; Domeier and Torsvik, 2014; Golonka et al., 2012; Torsvik and Cocks, 2009, 2013). در سرزمین‌های متعلق به حاشیه شمالی گندوانا، در محدوده زمانی اواخر پروتروزویک- اوایل پالئوزویک، به طور عمده رسوبات کم عمق دریایی تشکیل شده که به عنوان حاشیه غیرفعال (passive margin) شناخته شده

منطبق با جهت تنش بیشینه محاسبه شده در یال جنوبی البرز مرکزی بر اساس تحلیل تنش دیرین در واحدهای سنگی سنوزویک است (Eliasi, 2001; Karami, 1997; Omidi, 2001). هر چند چین‌خوردگی و راندگی‌ها در البرز به همراه تحلیل‌های تنش دیرین حاکی از تنش فشارشی در زمان کرتاسه و به خصوص در سنوزویک است اما گاهی رژیم کششی نیز در البرز در زمان‌های ژوراسیک میانی (Early Bajocian)، کرتاسه (Barremian) و ائوسن (Mirzaei Souzani et al., 2015; Shahidi, 2008; Shahidi et al., 2011) مشاهده شده است.

براساس مطالعات زمین‌شناسی و برش‌های تهیه شده از البرز، مقادیر متفاوتی برای درصد کوتاه‌شدگی محاسبه شده است. آلن و همکاران (Allen et al., 2003a) براساس میزان جابه‌جایی و شواهد زمین‌شناختی پیرامون تهران و در محدوده گسل‌های بنیادی مشا و شمال البرز، میزان کوتاه‌شدگی فشارشی را برابر با ۳۰-۲۵ درصد محاسبه کرده‌اند ولی بررسی‌های نظری و همکاران (Nazari et al., 2007) براساس برش‌های موازنه شده البرز مرکزی در راستای شمالی-جنوبی میزان کوتاه‌شدگی نزدیک به ۴۰ درصد را معرفی کرده است. مقادیر بالاتری از میزان کوتاه‌شدگی تا حدود ۶۰ درصد نیز برای بخش مرکزی و غربی البرز ارائه شده است (Guest et al., 2006).

### زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

مشخصات سنگ‌شناسی و ساختاری محدوده مورد مطالعه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی

زمان تریاس پایانی حاکی از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و آغاز اولین رخداد رژیم فشارشی در البرز است (Sengor, 1984; Wilmsen et al., 2009; Zanchi et al., 2009). با بسته شدن پالئوتتیس در شمال ایران مرکزی اقیانوس نئوتتیس در حاشیه جنوبی در حال گسترش بوده است. متعاقب رخداد فشارشی یادشده، رسوبات کم عمق و قاره‌ای گروه شمشک شکل گرفته و در ادامه رسوبات آهکی ژوراسیک-کرتاسه در یک محیط کم عمق در بخش جنوبی البرز و محیط عمیق‌تر در بخش شمالی ته‌نشین می‌شود. در زمان پالئوژن اوج‌گیری فوران‌های آتشفشانی موجب تشکیل ضخامت قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات در ارتباط با آن به ویژه در البرز جنوبی و بخش‌های دیگری از ایران شد. در نتیجه برخورد صفحه عربی به ایران مرکزی، نوار البرز متحمل راندگی، چین‌خوردگی، بالاآمدگی و فرسایش شدید در اواخر سنوزویک شد (Guest et al., 2007; Maadanipour and Yasaghi, 2009; Rezaeian et al., 2012; Stöcklin, 1974a; Yassaghi and Madanipour, 2008).

پهنه البرز به دلیل عملکرد لیتوسفر سخت حوضه خزر جنوبی، تحذب آشکاری به سمت جنوب پیدا کرده است (Mattei et al., 2016) که باعث دگرریختی ترفشارشی در آن شده است (Allen et al., 2003b; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Stöcklin, 1974a). داده‌های GPS یک تنش فشارشی در جهت NNE-SSW را نشان می‌دهند (Djamour et al., 2010; Masson et al., 2014) که

قسمت‌های ذغال‌دار تریاس پسین، با سنگ‌های ژوراسیک پیشین - میانی به اندازه‌ای است که تفکیک مرز زمانی آنها امکان پذیر نیست. در نقشه تهیه شده در این مطالعه برای سهولت در همسان‌سازی لایه‌ها در مدل‌سازی، این واحد Js نام دارد. واحد مزبور شامل سازندهای شمشک، دلیچای، لار و شال است که جنس غالب آنها، ماسه‌سنگ، شیل ذغال‌دار، سیلت، آهک و مارن بوده و ضخامت کلی آنها حدود ۱۵۰۰ متر است. توده کوهستانی درفک رخنمون بارزی از نهشته‌های ژوراسیک در این محدوده است که توسط دو گسل راندگی دیلمان و درفک تحت تأثیر قرار گرفته است. در البرز باختری نهشته‌های مربوط به کرتاسه از هر دو نوع آذرین و رسوبی وجود دارد. سازند تیزکوه و بخشی از رسوباتی که در جنوب رشت وجود دارد جز واحد سنگی مربوط به کرتاسه در محدوده برش ترسیم می‌است. جنس غالب سنگ‌ها ماسه‌سنگ کوارتزی، سنگ‌آهک، کنگلومرا، سنگ‌های آتشفشانی از جنس ملافیر و رسوبات تبخیری مانند گچ است. رسوبات کرتاسه به شدت صخره‌ساز هستند و قله‌ها و ستیغ‌های تیزی را در دامنه‌های جنوبی البرز تشکیل می‌دهند. گسل کلیشم سبب بالآمدگی این لایه و ایجاد رخنمون در سطح این منطقه شده است. در البرز مرکزی نسبت به البرز باختری نهشته‌های مزوزوئیک رخنمون و گسترش بیشتری دارند. از لحاظ ساختاری نیز عملکرد گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها در البرز مرکزی نسبت به البرز باختری، شکل و ساختار لایه‌ها را دچار تغییرات زیادتری کرده‌اند.

۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت (Annells et al., 1985) و نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ قزوین (Emami, 1990b)، تاکستان (Emami, 1990a)، جواهرده (Baharfiruzi et al., 2003) و رشت (Saidi, 2004) معرفی شده است. بر همین اساس، سازندهای منطقه مورد مطالعه در زمان کامبرین شامل نهشته‌های باروت، زاگون، لالون و میلا با جنس غالب سنگ‌های شیل، دولومیت، آهک، سیلت‌استون، ماسه‌سنگ، کوارتزیت و مارن با ضخامت حدود ۲۴۰۰ متر است. سازند جیروود تنها واحد سنگی مربوط به دونین در البرز باختری است که جنس غالب آن ماسه‌سنگ، سنگ آهک، کنگلومرا، کوارتزیت و گدازه‌های بازالتی با ضخامت حدود ۷۵۵ متر است. سازند مبارک نیز واحد سنگی مربوط به کریونیفیر است که اغلب شامل مارن و سنگ آهک با ضخامت حدود ۴۵۰ متر است. رسوبات پرمین در محدوده مورد مطالعه شامل سازندهای درود، روته و نسن است. جنس غالب این سنگ‌ها شامل مارن رسی، کنگلومرا، آهک، سیلت‌استون، ماسه‌سنگ و شیل است. در برخی نقاط در آهک‌ها مواد آتشفشانی نیز دیده می‌شود که در محدوده مورد مطالعه در البرز باختری وجود ندارد. ضخامت این واحدها حدود ۶۴۰ متر است. رسوبات پرمین در محدوده راندگی اصلی البرز منتسب به گسل منجیل و رودبار است (بخش میانی برش) در اثر بالآمدگی در سطح رخنمون پیدا کرده است. واحدهای مزوزوئیک منطقه شامل سازند الیکا با جنس غالب دولومیت، سنگ آهک و گاهی لایه‌هایی از کنگلومرا با ضخامت ۲۹۵ متر است. شباهت

جنوبی‌تر این برش با نهشته‌های ائوسن و نئوژن پوشیده شده‌اند و به سمت شمال منطقه، نهشته‌های قدیمی‌تر به‌خصوص نهشته‌های مربوط به مزوزوئیک رخنمون بیشتری دارند (شکل ۴). در این برش از جنوب به سمت شمال، گسل‌های اصلی راندگی شامل گسل حصار، گسل یوزباشی‌چای، گسل منجیل، گسل رودبار، گسل کلیشم-بره سر، گسل درفک و گسل دیلمان می‌باشند.

برش 'BB' در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، به‌صورت عمود بر روند کلی ساختارها ترسیم شده است که شامل بخش‌های زیادی از البرز مرکزی بوده و از گل ساخت البرز مرکزی پیروی می‌کند (Allen et al., 2003b; Shahidi, 2008; Zanchi et al., 2006) (شکل ۴). این برش از جنوب به سمت شمال دربرگیرنده گسل‌های راندگی شمال قزوین، گسل نیزوج، گسل دریاسر، گسل خارخون، گسل سفیدخانی، گسل ورین، گسل زرین رجه، گسل سماموس و دو گسل امتداد لغز است.

برش 'CC' در راستای تقریبی خاوری-باختری و متقاطع با دو برش قبلی رسم شده است (شکل ۳) تا علاوه بر کسب اطلاعات دقیق‌تر از زمین‌شناسی زیرسطحی منطقه، ارتباط بین دو برش قبلی و زون مربوط به تغییر ساختار منطقه را مشخص کند. این برش موازی با ساختارها رسم شده است (شکل ۵). در دو سوی محلی که در برش مشخص شده، محلی که در دو سوی خود اختلاف بارز در پیشانی کوهستان دیده شده، اختلاف مشخصی در بالآمدگی سنگ‌ها ملاحظه می‌شود. در بخش خاوری رخنمون‌های

در واحدهای سنوزوئیک، توالی‌های مربوط به پالئوسن-ائوسن در دامنه‌های جنوبی البرز گسترش و رخنمون زیادی دارند. واحدهای سنگی مربوط به این زمان در محل این برش شامل سازندهای فجن، زیارت و کرج می‌باشد. در نیمرخ البرز باختری نهشته‌های مربوط به ائوسن از هر دو نوع آذرین و رسوبی وجود دارد. جنس غالب سنگ‌ها در این برش، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن ماسه‌ای، سنگ آهک، شیل، توف سبز و گدازه‌های آتشفشانی است. ضخامت سازندهای مربوط به زمان ائوسن متغیر است اما بیشترین ضخامت آن حدود ۵۳۰۰ متر برآورد شده است.

سازندهای آبرفتی قرمز زیرین و بالایی و هزاردره مربوط به نئوژن در محل برش رخنمون دارد. جنس غالب سنگ‌ها کنگلومرا و گاهی همراه با نهشته‌های سرخ‌رنگی از ماسه‌سنگ و مارن است که به‌طور محلی گچ یا نمک دارند. بیشترین ضخامت سنگ‌های این دوره زمانی در حدود ۱۰۰۰ متر است.

در بین نهشته‌های کواترنری، نهشته‌های آبرفتی بیشترین سهم را دارند. در قسمت خاوری البرز باختری، نهشته‌های کواترنری گسترش زیادی دارند که به‌طور مستقیم بر روی لایه‌های مربوط به کرتاسه قرار گرفته‌اند.

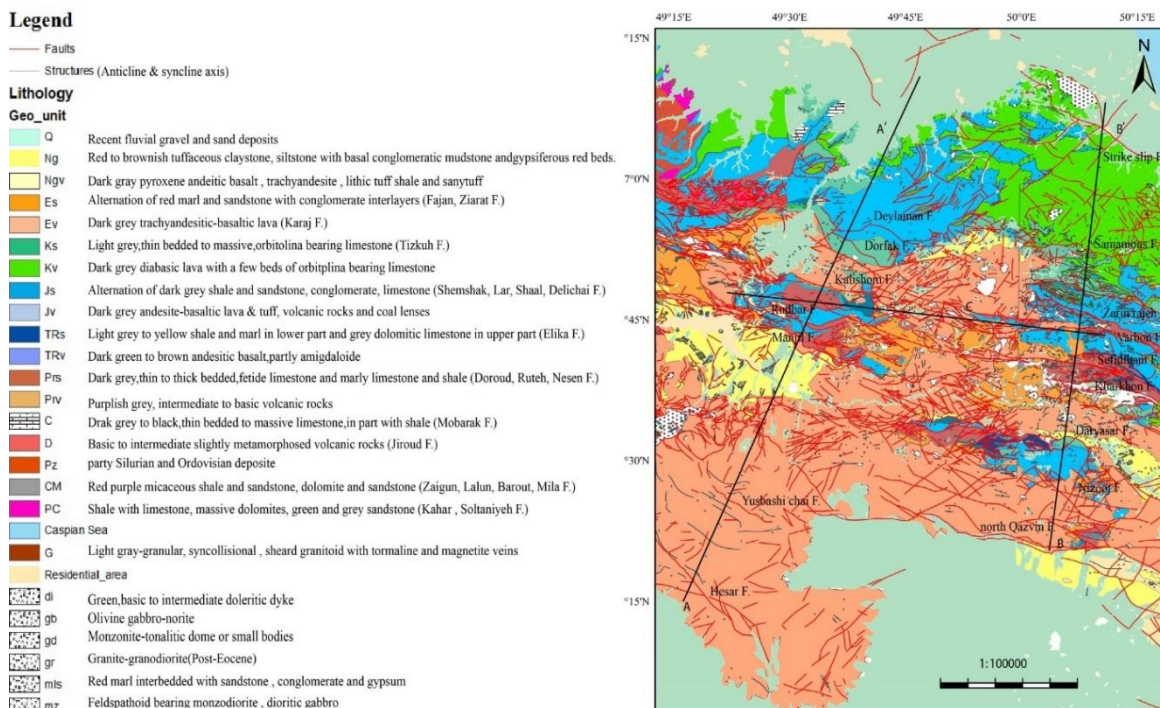
سه برش زمین‌شناسی بر اساس اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی توسط نرم‌افزار 2D Move ترسیم شده است. برش 'AA' در قسمت باختری منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، به‌صورت عمود بر روند کلی ساختارها که دربردارنده راندگی‌های اصلی البرز است، ترسیم شده است. بیشتر مناطق قسمت

واحدهای زمین‌شناسی موجود در مقاطع منطقه مورد مطالعه است.

با توجه به آنچه در دو برش AA' و BB' نشان داده شده است، هر دو برش دارای ستون چینه‌ای تقریباً مشابهی هستند و تفاوت آنها در میزان ضخامت برخی واحدها در این دو برش است. بر اساس این برش‌ها، سازندهای ژوراسیک (Js) در البرز مرکزی (برش BB') ضخامت بیشتری (حدود ۳۰۰ متر) نسبت به البرز باختری (برش AA') دارند (شکل ۶). هم‌چنین از لحاظ ساختاری نیز تفاوت‌های زیادی در دو برش دیده می‌شود. در برش BB' روند تشکیل ساختارها و دگرریختی، تحت تأثیر عملکرد پس‌راندگی‌ها و راندگی‌هایی است که در نهایت سبب ایجاد گل‌ساخت در منطقه شده‌اند. توپوگرافی نیز تحت تأثیر پس‌راندگی‌ها نسبت به برش AA' میزان بالآمدگی بیشتری را نشان می‌دهند. در حالی که در برش AA'، توپوگرافی نسبتاً هموارتر بوده و ساختارها بیشتر تحت تأثیر عملکرد راندگی‌ها با گرایش به سمت جنوب شکل گرفته‌اند و توسعه پس‌راندگی‌ها بسیار محدود است. در هر دو برش پی‌سنگ دچار دگرریختی شده است که البته بالآمدگی و دگرریختی در پی‌سنگ برش BB' بیشتر است. در نتیجه این فرضیه می‌تواند مطرح شود که علاوه بر عواملی نظیر عملکرد لایه‌های جدایشی، وجود گسل پی‌سنگی نیز می‌تواند در شکل‌گیری ساختارها و دگرریختی پی‌سنگ و لایه‌های رسوبی نقش داشته باشد.

سنگی با سن مزوزوئیک و پالئوزوئیک به خوبی قابل مشاهده است در حالی که در قسمت باختری رخنمون‌های پالئوزوئیک هیچ رخنمونی ندارند و تنها بخش بالایی مزوزوئیک و به طور گسترده واحدهای سنوزوئیک قابل مشاهده هستند (شکل ۵). در نقشه‌های زمین‌شناسی هیچ گسلی در این محدوده ترسیم نشده است اما به طور مشخص بربریان (Berberian, 1983)، به وجود آن اشاره کرده‌اند.

در هر سه برش واحدهای زمین‌شناسی از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر نشان داده شده و از قدیم به جدید به ترتیب شامل بخش پی‌سنگی، سازندهای کهر، بایندر و عضو ۱ و ۲ سلطانیه به سن پرکامبرین با ضخامت کلی حدود ۳۳۰۰ متر؛ سازندهای باروت، زاگون، لالون و میلا به سن کامبرین و ضخامت کلی ۲۴۰۰ متر؛ سازند جیروود به سن دونین و ضخامت ۷۵۵ متر؛ سازند مبارک به سن کربونیفر و ضخامت حدود ۴۵۰ متر؛ سازندهای درود، روته و نسن به سن پرمین و ضخامت حدود ۶۴۰ متر و سازند الیکا به سن تریاس و ضخامت ۲۹۵ متر است. سازندهای دوره ژوراسیک به علت داشتن شیل و نقش لایه‌ی جدایشی منطقه از اهمیت زیادی در مدل‌سازی برخوردار هستند. سازندهای این دوره شامل شمشک، دلیچای، لار و شال با ضخامت حدود ۱۵۰۰ متر است که در نواحی باختری نسبت به نواحی البرز مرکزی دارای اختلاف ضخامت می‌باشند. سازند تیزکوه به سن کرتاسه و سازندهای سنوزوئیک فجن، زیارت، کرج، هزاردره و نهشته‌های آبرفتی کواترنری از جمله



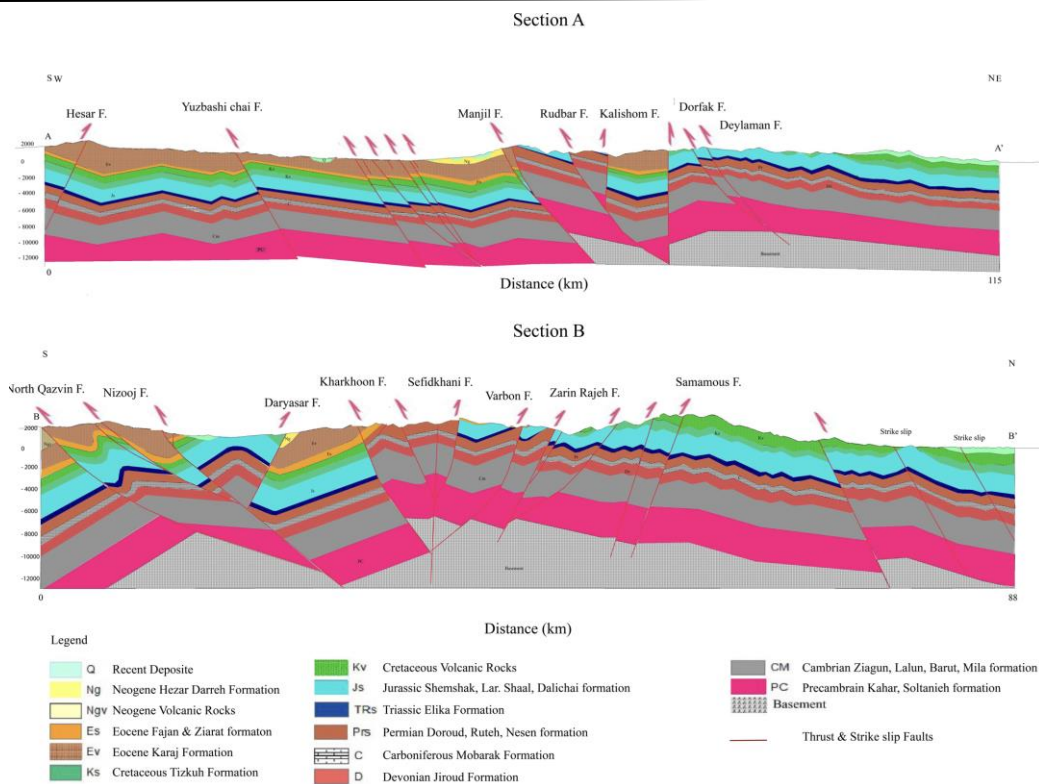
شکل ۳- نقشه تهیه شده بر اساس داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لنگرود، رشت، بندر انزلی، رودبار، جیرنده، جواهرده، ابهر، تاکستان و قزوین است. محل مقاطع ترسیمی بر روی نقشه به صورت خطوط تیره مشخص شده است (Emami, 1990b; Emami, 1990a; Baharfiruzi et al., 2003; Saidi, 2004).

Fig. 3. Geological map of study area redrawn from the geological maps of Langroud, Rasht, Bandar-e-Anzali, Roudbar, Jirandeh, Abhar, Takestan and Qazvin at the scale of 1:100000. Locations of cross sections are shown on the map with black lines (Emami, 1990b; Emami, 1990a; Baharfiruzi et al., 2003; Saidi, 2004).

### مدل‌سازی عددی

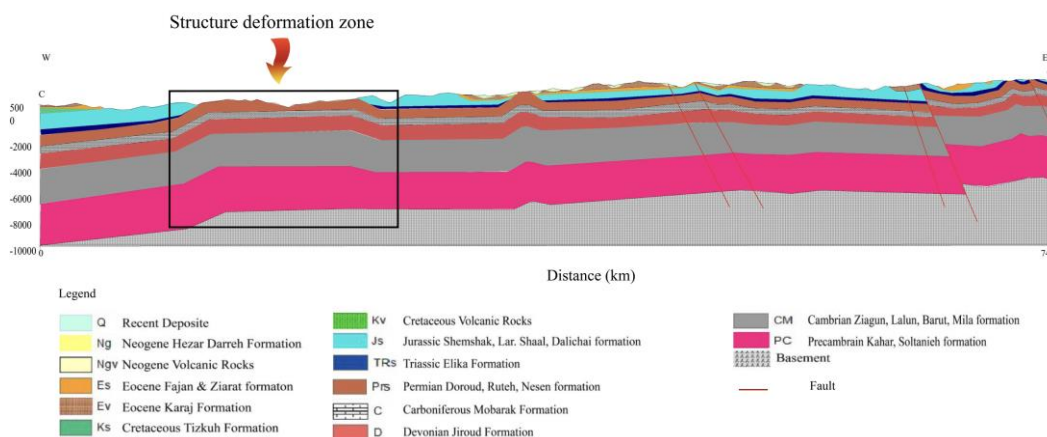
در این پژوهش، مدل‌سازی بر اساس کد عددی تفاضل محدود دوبعدی (Ruh et al., 2012; Ruh and Vergés, 2018)، در فضای نرم‌افزار MATLAB انجام شده است. در مجموع ۵ مدل عددی اجرا شده است که در دو سری با فراسنج‌های مختلف انجام شد. در سری اول، تأثیر وجود لایه جدایشی و نقش ضخامت آن بر روی روند کوتاه‌شدگی، چین‌خوردگی و حرکت چین به سمت پیشانی و توپوگرافی مدل

بررسی شده است. این سری مدل، شامل مدل‌های ۱ تا ۴ می‌شود. در سری دوم، تأثیر وجود گسل پی‌سنگی بر روند کوتاه‌شدگی و حرکت راندگی به سمت پیشانی و همچنین توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفته است (مدل ۵). در هر سری مدل‌سازی یک فراسنج تغییر کرده، در حالی که بقیه فراسنج‌ها ثابت در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است تنش از ابتدا به صورت فشارشی و در یک مرحله اعمال شده است (جدول ۱).



شکل ۴- برش‌های ترسیم‌شده از منطقه مورد مطالعه. برش AA' در البرز باختری و برش BB' در البرز مرکزی واقع شده‌اند. موقعیت آنها در شکل ۳ مشخص شده است.

Fig. 4. Cross sections of the study area. Cross section AA' is located in western Alborz and BB' is located in central Alborz. Their locations are indicated in Figure 3.



شکل ۵- برش C-C' رسم شده در نرم افزار Move. محدوده مشخص شده بر روی برش، محلی تقریبی گسل لاهیجان است که در دو سوی آن پیشانی کوهستان جابجایی بارزی از خود نشان داده است. موقعیت آن در شکل ۳ مشخص شده است.

Fig. 5. Cross sections C-C' drawn by Move software in E-W direction, parallel to the mountain range. The square indicates the proximate location of Lahijan Fault, where the mountain front shows a significant offset at surface. See Figure 3 for the location.

Age	Formation	Thickness	Stratigraphy A	Stratigraphy B	Formation	Thickness	
Quaternary (Q)	Recent deposit	Variable			Recent deposit	Variable	
Neogene(Ng)	Hezar Darreh	~ 700 m			Hezar Darreh	< 700 m	Pirnian colision
Eocene (Ev)	Karaj	~ 3300 m			Karaj	~ 3300 m	
Eocene (Es)	Fajan, Ziarat	~ 500 m			Fajan, Ziarat	~ 500 m	Rifting
Cretaceous (Kv)	Volcanic Rock	~ 1000 m			Volcanic Rock	~ 1000 m	Laramid colision
Cretaceous (Ks)	Tizkuh	~ 470 m			Tizkuh	~ 470 m	
Jurassic (Js)	Lar, Dalichai, Shemshak	~1100-1200 m			Lar, Shaal, Dalichai, Shemshak	~ 1500 m	Rifting
Triassic (TRs)	Elika	~295 m			Elika	~ 295 m	Cimmerian colision
Permian (Pr)	Doroud, Ruteh, Nesen	~ 650 m			Doroud, Ruteh, Nesen	~ 650 m	
Carboniferous (C)	Mobarak	~ 450 m			Mobarak	~ 450 m	
Devonian (Dv)	Jiroud	~755 m			Jiroud	~755 m	Possible early rifting
Cambrian (Cm)	Zaigun, Barut, Lalun, Mila	~ 2450 m			Zaigun, Barut, Lalun, Mila	~ 2450 m	
Precambrian (PC)	Kahar, Soltanieh	~ 2800 m			Kahar, Soltanieh	~ 2800 m	
Basement	—	unknown			—	unknown	

شکل ۶- ستون چینه‌ای مقایسه‌ای برش‌های A-A' و B-B'. سازند شمشک در برش‌ها دارای اختلاف ضخامت است (ضخامت‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی محدوده استخراج شده است).

Fig. 6. Comparative stratigraphic column of cross-sections A-A' and B-B'. The Shemshak Formation shows different thickness in both columns (the thicknesses are extracted from geological maps of area).

جدول ۱- طبقه بندی مدل‌های انجام شده بر اساس فراسنج‌های به کار رفته در مدل‌ها. تمام مدل‌ها فشارشی با میزان کوتاه‌شدگی ۲۴٪ و بدون در نظر گرفتن تأثیر فرسایش انجام شده است.

Table 1. Classification of the models on the basis of different factors. In all of the models, the tectonic regime is considered to be compressional with 30% shortening and no erosion.

Factors	Model	Basement	Detachments		Velocity (m/s)	Basement fault
			Basal	Intermediate		
Detachment	1	1	---	---	0.005	---
	2	1	1.5 km	---	0.005	---
	3	1	1.5 km	1 km	0.005	---
	4	1	1.5 km	2 km	0.005	---
Basement fault	5	1	---	---	0.005	1

### تنظیمات هندسی مدل‌ها

مدل هندسی توسط یک جعبه مستطیلی به ابعاد طول ۱۲۵ کیلومتر و عرض ۲۵ کیلومتر با تفکیک‌پذیری عددی (Resolution) ۴۲۱ در ۱۲۱ گره تعریف می‌شود. هر سلول گره حاوی ۱۶ نشانگر لاگراژی است. با توجه به توالی‌های رسوب‌گذاری در البرز و برای بررسی علت تغییر ساختار حاضر در منطقه، در برخی از مدل‌ها لایه جدایشی به صورت قاعده‌ای (متناظر با سازندهای شیلی کامبرین) به ضخامت ۱/۵ کیلومتر، و لایه جدایشی میانی (متناظر با سازند شمشک در ژوراسیک) به ضخامت ۱ و ۲ کیلومتر در نظر گرفته شده است. در این مدل‌ها، لایه جدایشی میانی نسبت به لایه جدایشی قاعده‌ای، خاصیت پلاستیک‌تری دارد. گرانیروی لایه جدایشی قاعده‌ای  $\eta = 10^{19}$  Pa.s و گرانیروی لایه جدایشی میانی  $\eta = 10^{18}$  Pa.s در نظر گرفته شده است (Ruh et al., 2012). هم‌چنین برای توالی رسوبی، ضخامت ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. ستون رسوبی شامل لایه مقاوم و لایه جدایشی (Detachment) است. بر

روی توالی‌های رسوبی دگرریخت نشده یک لایه ۱۶ کیلومتری Sticky-air با گرانیروی و چگالی کم قرار گرفته است. این لایه یک سطح شبه آزاد در طول سطح تماس سنگ و هوا ایجاد کرده که تنش برشی خیلی ناچیزی در طول آن اعمال می‌شود (Crameri et al., 2012). برای اعمال کوتاه‌شدگی افقی یک سرعت ثابت  $v_x = 0.005$  m/yr و در برخی مدل‌ها  $v_x = 0.01$  m/yr به مرز جانبی سمت چپ مدل و در مدل‌های با گسل، به مرز جانبی سمت راست مدل اعمال می‌شود. سمت راست مدل شامل یک دیواره حائل (Back stop) از سمت خزر است که برای شبیه‌سازی آن سرعت در مرز آن صفر و شرایط مرزی no slip در نظر گرفته شده است (در مدل‌های بدون در نظر گرفتن فراسنج گسل). شرایط مرزی کف مدل نیز بر اساس سرعت اولیه  $+0.005$  m/yr تنظیم شده است که به شبیه‌سازی Back stop در سمت راست مدل کمک می‌کند. سرعت عمودی با فرض حفظ حجم درون جعبه مدل، به صورت زیر محاسبه می‌شود:

هر کیلومتر، ۳۰ درجه سانتی‌گراد)، ۶۰۰ درجه محاسبه شده است. Q انرژی فعال سازی حرارتی است که به لیتولوژی لایه‌ها وابسته است. میزان کوتاه‌شدگی در البرز طبق نظر آلن و همکاران (Allen et al., 2003a) بر اساس میزان جابه‌جایی و شواهد زمین‌شناختی ۲۵-۳۰ درصد محاسبه شده است. همچنین بر اساس برش‌های موازنه شده البرز مرکزی در راستای شمالی- جنوبی طبق نظر نظری و همکاران (Nazari et al., 2007)، این مقدار نزدیک به ۴۰ درصد محاسبه شده است. بر این اساس مقدار کوتاه‌شدگی اعمال شده در مدل‌ها حدود ۳۰ کیلومتر (تقریباً ۲۴ درصد) در نظر گرفته شده است. با توجه به این میزان کوتاه‌شدگی، مدت زمان اعمال شده در مدل‌های با نرخ سرعت کوتاه‌شدگی ۵ میلی‌متر در سال، ۶ میلیون سال و با نرخ سرعت کوتاه‌شدگی ۱۰ میلی‌متر در سال، ۳ میلیون سال در نظر گرفته شده است.

$$(1) \quad v_y = v_x \cdot (L_y/L_x)$$

که در آن  $v_y$  سرعت عمودی و  $L_y$  و  $L_x$  به ترتیب طول و عرض جعبه مدل اولری را نشان می‌دهد. در تمام مدل‌ها رابطه کرنش و تنش در پوشش رسوبی به صورت خطی (Linear, n=1) و در پی‌سنگ به صورت نمایی (Power law, n>1) است که به ویژگی‌های لیتولوژی و فراسنج حرارت وابسته است. فرمول رابطه‌ی تنش و کرنش غیر خطی (Flow law) به صورت زیر است (Ruh and Vergés, 2018):

$$(2) \quad e = A \cdot \sigma^n \cdot \exp(-Q/RT)$$

که در آن  $e$  کرنش،  $\sigma$  تنش و  $A$  مقادیر  $A_D$  نوشته شده در جدول (جدول ۲)، فراسنجی است که از قبل تعریف شده (pre-exponential) است و با توجه به جنس سنگ‌ها متفاوت است.  $T$  درجه حرارت موهو یا در واقع درجه حرارت کف لایه‌های سنگی است که برای مدل‌های انجام شده در این مطالعه با توجه به ضخامت لایه‌ها و درجه حرارت زمین گرمایی (به ازای

جدول ۲- فراسنج‌های رفتار رئولوژیکی لایه‌های مدل‌ها (Ranalli and Murphy, 1987; Ruh and Vergés, 2018)

Table 2. Rheological parameters of the layers in the models (Ranalli and Murphy, 1987; Ruh and Vergés, 2018).

Rock type	Rheology	Q (KJ mol <sup>-1</sup> )	A <sub>D</sub>	n	C <sub>p</sub> (m <sup>2</sup> K <sup>-1</sup> S <sup>-2</sup> )	K (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	ρ (kg/m <sup>3</sup> )	η (Pa·s)	φ (°)	φ <sub>w</sub> (°)	λ	Temp (°)
Sticky air	Linear	---	10 <sup>17</sup>	1	3·10 <sup>6</sup>	200	1	10 <sup>17</sup>	---	---	0	273
Rocks (competent)	Brittle (linear)	---	10 <sup>25</sup>	1	1·10 <sup>3</sup>	2.5	2600	10 <sup>25</sup>	30	30	0.4	273
Detachments	Ductile (linear)	---	10 <sup>18</sup> 10 <sup>19</sup>	1	1·10 <sup>3</sup>	2.5	2200	10 <sup>19</sup>	---	---	0	273
Basement (upper crust)	Wet Quartzite	154	2.5063 * 10 <sup>17</sup>	2.3	1·10 <sup>3</sup>	2.5	2800	10 <sup>25</sup>	30	30	0.36	500

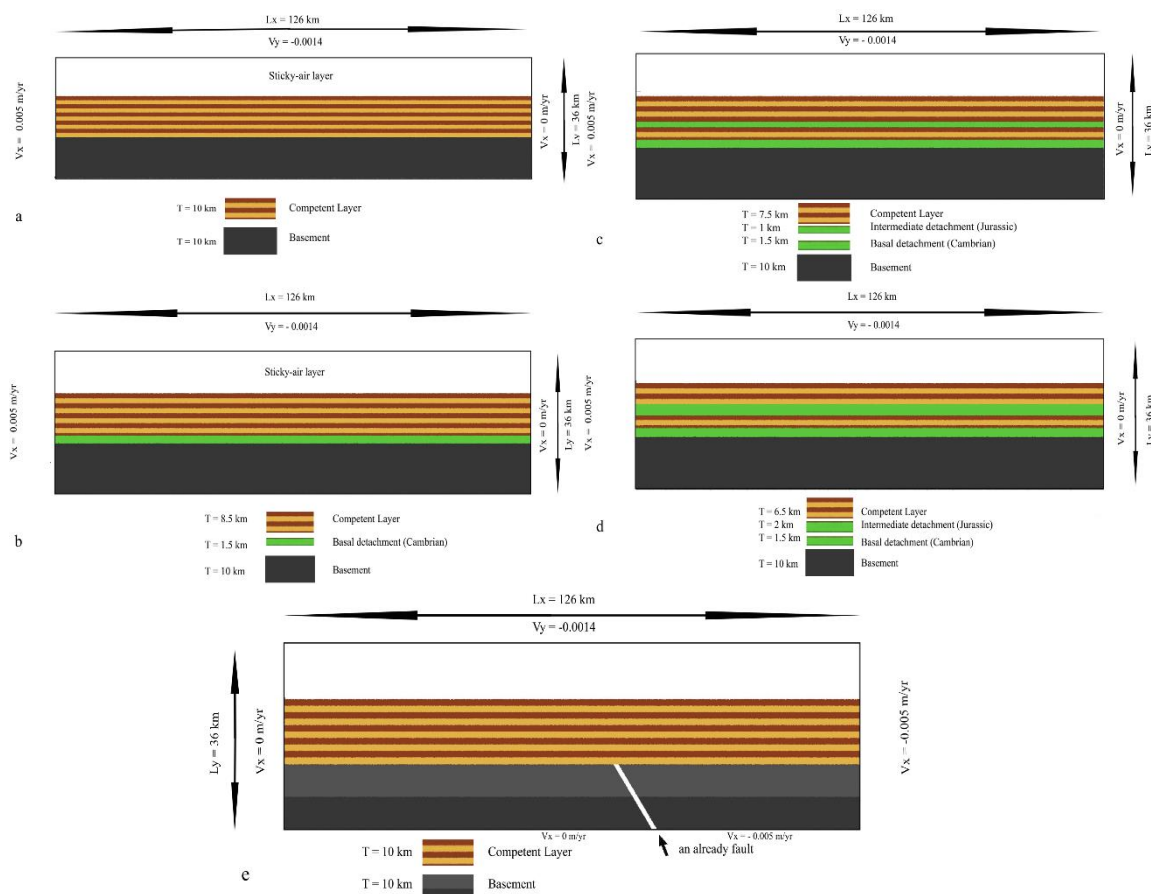
### مدل‌ها با فراسنج تأثیر لایه جدایشی

لایه جدایشی، یک سطح گسلش موازی با لایه‌بندی و یا یک لایه سست است که به علت گرانش کمتری، حالت پلاستیک‌تری نسبت به رسوبات لایه‌های بالایی و پایینی خود دارد و سبب جدایش ساختارهای لایه‌های تغییر شکل‌یافته پایینی از لایه‌های بالای خود می‌شود. سست بودن این سطوح می‌تواند سبب جابه‌جایی و چین‌خوردگی لایه‌های بالای خود شوند. در منطقه مورد مطالعه دو سری لایه جدایشی می‌توان در نظر گرفت که لایه جدایشی قاعده‌ای شبیه‌ساز سازندهای شیلی کامبرین و لایه جدایشی میانی شبیه‌ساز سازند شمشک در ژوراسیک است. از آنجایی که وجود لایه جدایشی تأثیر مهمی بر روی سبک ساختاری و طول موج چین‌ها دارند، تأثیر وجود لایه جدایشی قاعده‌ای (مدل ۱ و ۲، شکل ۷-a و b)

و همچنین با توجه به مشاهده ضخامت متفاوت سازند شمشک در برش‌های ترسیمی البرز مرکزی و البرز غربی (شکل ۴)، تأثیر ضخامت لایه جدایشی میانی (مدل ۳ و ۴، شکل ۷-c و d) نیز بر روی تحول ساختاری طی کوتاه‌شدگی برای شبیه‌سازی ساختار فعلی البرز باختری، انجام شده است.

### مدل ۱: بدون لایه جدایشی (No detachment)

در این مدل که ساده‌ترین مدل انجام شده است و به عنوان مدل مرجع در نظر گرفته شده است، هیچ لایه جدایشی وجود نداشته و لایه‌ها شامل پی‌سنگ و لایه‌های رسوبات بر روی آن است (شکل ۷-a). در این مدل کوتاه‌شدگی با سرعت ثابت به سمت چپ مدل اعمال شده است. روند تکامل ساختاری مدل طی زمان ۶ میلیون سال و ۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی است.



شکل ۷- تنظیمات هندسی اولیه مدل ۱ الی ۵، به ترتیب از a تا e.

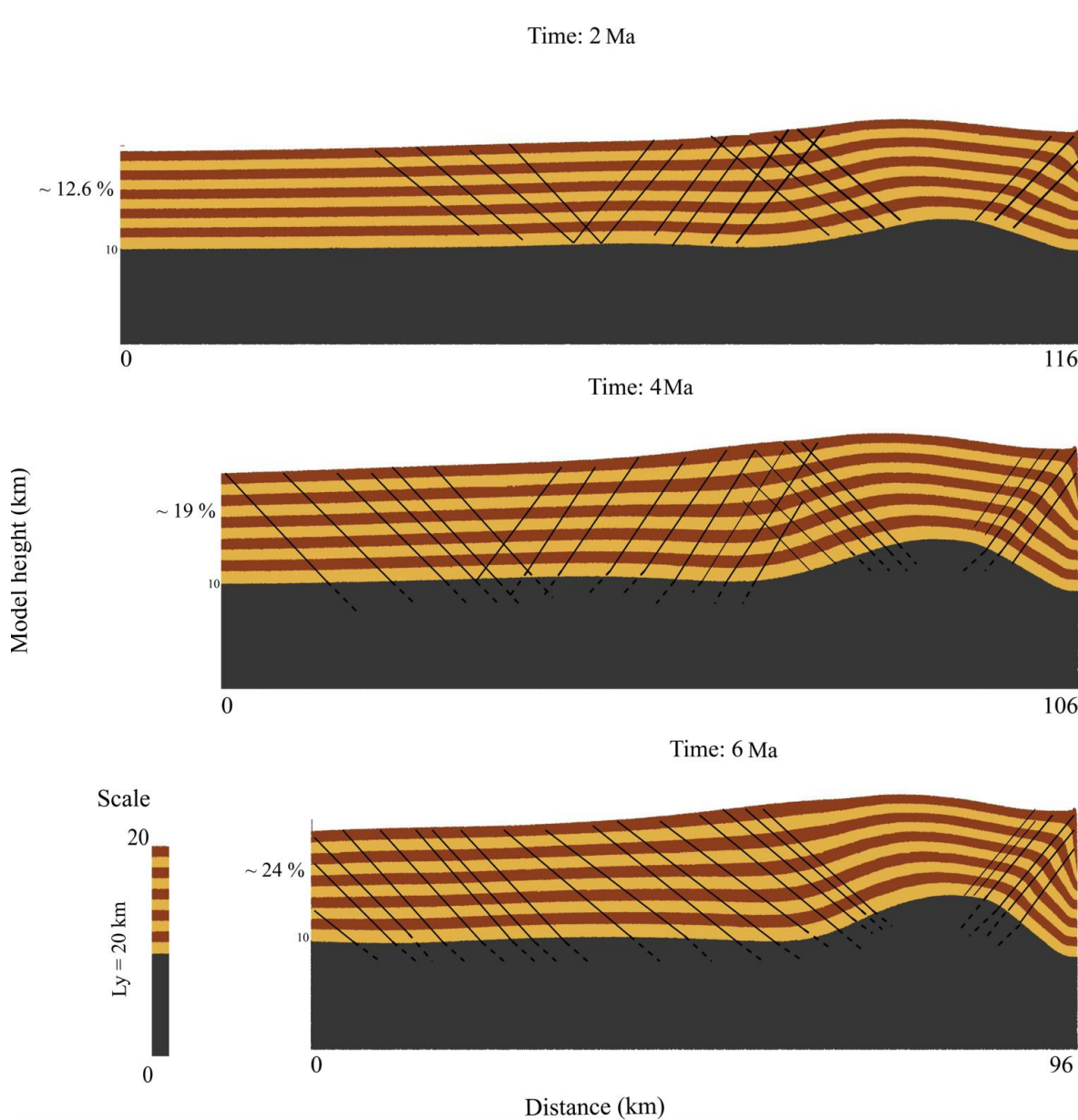
Fig. 7. Geometric setting of model 1 to 5, a to e, respectively.

راست مدل) رخ داده است و پیشروی راندگی‌ها به سمت پیش‌بوم است. یال پشتی تاقدیس به وجود آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالآمدگی بیشتری است. راندگی‌ها در کل پوشش رسوبی گسترش پیدا کرده‌اند اما تمرکز اصلی آنها در یال جلویی تاقدیس اصلی است (شکل‌های ۸ و ۹) و به سمت پیش‌بوم، از شدت دگرریختی آنها کاسته می‌شود. پس‌راندگی‌ها در این مدل از گسترش کمتری برخوردار است.

بخش سطحی تاقدیس اصلی نرخ کرنش بسیار کمتری ( $\log \dot{\epsilon} = -15 \text{ to } -17 \text{ 1/s}$ ؛ شکل ۹) نسبت به یال‌های آن نشان می‌دهد. دگرریختی در

بعد از گذشت ۲ میلیون سال (۱۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی) یک تاقدیس اصلی در سمت پس‌بوم (back stop) به صورت یک ساختار فراجسته (pop-up) تحت تأثیر رئولوژی پی‌سنگ (شکل ۸) و یک جفت پهنه برشی با نرخ کرنش بیشتر که در نمودار نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش مشخص شده (شکل ۹)، با میزان بالآمدگی ۳۶۰۰ متر ایجاد می‌شود. این پهنه‌های برشی شبیه‌ساز راندگی و پس‌راندگی در طبیعت در نظر گرفته شده‌اند. در این بازه زمانی با اعمال ۱۰ درصد کوتاه‌شدگی، بیشترین تمرکز دگرریختی و پهنه‌های برشی در سمت پس‌بوم (قسمت

پی‌سنگ نیز به تدریج از پس‌بوم به سمت پیش‌بوم  
(مرز چپ) کاهش می‌یابد.



شکل ۸- روند دگرریختی لایه‌های مدل ۱ در ۶ میلیون سال و تشکیل ساختار فراجسته (pop up structure). خطوط مشکی پهنه‌های با نرخ کرنش بیشتر مشاهده شده در نمودارهای نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش (شکل ۹) را نشان می‌دهند که به‌عنوان شبیه‌ساز پهنه‌های برشی یا گسلی تفسیر شده‌اند.

Fig. 8. Trend of layer deformation in the model 1 after 6 My and evolution of the popup structure. The black lines are the zones of high strain in the sedimentary cover visible in diagram of the second invariants of the strain rate tensor, which are interpreted as fault or shear zones

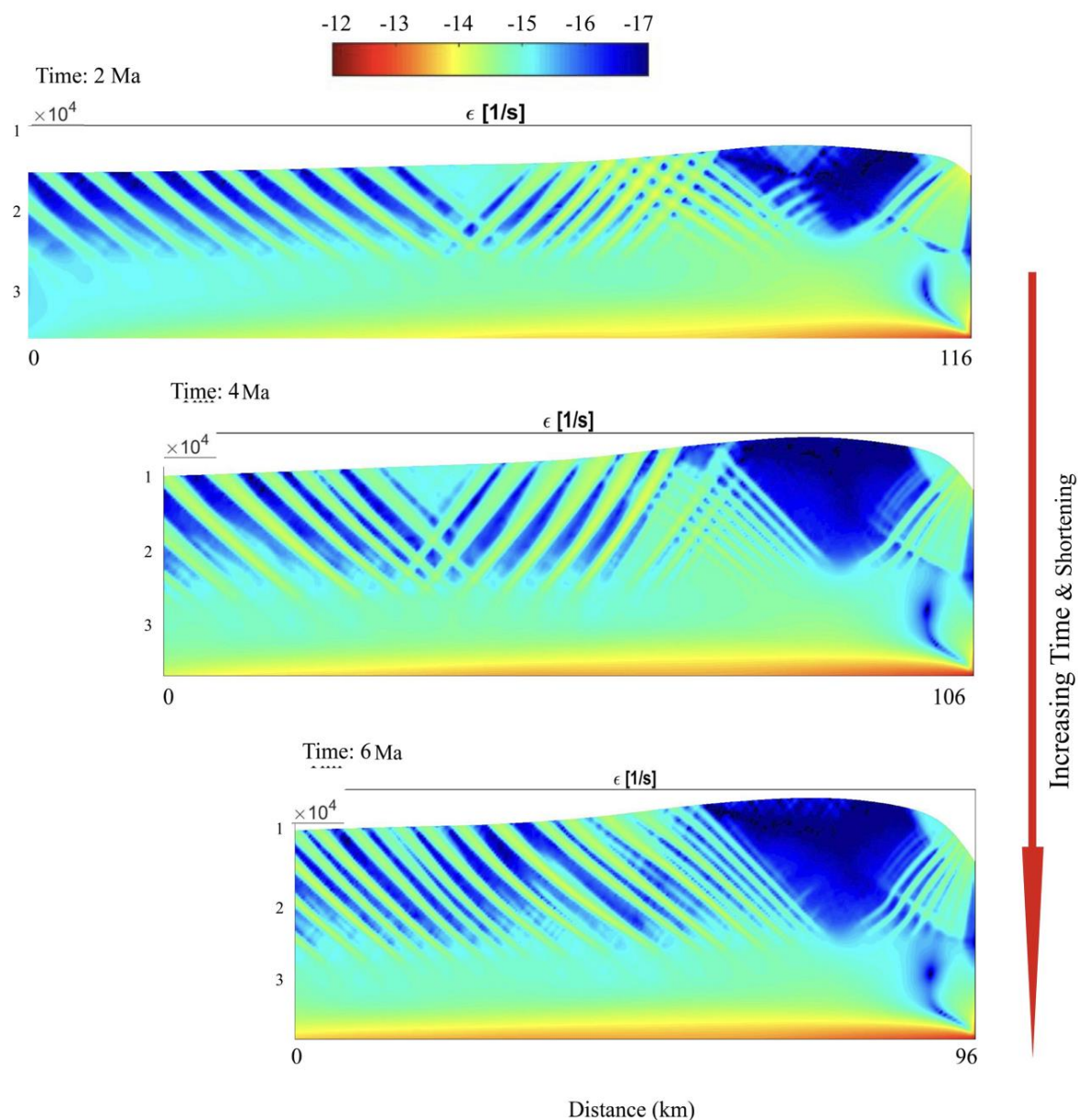
و شبیه‌ساز نهشته‌های شیلی مربوط به کامبرین در نظر گرفته شده است (شکل ۷). نرخ کوتاه‌شدگی ثابت  $v_x = 0.005 \text{ m/yr}$  به مرز جانبی چپ اعمال شده است. روند تکامل ساختاری مدل طی زمان ۶ میلیون و ۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی است.

بعد از گذشت دو میلیون سال (۱۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، در صورت وجود یک لایه جدایشی به ضخامت ۱/۵ کیلومتر در مرز بین پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی، یک تاقدیس اصلی در مرز راست مدل (back stop) به صورت یک جفت پهنه برشی به صورت راندگی و پس‌راندگی، همانند مدل ۱، تحت تأثیر یک جفت پهنه برشی می‌باشد (شکل ۱۰). تاقدیس در بخش یال پیشانی بالآمدگی کمی بیشتری نسبت به یال پشتی آن دارد. یال پیشانی تاقدیس چین‌خوردگی فرعی و گسل‌خوردگی نشان می‌دهد. راندگی‌ها در کل پوشش رسوبی گسترش پیدا می‌کنند اما تمرکز اصلی آنها در یال جلویی تاقدیس اصلی است و به سمت مرز چپ (پیش‌بوم) از شدت دگرریختی آنها کاسته می‌شود. در حالی که پس‌راندگی‌ها توسعه خیلی محدودتری دارند. همچنین یک چین‌خوردگی خیلی ملایم (یا اعوجاج) در سمت چپ تاقدیس اصلی (به عبارتی به سمت پیش‌بوم) دیده می‌شود. بخش سطحی تاقدیس اصلی همانند مدل ۱ نرخ استرین خیلی کمتری ( $\log \dot{\epsilon} = -15 \text{ to } -17 \text{ 1/s}$ ؛ شکل ۱۱) نسبت به یال‌های آن نشان می‌دهد. دگرریختی در پی‌سنگ نیز به تدریج از پس‌بوم به پیش‌بوم کاهش می‌یابد.

بعد از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، گسل‌های راندگی در یال جلویی تاقدیس اصلی توسعه پیدا می‌کند. همچنین یک چین‌خوردگی بسیار ملایم (یا اعوجاج) به سمت پیش‌بوم تاقدیس اصلی تشکیل می‌شود. بالآمدگی تاقدیس در این زمان حدود ۲۰۰۰ متر بیشتر از ۲ میلیون سال است. دگرریختی در پی‌سنگ نسبت به زمان قبل گسترش بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۸). بعد از گذشت ۶ میلیون سال (۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، چین‌خوردگی ملایمی که در زمان قبلی در پیش‌بوم تاقدیس اصلی دیده می‌شود، نمود بیشتری پیدا کرده است. بالآمدگی تاقدیس اصلی در این زمان حدود ۱۸۰۰ متر بیشتر از ۴ میلیون سال است. گسل‌های راندگی در یال جلویی تاقدیس اصلی توسعه بیشتری پیدا کرده است. شیب یال پشتی تاقدیس اصلی نسبت به یال جلویی آن در این زمان بیشتر است و چین‌اندکی نامتقارن شده به سمت راست مدل گرایش دارد (شکل ۸). راندگی‌ها در کل پوشش رسوبی گسترش پیدا کرده‌اند. در این مدل با وجود راندگی‌های متعدد ایجاد شده، میزان جابه‌جایی بر روی هر یک کم بوده و توسعه پس‌راندگی‌ها نیز پس از حدود ۲۵ درصد کوتاه‌شدگی محدود به سمت پس‌بوم است (شکل ۹).

## مدل ۲: لایه جدایشی قاعده‌ای (Basal detachment)

در این مدل بر روی پی‌سنگ یک لایه جدایشی با ضخامت ۱/۵ کیلومتر به عنوان لایه جدایشی قاعده‌ای

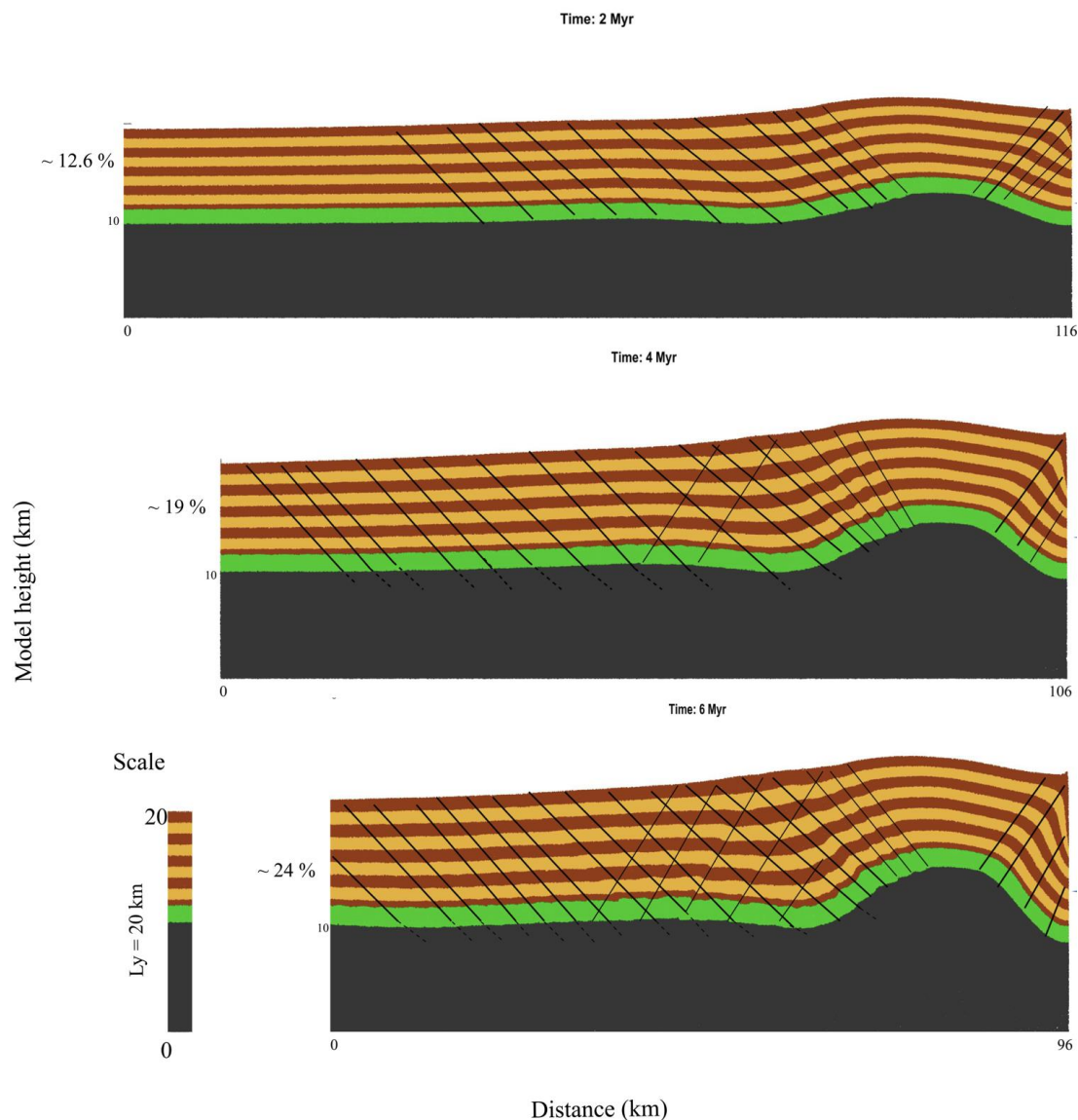


شکل ۹- روند تغییرات در نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش در مدل ۱. عدد ۱۲- نشانه بیشترین نرخ کرنش است. به سمت رنگ آبی تیره (۱۶-)، نرخ کرنش کاهش می‌یابد. نوارهای با کرنش بیشتر (تقریباً سبز رنگ) در پوشش رسوبی نشان‌دهنده پهنه‌های برشی یا گسلی هستند.

Fig. 9. Trend of changes in the second invariants of the strain rate tensor in the model 1. No. -12 indicates the highest strain rate. Towards the darker color (-16), the strain rate is decreasing. Bands of high strain (almost green) in the sedimentary cover indicate fault or shear zones.

این زمان افزایش یافته است (شکل ۱۱). نسبت به زمان قبل، دگرریختی به سمت پیش‌بوم افزایش پیدا کرده و همچنین پس‌راندگی‌ها در یال جلویی تاقدیس اصلی نیز گسترش می‌یابند.

بعد از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، چین‌خوردگی فرعی و گسلش یال پیشانی تاقدیس اصلی توسعه پیدا می‌کند. فاصله بین پهنه‌های برشی و عرض آنها نسبت به مدل قبل در



شکل ۱۰- روند دگرریختی لایه‌ها با وجود سطح جدایشی قاعده‌ای در مدل ۲. پس از حدود ۲۴ درصد کوتاه‌شدگی، راندگی‌ها در یال جلویی تاقدیس افزایش یافته و تمایل چین اصلی، اندکی به سمت پس‌بوم است.

Fig. 10. Trend of layer deformation in the presence of basal detachment in model 2. After ~24% shortening, minor thrusts were developed in the frontal limb of the anticline, and the vergence of the fold is toward the backstop.

بعد از گذشت ۶ میلیون سال (۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، تعداد چین‌خوردگی‌های فرعی و گسلش در یال جلویی تاقدیس افزایش می‌یابد. چین‌خوردگی ملایمی که در زمان قبلی در سمت پیش بوم تاقدیس اصلی دیده می‌شود، کاملاً نمود پیدا کرده و راندگی‌های کوچکی را شامل شده است. به علاوه، گسلش در یال پیشانی تاقدیس اصلی توسعه بیشتری پیدا کرده است. پس‌راندگی‌ها همچنان نسبت به راندگی‌ها در پیش‌بوم توسعه محدودی داشته اما به نسبت زمان‌های قبل گسترش پیدا کرده‌اند. راندگی‌ها در کل پوشش رسوبی گسترش بسیار بیشتری را نشان می‌دهند و نرخ استرین در آنها بیشتر است ( $\log \epsilon = -14 \text{ 1/s}$ ; شکل ۱۱). پس از حدود ۲۴ درصد کوتاه‌شدگی، تمایل چین اصلی، اندکی به سمت پس‌بوم (سمت راست مدل) است (شکل ۱۰).

**مدل ۳: با وجود لایه‌های جدایشی قاعده‌ای و میانی نازک (Basal & thin intermediate detachment)**

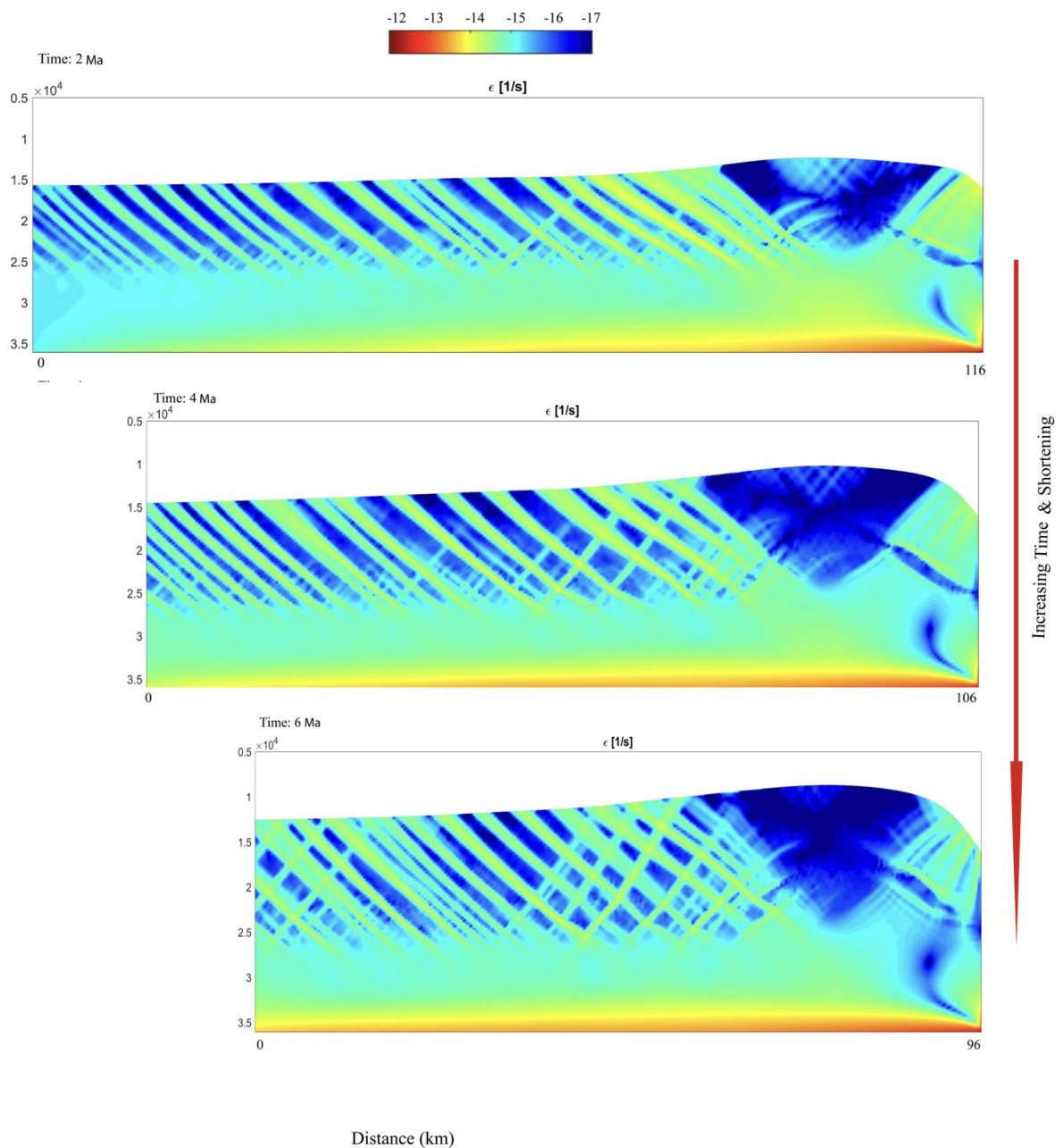
در این مدل به تنظیمات مدل ۲، یک لایه جدایشی میانی به ضخامت ۱ کیلومتر (شبه‌ساز سازند شیلی شمشک به سن ژوراسیک) اضافه شده است (شکل ۷) و در مابقی فراسنج‌ها نظیر نرخ کوتاه‌شدگی، زمان و میزان آن تغییری ایجاد نشده است.

بعد از گذشت دو میلیون سال، گسلش و چین‌خوردگی فرعی در یال جلویی تاقدیس نسبت به مدل بدون سطح جدایشی میانی بیشتر است (شکل ۱۲). با ادامه‌ی روند کوتاه‌شدگی (۲۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، عملکرد راندگی‌ها و پس‌راندگی‌ها سبب بالآمدگی بیشتر تاقدیس شده و وجود لایه جدایشی میانی باعث کمتر شدن طول موج چین و محدود شدن توسعه پس‌راندگی‌ها در سمت پس‌بوم نسبت به مدل ۱ و ۲ شده است (شکل ۱۲). اما پس‌راندگی‌ها در سمت پیش‌بوم توسعه بیشتری دارد. همچنین لایه جدایشی سبب افزایش چین‌خوردگی‌ها بر روی یال پیشانی تاقدیس اصلی شده است. در نهایت پس از گذشت ۶ میلیون سال (۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، دامنه چین اصلی بیشتر شده است. همچنین روند افزایش چین‌های فرعی و گسلش همچنان رو به پیشانی مدل است اما جابه‌جایی بر روی هر گسل کم می‌باشد. بالآمدگی در یال پیشانی تاقدیس بیشتر از یال پشتی آن است و تمایل چین به سمت پس‌بوم (Hinterland) است. دگرریختی تقریباً در کل پوشش رسوبی اعمال شده است و راندگی‌ها و پس‌راندگی‌ها در پیش‌بوم گسترش پیدا کرده‌اند. پهنه‌های برشی پوشش رسوبی تا حدی در بخش بالایی پی‌سنگ نیز توسعه یافته‌اند. اما تمرکز اصلی این پهنه‌ها در یال‌های چین و بیشتر در پیشانی و سمت پیش‌بوم است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).

بعد از گذشت ۶ میلیون سال (۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، تعداد چین‌خوردگی‌های فرعی و گسلش در یال جلویی تاقدیس افزایش می‌یابد. چین‌خوردگی ملایمی که در زمان قبلی در سمت پیش بوم تاقدیس اصلی دیده می‌شود، کاملاً نمود پیدا کرده و راندگی‌های کوچکی را شامل شده است. به علاوه، گسلش در یال پیشانی تاقدیس اصلی توسعه بیشتری پیدا کرده است. پس‌راندگی‌ها همچنان نسبت به راندگی‌ها در پیش‌بوم توسعه محدودی داشته اما به نسبت زمان‌های قبل گسترش پیدا کرده‌اند. راندگی‌ها در کل پوشش رسوبی گسترش بسیار بیشتری را نشان می‌دهند و نرخ استرین در آنها بیشتر است ( $\log \epsilon = -14 \text{ 1/s}$ ; شکل ۱۱). پس از حدود ۲۴ درصد کوتاه‌شدگی، تمایل چین اصلی، اندکی به سمت پس‌بوم (سمت راست مدل) است (شکل ۱۰).

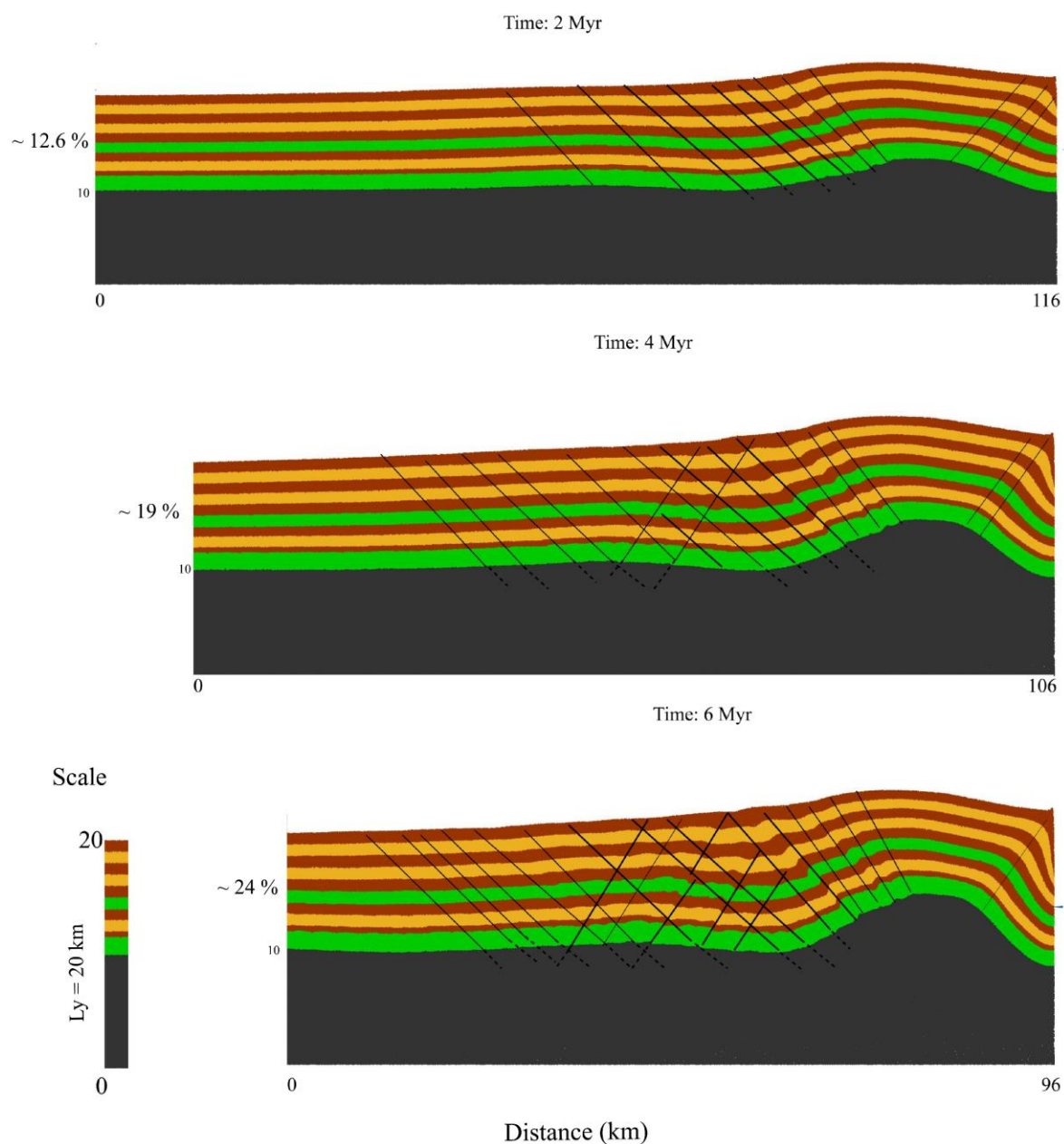
### مدل ۳: با وجود لایه‌های جدایشی قاعده‌ای و میانی نازک (Basal & thin intermediate detachment)

در این مدل به تنظیمات مدل ۲، یک لایه جدایشی میانی به ضخامت ۱ کیلومتر (شبه‌ساز سازند شیلی شمشک به سن ژوراسیک) اضافه شده است (شکل ۷) و در مابقی فراسنج‌ها نظیر نرخ کوتاه‌شدگی، زمان و میزان آن تغییری ایجاد نشده است.

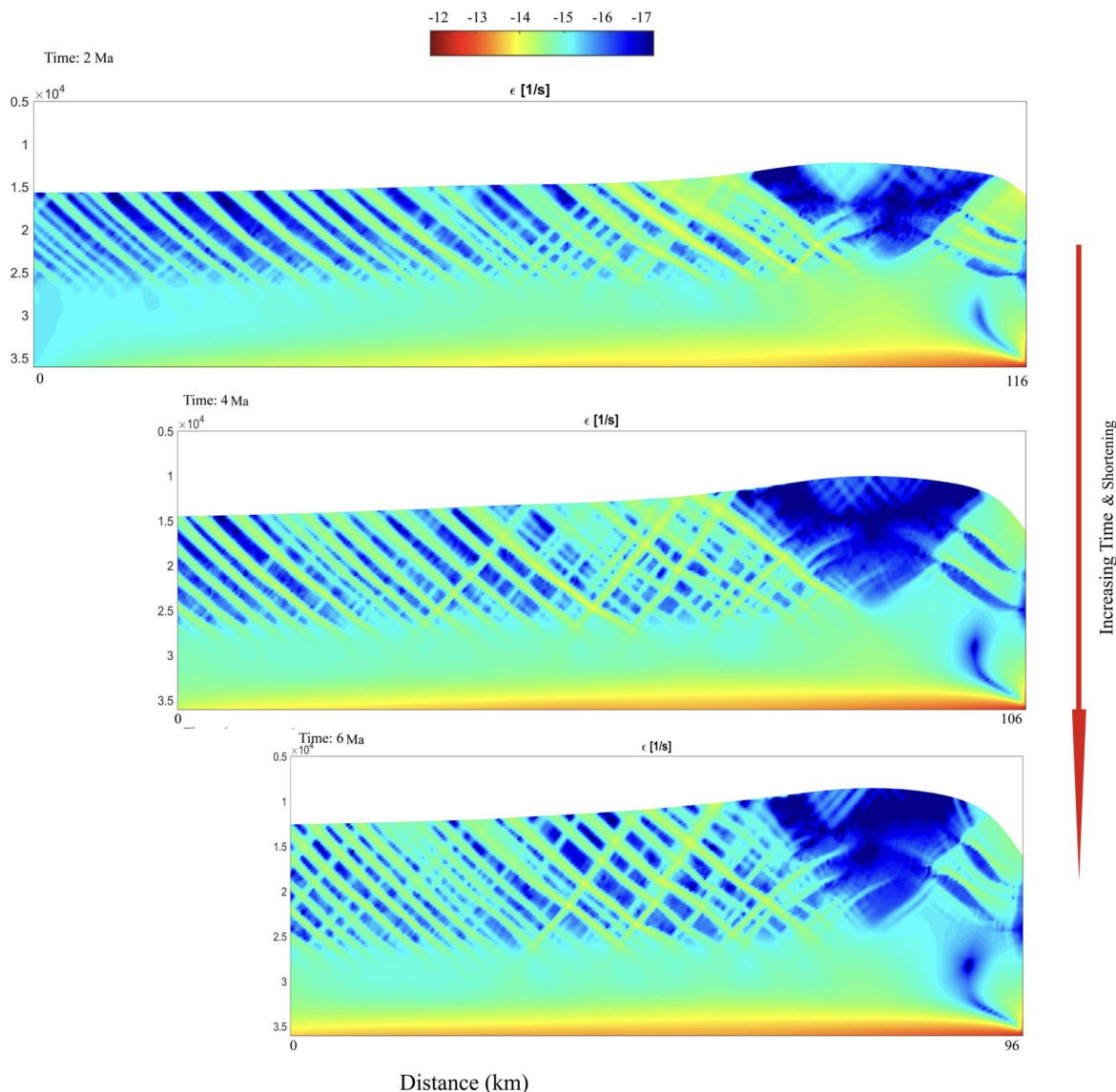


شکل ۱۱- روند تغییرات در نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش در مدل ۲. با وجود لایه جدایشی قاعده‌ای، بخش سطحی تاقدیس اصلی نرخ کرنش خیلی کمتری ( $\log \epsilon = -15 \text{ to } -17 \text{ 1/s}$ ) نسبت به یال‌های آن نشان می‌دهد.

Fig. 11. Trend of changes in the second invariants of the strain rate tensor in model 2. In presence of a basal detachment, the upper part of the main anticline shows a lower strain rate ( $\log \epsilon = -15 \text{ to } -17 \text{ 1/s}$ ) compared to the limbs.



شکل ۱۲- روند تغییرات دگرریختی لایه‌ها با وجود لایه جدایشی قاعده‌ای و سطح جدایشی میانی به طور همزمان در مدل ۳.  
Fig. 12. Trend of deformation in the presence of a basal and an intermediate detachment in model 3.



شکل ۱۳- روند تغییرات در نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش در مدل ۳. تمرکز اصلی پهنه‌های برشی در یال‌های چین و بیشتر در پیشانی و سمت پیش بوم است.

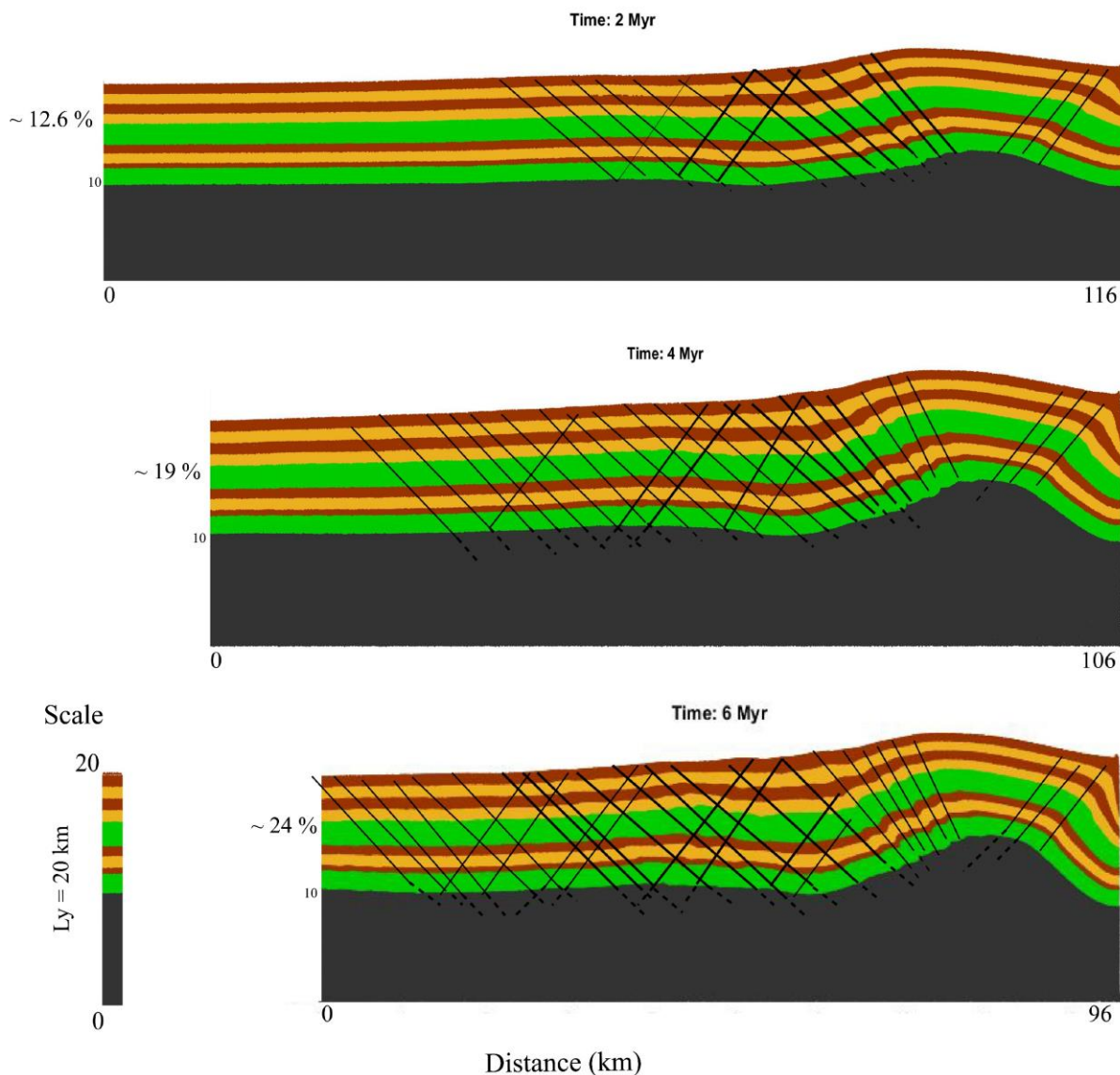
Fig. 13. Trend of changes in the second invariants of the strain rate tensor in model 3. The shear zones are mainly concentrated on the limb of the fold, especially in the front and towards the foreland.

در این مدل ترتیب لایه‌ها، تنظیمات اولیه مدل و میزان سرعت کوتاه‌شدگی مانند مدل ۳ است با این تفاوت که در این مدل ضخامت لایه جدایشی میانی ضخیم‌تر و ۲ کیلومتر در نظر گرفته شده است (شکل ۷). بعد از گذشت دو میلیون سال (۱۰ کیلومتر

مدل ۴: وجود لایه‌های جدایشی قاعده‌ای و میانی ضخیم (Basal & thick intermediate detachment)

15/1؛ شکل ۱۵). با وجود لایه جدایشی میانی ضخیم‌تر، پس‌راندگی‌ها با میزان کوتاه‌شدگی کمتری نسبت به مدل قبل (با لایه جدایشی نازک‌تر) در سمت پیش‌بوم نیز توسعه می‌یابند.

کوتاه‌شدگی)، بالآمدگی با گسلش ایجاد شده در یال جلویی همراه است (شکل ۱۴). در این زمان، توسعه و عملکرد پس‌راندگی‌ها نسبت به گسترش راندگی‌ها نسبتاً کمتر است. اما نرخ کرنش در دو طرف چین اصلی به یک میزان است ( $\log \dot{\epsilon} = -14$  to  $-10$ )

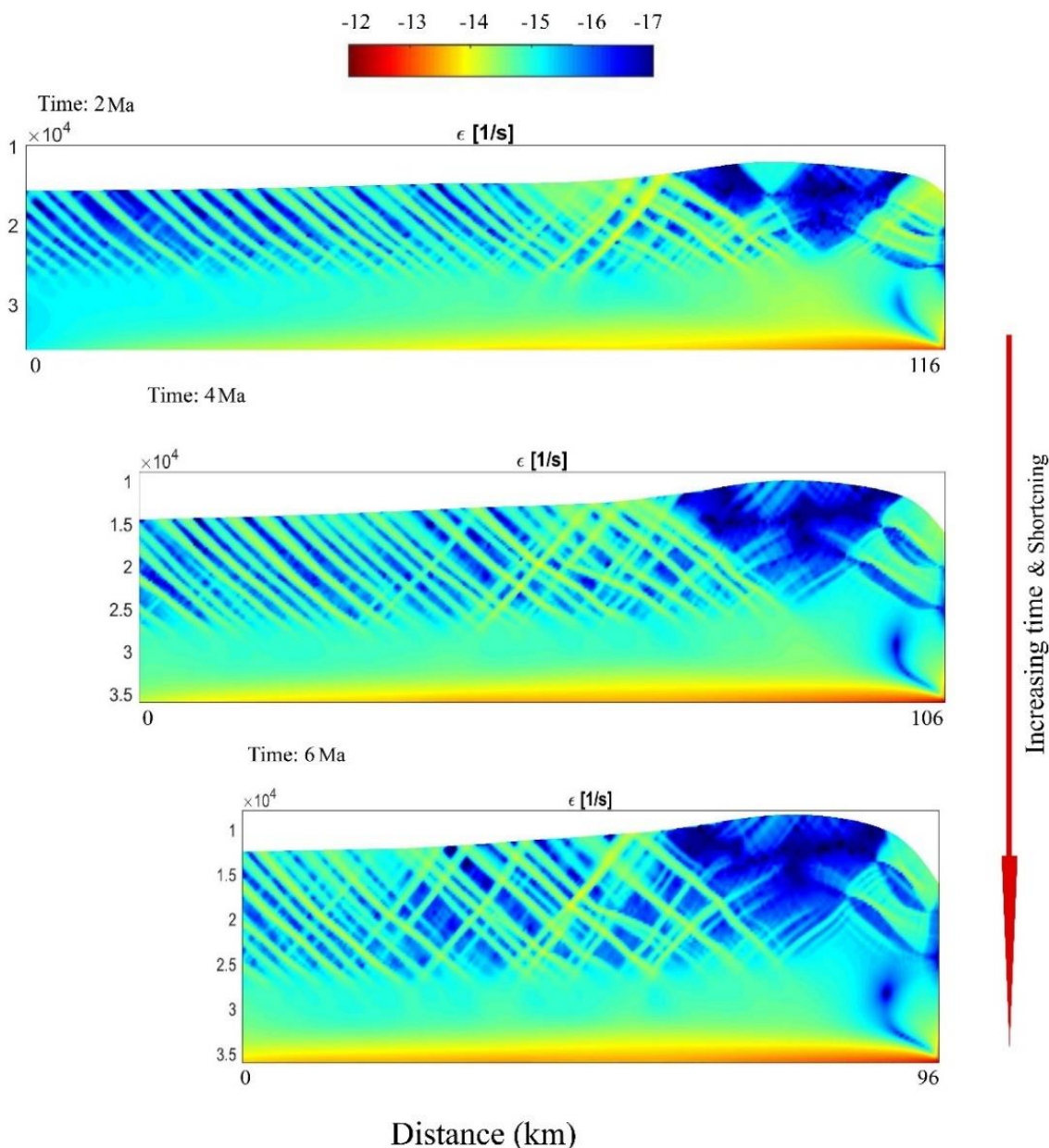


شکل ۱۴- روند تغییرات دگرریختی لایه‌ها در مدل ۴ با وجود سطح جدایشی قاعده‌ای و سطح جدایشی میانی ضخیم‌تر  
 Fig. 14. Trend of layer deformation in the presence of a basal and a thicker intermediate detachment in the model 4.

بالا آمدگی در یال جلویی تاقدیس همچنان بیشتر از یال پشتی آن است و دگرریختی تقریباً در کل پوشش رسوبی توسعه یافته است. در هر مرحله از دگرریختی گسل‌های ایجاد شده به دلیل به زیرانده شدن رسوبات، به سمت پس‌بوم چرخیده و بر شیب آنها افزوده می‌شود. با افزایش شیب راندگی‌ها گسل غیرفعال شده و گسل جدید در پیشانی با شیب کمتر شکل می‌گیرد. به همین ترتیب این اتفاق برای راندگی‌های جدید رخ داده و باعث تشکیل راندگی جدید در پیشانی می‌شود (شکل ۱۴). تجمع پهنه‌های برشی و بیشترین نرخ کرنش به سمت پیشانی و در پیش‌بوم اتفاق افتاده است (شکل ۱۵).

پس از گذشت ۴ میلیون سال، افزایش ضخامت لایه جدایشی میانی سبب نازک شدن لایه مقاوم بالایی و کمتر شدن طول موج چین نسبت به ۳ مدل قبل شده است (شکل ۱۷). همچنین موجب افزایش چین‌خوردگی‌ها بر روی یال پیشانی تاقدیس اصلی و نزدیک به تاق چین شده است. بیشترین تمرکز دگرریختی و بالا آمدگی در سمت پس‌بوم است اما به تدریج دگرریختی با میزان کمتری نسبت به مرز راست (Back stop) به سمت پیشانی نیز گسترش پیدا کرده است.

پس از گذشت ۶ میلیون سال (۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، دامنه چین اصلی افزایش یافته و روند افزایش راندگی‌ها همچنان ادامه داشته است.



شکل ۱۵- روند تغییرات در نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش در مدل ۴. تجمع پهنه‌های برشی و بیشترین نرخ استرین به سمت پیشانی و در پیش بوم اتفاق افتاده است.

Fig. 15. Trend of changes in the second invariants of the strain rate tensor in model 4. The shear zones and the highest strain rate are mainly concentrated in the front and towards the foreland.

مقایسه‌ی سری مدل با فراسنج تأثیر لایه  
 جدايشی  
 با توجه به نتایج به دست آمده از این سری مدل‌ها  
 پس از حدود ۲۴ درصد کوتاه‌شدگی، می‌توان دریافت

عملکرد گسل پی‌سنگی همزمان با کوتاه‌شدگی بر روی دگرریختی ساختار مدل، در مدل ۵، یک سطح گسلی از پیش موجود تعریف شده و دگرریختی با وجود گسل شروع شده است.

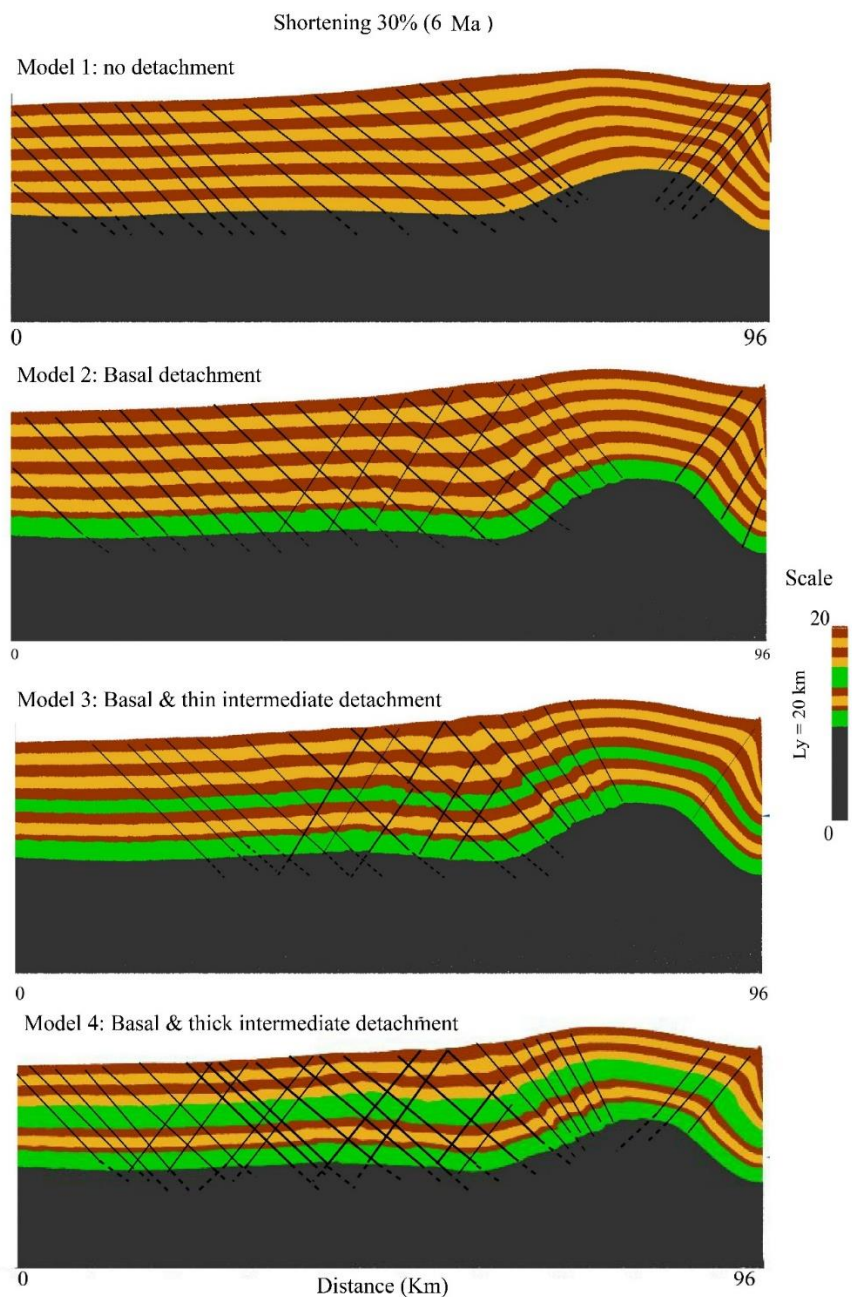
#### مدل ۵: گسل از پیش موجود پی‌سنگی (pre-existing basement fault)

مدل ۵ شامل پی‌سنگ و لایه‌های رسوبی بر روی آن است و لایه جدایشی حذف شده است (شکل ۷). در این مدل یک گسل پی‌سنگی به صورت یک سطح ضعف از پیش موجود (با زاویه اصطکاک کمتر نسبت به پی‌سنگ) تنظیم شده است (شکل ۷). پی‌سنگ در دولایه با ویژگی‌های یکسان و رنگ متفاوت فقط برای نمایش بهتر دگرریختی در پی‌سنگ طراحی شده است. پی‌سنگ در محل سطح گسلی زاویه اصطکاک کمتری ( $\phi = 10^\circ$ ) نسبت به کل پی‌سنگ ( $\phi = 30^\circ$ ) دارد. از آنجا که در این مدل، دگرریختی‌های مرتبط با مرحله اولیه کشش ایجاد کننده این گسل از قبل موجود در نظر گرفته نشده، یک ناپیوستگی سرعتی در مرز زیرین در محل سطح ضعف طراحی شده اعمال شده است تا ایجاد دگرریختی اولیه را مقید به محل پهنه ضعیف‌تر کند (از محدودیت‌های مدل‌سازی در این تحقیق) و در نتیجه دگرریختی‌های ایجاد شده بیشتر شبیه به منطقه شوند.

که رئولوژی لایه جدایشی قاعده‌ای و لایه جدایشی میانی در بین لایه‌های سنگی نقش موثری در روند تکامل ساختارها، تشکیل و توسعه‌ی چین‌خوردگی و گسلش در مدل‌ها داشته است (شکل ۱۶). وجود یک لایه جدایشی قاعده‌ای در مقایسه با مدل مرجع، سبب افزایش چین‌خوردگی فرعی در یال جلویی راندگی اصلی شده و همچنین سبب ایجاد پس‌راندگی‌ها در محدوده‌ی پیش‌بوم شده است. یک لایه جدایشی میانی با گرانروی کمتر نسبت به لایه جدایشی قاعده‌ای، روند توسعه چین‌های فرعی را افزایش داده و دگرریختی را در پیش‌بوم بیشتر از قبل و تا فاصله بیشتری از پس‌بوم گسترش داده است. در نهایت در مدل ۴، با وجود لایه جدایشی میانی ضخیم‌تر، راندگی‌ها و پس‌راندگی‌ها در سراسر مدل به خوبی گسترش پیدا کرده‌اند و میزان چین‌خوردگی‌های فرعی در مقایسه با مدل‌های ۱، ۲ و ۳، افزایش چشمگیری داشته است. همچنین دگرریختی، بالآمدگی در لایه‌ها و توسعه پس‌راندگی‌ها در پیشانی و پیش‌بوم، در مدل ۴ بیشتر از مدل‌های دیگر این سری می‌باشد (شکل ۱۵ و ۱۶).

#### تأثیر وجود گسل پی‌سنگی

گسل‌های پی‌سنگی باعث تمرکز دگرریختی در محل گسلش شده، لایه‌های رسوبی بر روی آنها حرکت کرده و بدون آنکه ضخیم‌شدگی بیش از حد پوسته قاره‌ای رخ دهد کوتاه‌شدگی قابل توجهی را در این لایه‌ها به وجود می‌آورند. برای بررسی تأثیر

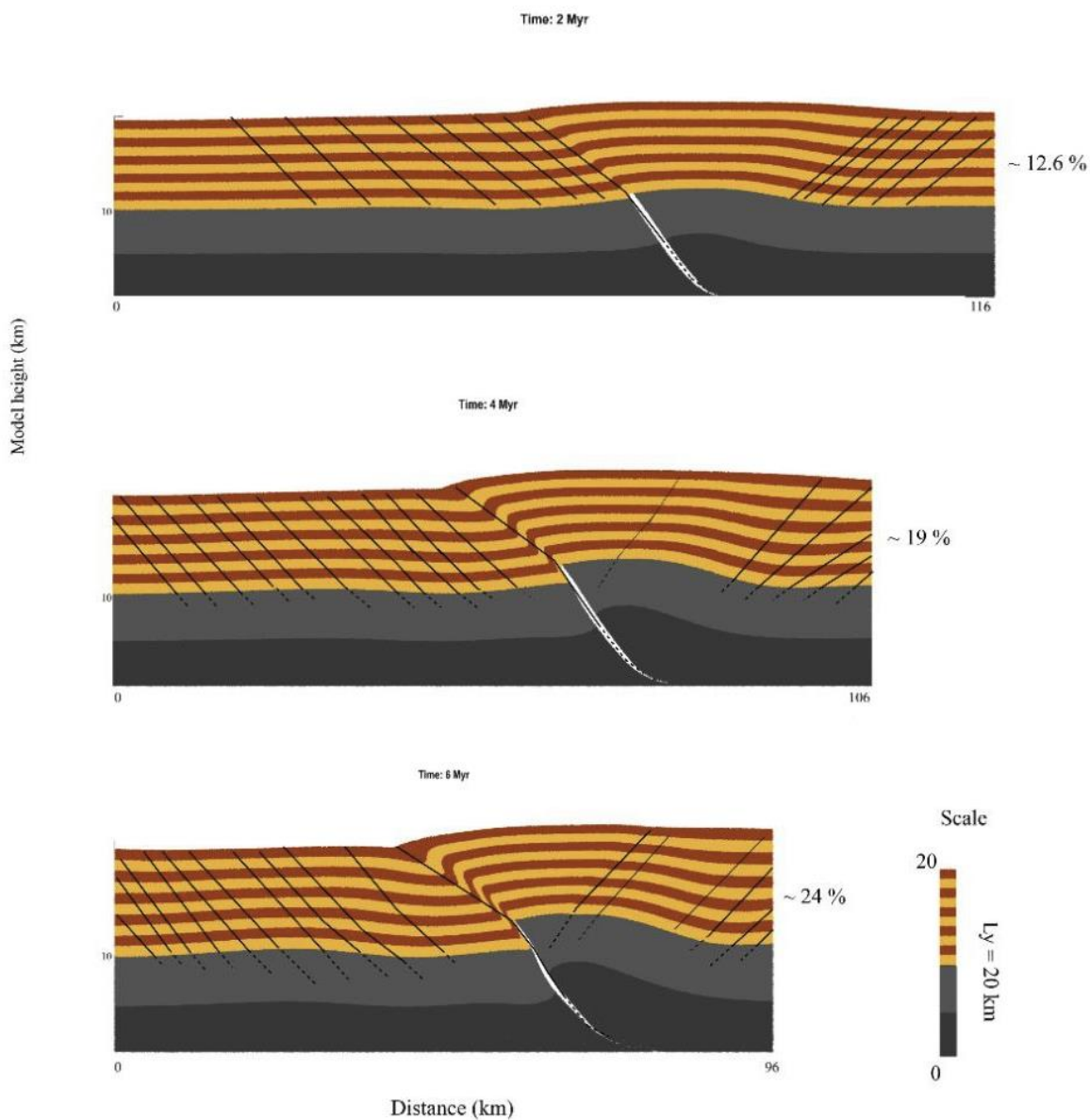


شکل ۱۶- مقایسه سری مدل با فراسنج لایه جدایشی به ترتیب از بالا به پایین. مدل ۱ (مدل مرجع)، بدون لایه جدایشی؛ مدل ۲، با لایه جدایشی قاعده‌ای؛ مدل ۳، با دو لایه جدایشی قاعده‌ای و میانی (ضخامت ۱ کیلومتر)؛ مدل ۴، با دو لایه جدایشی قاعده‌ای و میانی (ضخامت ۲ کیلومتر)

Fig. 16. Comparison of the models 1 to 4, according to the detachment parameter. From top to bottom: Model 1 without a detachment (reference model); Model 2, with a basal detachment; Model 3, with a basal and an intermediate (1 km thickness) detachment; Model 4, with a basal and a thicker (2 km thickness) intermediate detachment.

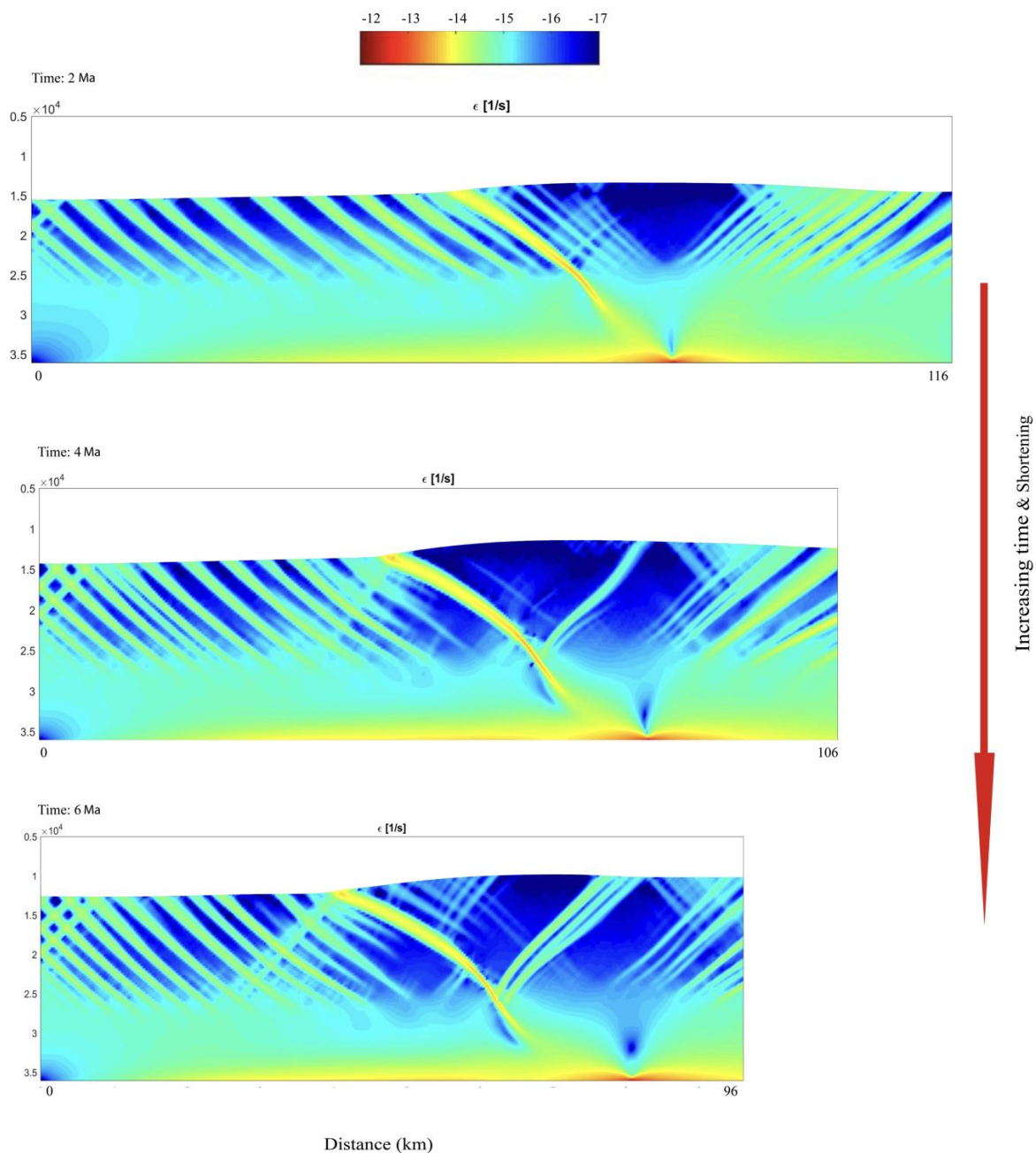
(گسل از پیش موجود) و توسط آن صورت گرفته و جابه‌جایی بر روی پس‌راندگی بسیار کم است. در نتیجه تمام تمایل چین به سمت پیش‌بوم (سمت چپ مدل) است. در این مدل پی‌سنگ کاملاً تحت تأثیر گسل دچار دگرریختی شده و دگرریختی فقط محدود به پوشش رسوبی نیست. بیشترین نرخ استرین با میزان  $(\log \dot{\epsilon} = -13 \text{ to } -14 \text{ 1/s})$  مربوط به محدوده‌ی گسل از پیش موجود است (شکل ۱۸). در نهایت پس از ۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی، بالآمدگی چین تحت تأثیر جابه‌جایی لایه‌ها بر روی گسل از پیش موجود ۱۳۰۰ متر افزایش یافته است. یک چین بسیار ملایم در سمت چپ راندگی اصلی در حال شکل‌گیری است. جابه‌جایی بر روی راندگی ادامه دارد و پس‌راندگی‌ها در مقایسه با راندگی‌ها (زون‌های برشی با جهت رو به فورلند) تأثیرگذاری کمتری دارند. پس‌راندگی‌ها با گذر زمان در محدوده چین اصلی نرخ استرین کمتری نسبت به راندگی‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۸). در نهایت پس از حدود ۲۴ درصد کوتاه‌شدگی، پهنه‌های برشی به صورت راندگی و پس‌راندگی شکل می‌گیرد.

یک سرعت کوتاه‌شدگی منفی ثابت  $-0.005 = v_x \text{ m/yr}$  به مرز جانبی راست اعمال شده است. روند تکامل ساختاری طی زمان ۶ میلیون و ۳۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی است. پس از گذشت دو میلیون سال (۱۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، با شروع فشارش یک چین‌خوردگی ملایم و تقریباً متقارن به صورت چین‌شکن (Kink fold) بر روی محل ناپیوستگی سرعتی، تحت تأثیر پهنه‌های برشی (راندگی و پس‌راندگی، شکل ۱۷) با میزان بالآمدگی ۲۶۰۰ متر شکل می‌گیرد. پس از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی)، میزان بالآمدگی چین نسبت به زمان قبل ۲۰۰۰ متر بیشتر شده است. گسل از پیش موجود با عملکردی به شکل یک راندگی، پیشروی کرده و یال جلویی چین که بر روی گسل تشکیل شده است، شیب بیشتری به خود می‌گیرد. لایه‌ها در این ناحیه نازک شده و در ناحیه گسلش چین‌کشان (drag fold) شکل می‌گیرد. همزمان با عملکرد گسل از پیش موجود، پس‌راندگی (پهنه برشی با جهت رو به پس‌بوم) در یال پشتی چین نیز شکل گرفته است. جابه‌جایی لایه‌ها به صورت غالب بر روی گسل راندگی



شکل ۱۷- روند تغییرات دگرریختی لایه‌ها در مدل ۵ و تشکیل ساختار فراجسته (pop up structure) پس از اعمال فشارش. با افزایش فشردگی تعداد پهنه‌های برشی افزایش می‌یابد و تمایل چین به سمت پیش بوم است.

Fig. 17. Trend of layer deformation in model 5 and the formation of pop up structure after compression. With increasing of the compression, the number of of shear zones (with higher strain) increases and the fold vergence is toward the foreland.



شکل ۱۸- روند تغییرات در نامتغیر دوم تنسور نرخ کرنش در مدل ۵. بیشترین نرخ کرنش با میزان  $(\log \dot{\epsilon} = -13 \text{ to } -14 \text{ 1/s})$  مربوط به محدوده گسل از پیش موجود است.

Fig. 18. The changes in the second invariants of the strain rate tensor by increasing time and shortening in model 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \text{ to } -14 \text{ 1/s}$ ) belongs to the area with pre-existing fault.

نتیجه مقایسه‌ای مدل با فراسنج تأثیر گسل پی  
 در صد کوتاه‌شدگی، نشان می‌دهد که وجود گسل  
 پی‌سنگی و مدل مرجع  
 پی‌سنگی علاوه بر گسترش پهنه‌های برشی در

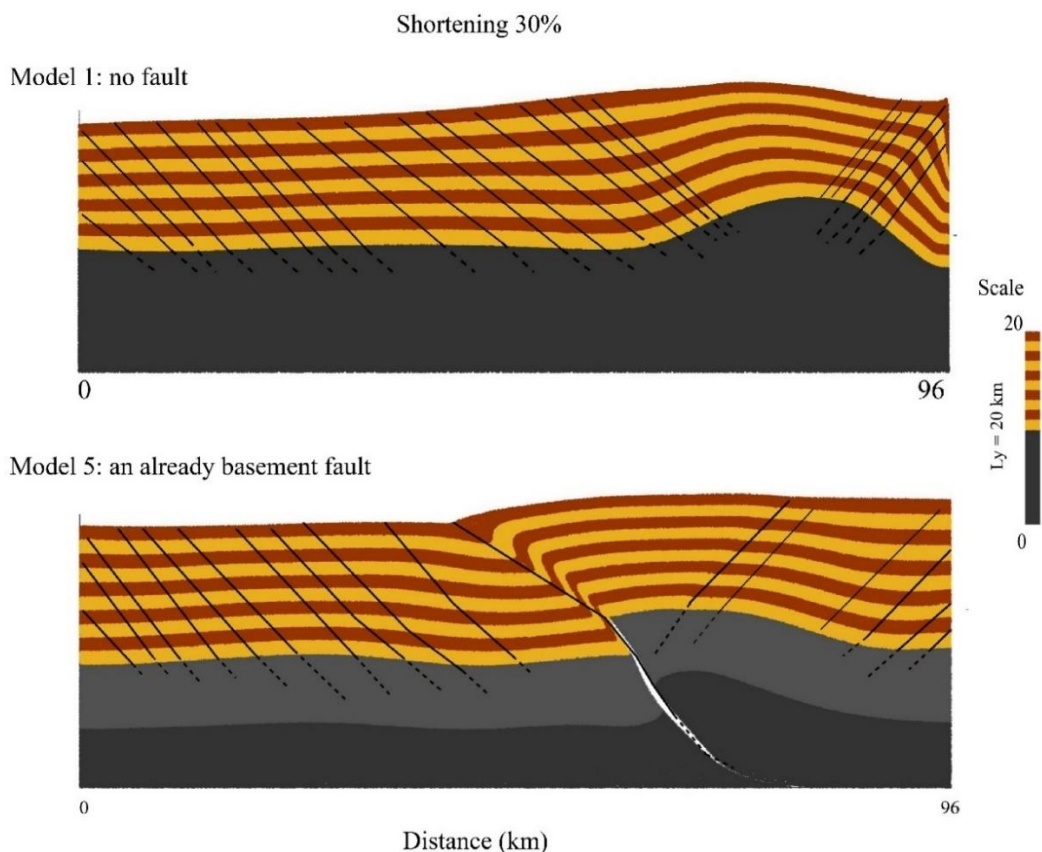
dipping) (شکل ۲۰)، مانند آنچه در حوضه‌ی خزر جنوبی و البرز رخ داده است (Ballato et al., 2015، شکل ۲۱) می‌تواند بر روی تشکیل پس‌راندگی‌ها تأثیر به‌سزایی داشته باشد (Ruh, 2020).

در مدل‌های اجرا شده در این پژوهش، با در نظر گرفتن سرعت صفر و شرایط مرزی no slip در مرز راست، سعی گردید تا وجود یک دیواره حائل (backstop) عمودی در پس‌بوم شبیه‌سازی شود. با این هدف که علاوه بر فراسنج‌هایی نظیر تأثیر سطوح جدایشی و وجود گسل پی‌سنگی، تأثیر آن بر روی دگرریختی و تشکیل ساختارها نیز به‌طور همزمان مورد بررسی قرار گیرد. دامنه جنوبی البرز منطقه پیش‌بوم در نظر گرفته شده است (شکل ۲۱، Ballato et al., 2015). با توجه به این مطلب در مدل‌ها نیز سمت راست مدل شبیه‌ساز دیواره حائل و منطقه پس‌بوم و سمت چپ مدل، پیشانی کوهستان و منطقه پیش‌بوم در نظر گرفته شده است.

پس‌بوم و پیش‌بوم چین اصلی، باعث حرکت و راندگی چین به سمت پیشانی و پیش‌بوم می‌شود (شکل ۱۹). در حالی که در مدل مرجع تمرکز چین خوردگی بیشتر در سمت پس‌بوم می‌باشد و تمایل چین اصلی به سمت پس‌بوم است اما در مدل با گسل پی‌سنگی چین به سمت پیشانی پیشروی کرده و تمایل چین به سمت پیش‌بوم است.

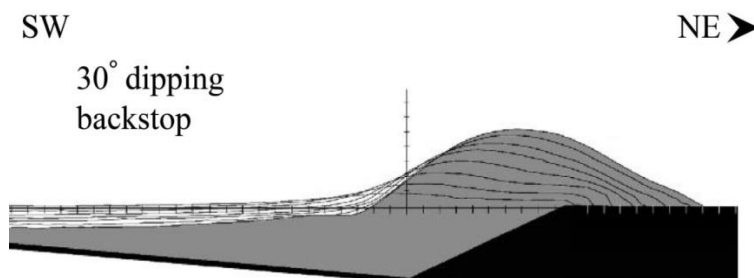
### تجزیه و تحلیل و مقایسه مدل با منطقه

حوضه خزر جنوبی دارای پی‌سنگ صلب (احتمالاً از نوع اقیانوسی) و در نتیجه به‌عنوان یک دیواره صلب (backstop) است که همراه رشته کوه البرز تحت تأثیر زون برخوردی عربی- اوراسیا قرار دارد. جنس پی‌سنگ و لایه رسوبی بر روی آن متفاوت از دیگر رسوبات مناطق اطراف آن است که این تفاوت منجر به تغییرات زیادی در جهت‌گیری ساختارها و موفولوژی منطقه شده است (Allen et al., 2003a). همچنین هندسه پس‌بوم در صورتی که به سمت پیش‌بوم شیب داشته باشد (به شکل toward



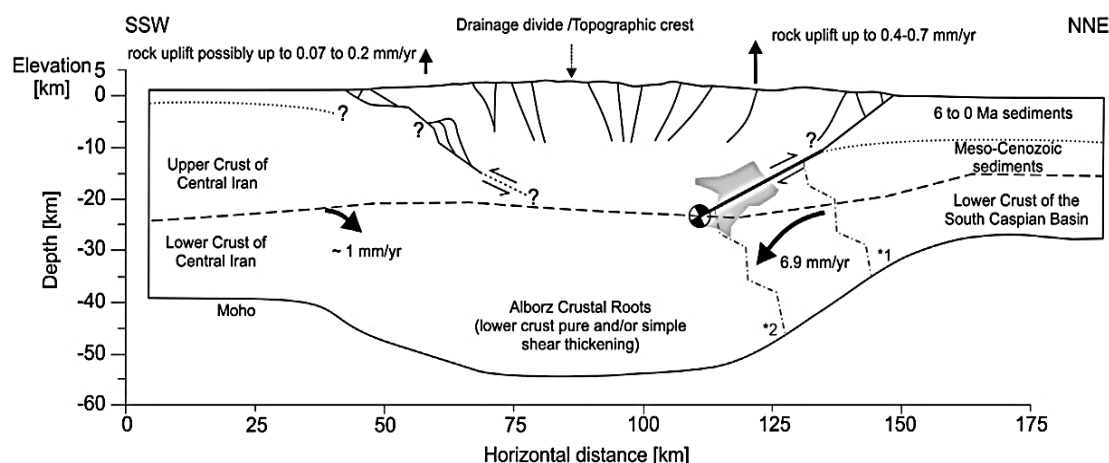
شکل ۱۹- سری مدل با فراسنج گسل پی‌سنگی. به ترتیب از بالا به پایین: مدل ۱ (مدل مرجع)، بدون گسل؛ مدل ۵، با گسل از پیش موجود

Fig. 19. Series of models using the basement fault parameter. From top to bottom: Model 1, (reference model) without fault; Model 5, with a pre-existing basement fault.



شکل ۲۰- نوعی از فرم بک استاپ که در آن لبه صلب بک استاپ زیر رانده می‌شود (toeward dipping backstop). برگرفته شده از (Rossetti et al., 2002)

Fig. 20. Toeward dipping backstop geometry showing the underthrusting of the rigid margin (Rossetti et al., 2002)



شکل ۲۱- طرح ساد‌های از پوسته البرز. منطقه ۱ و ۲ نمایان‌گر مکان پیشنهادی لیتوسفر خزر جنوبی در زیر رشته کوه البرز است. برای گسل‌های پیشانی در طول دامنه شمالی شیب ۳۰ درجه و در دامنه جنوبی شیب ۴۰ درجه برآورد شده است (Ballato et al., 2015).  
 Fig. 21. Simplified model of the Alborz Mountain. The Area 1 and 2 indicate the suggesting location for the South Caspian lithosphere beneath the Alborz Mountain. The dip of faults in the northern and southern parts of Alborz is 30° and 40°, respectively (Ballato et al., 2015).

چین خورده و رانده دارند (Ruh and Vergés, 2018).

بحث

مقایسه نتایج حاصل از ۴ مدل اول، نشان می‌دهد که در صورت وجود یک لایه جدایشی قاعده‌ای، دگرریختی به میزان کمی در مقایسه با مدل بدون لایه جدایشی (مدل ۱) افزایش پیدا می‌کند اما از نظر تمایل راندگی و پیشروی کوهستان، همچنین میزان دگرریختی و بالآمدگی لایه‌ها، مشابه با آنچه در ساختار البرز باختری دیده می‌شود، نیست (شکل ۱۶). اضافه شدن یک لایه جدایشی میانی به مدل در صورتی که لایه جدایشی قاعده‌ای نیز وجود داشته باشد (مدل ۳)، مانند آنچه در چینه‌شناسی البرز دیده می‌شود، می‌تواند باعث افزایش چین‌خوردگی‌های فرعی و گسترش پس‌راندگی در لایه‌های مقاوم و همچنین افزایش دگرریختی نسبت به مدل مرجع (مدل ۱) شود (شکل ۱۶).

برای مقایسه تأثیر فراسنج‌هایی همچون وجود یا عدم وجود لایه‌های جدایشی و تأثیر گسل پی‌سنگی بر روند دگرریختی یک منطقه ۵ مدل‌سازی عددی دو بعدی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۷). مدل‌های اجرا شده به منظور شناسایی عوامل مهم در جابجایی پیشانی کوهستان در محدوده رشت-قزوین بوده است. بر طبق برش‌های ترسیم شده از منطقه مورد مطالعه و مطالعات چینه‌ای و ساختاری از پیش موجود، دو سری لایه جدایشی در توالی رسوبی البرز دیده می‌شود. یک لایه جدایشی قاعده‌ای که معادل لایه‌های شیلی کامبرین است و یک لایه جدایشی میانی معادل سازند شمشک به سن ژوراسیک است. با توجه به ماهیت و عملکرد لایه جدایشی، وجود این لایه‌ها، تأثیر مهمی بر روی سبک ساختاری و طول موج چین‌ها و همچنین تکامل کمربند

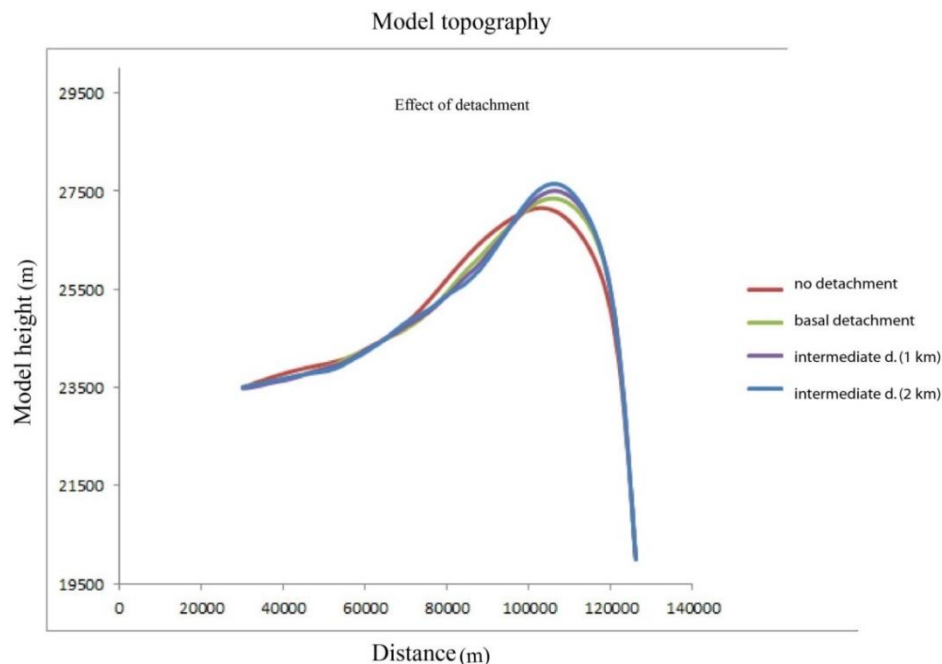
بنابراین تأثیر ضخامت لایه جدایشی میانی، می‌تواند به عنوان یکی از علل تفاوت ساختار در البرز مرکزی و باختری مطرح شود.

اما در مورد جهش ناگهانی کوهستان به سمت پیشانی که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) مشاهده می‌شود و مربوط به البرز باختری است، نمی‌تواند عامل توجیه‌کننده‌ای باشد. چرا که افزایش ضخامت لایه جدایشی باعث پیشروی قابل توجه دگرریختی به سمت پیشانی نشده است تا بتواند جابه‌جایی ناگهانی مشاهده شده در جبهه کوهستان در منطقه را توجیه کند. تأثیر وجود لایه‌های جدایشی همچنین بر روی توپوگرافی منطقه در مدل‌های انجام شده قابل مشاهده است (شکل ۲۲).

بر اساس نتایج این نمودارها، وجود لایه جدایشی میانی با ضخامت بیشتر، باعث ایجاد بیشترین میزان بالآمدگی توپوگرافی و در مقابل، مدل مرجع (بدون لایه جدایشی) دارای کمترین میزان بالآمدگی است. با توجه به اینکه توپوگرافی در البرز مرکزی دارای بالآمدگی بیشتری نسبت به البرز باختری است، بنابراین وجود این لایه جدایشی می‌تواند یکی از عوامل تفاوت توپوگرافی در البرز مرکزی و باختری محسوب شود.

لایه جدایشی میانی در دو برش رسم شده از البرز مرکزی و باختری دارای اختلاف ضخامت است (شکل ۱۶)، به همین منظور در مدل‌های ۳ و ۴ لایه جدایشی میانی ضخامت متفاوتی دارد. در مدل ۳ لایه جدایشی میانی با ضخامت کمتر (۱ کیلومتر) در نظر گرفته شده است که عملکرد آن شکل‌گیری ساختارها در مقایسه با مدل بدون لایه جدایشی میانی (مدل ۲) تأثیرگذاری قابل مشاهده‌ای داشته و سبب توسعه‌ی دگرریختی در سمت پیشانی شده است. همچنین پس‌راندگی‌هایی در قسمت پیش‌بوم ایجاد کرده است، که در برش‌ها نیز دیده می‌شود.

با افزایش ضخامت لایه جدایشی میانی در مدل ۴، توسعه پس‌راندگی‌ها در پس‌بوم و پیش‌بوم بیشتر شده و دگرریختی بیشتری رخ داده است (شکل ۱۶). همچنین با افزایش بالآمدگی راندگی اصلی و رشد چین‌های فرعی، راندگی‌های جدیدی در پیشانی ایجاد شده است. مشابه این پس‌راندگی‌ها در برش 'BB' و البرز مرکزی در حد فاصل کوه سماموس و قسمت پیش‌بوم البرز وجود دارد که دارای گسترش بیشتری نسبت به برش 'AA' و البرز باختری هستند. بنابراین این مدل در زمینه شکل ساختارها و نحوه دگرریختی و ایجاد گسل‌های پس‌راندگی قابل تعمیم با آنچه در البرز مرکزی رخ داده است، می‌باشد.

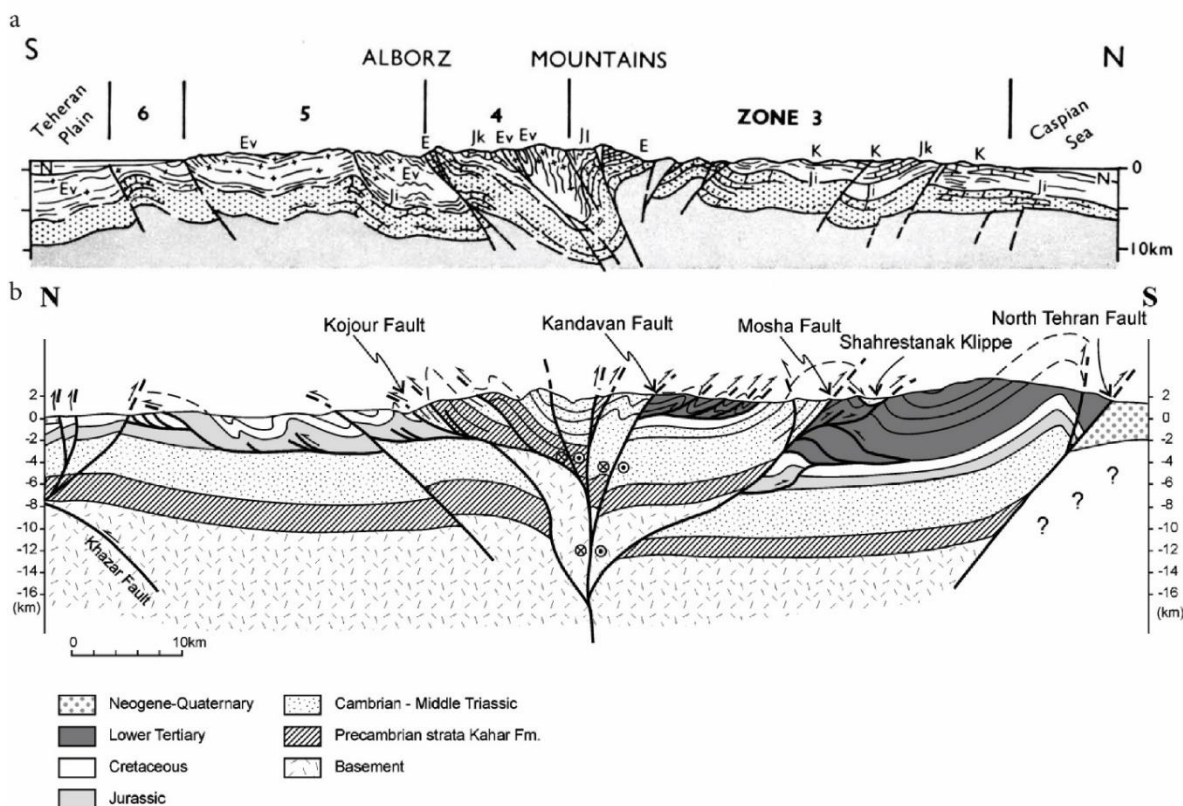


شکل ۲۲- مقایسه‌ی نمودار توپوگرافی مدل‌های ۱ تا ۴. با توجه به نمودار، وجود لایه جدایشی میانی ضخیم‌تر همزمان با وجود لایه جدایشی قاعده‌ای در توپوگرافی مدل موثر بوده و سبب بیشترین میزان بالا آمدگی (۲۷۰۰ متر) در سطح توپوگرافی شده است (منحنی آبی). تأثیر افزایش ضخامت لایه جدایشی میانی بر روی مدل شبیه ساز مناسبی برای توپوگرافی مرتفع تر در برش BB' و البرز مرکزی نسبت به البرز باختری است.

Fig. 22. Comparison of topographic diagrams for the models 1 to 4. According to the diagrams, the presence of a thick intermediate detachment along with a basal detachment cause the highest topographic uplift (7700 m) (blue curve). The effect of increasing thickness in intermediate detachment is comparable with cross section BB' of the central Alborz where the topography is higher compared to the western Alborz.

دگرریختی در پی سنگ البرز شده، قابل مشاهده است. بر این اساس یک مدل با اعمال فراسنج گسل پی‌سنگی تنظیم شد تا تأثیر آن بر ساختار مورد بررسی قرار گیرد.

بررسی تأثیر فراسنج گسل پی سنگی در مدل و منطقه در برش‌های موجود برای البرز (شکل ۲۳)، همچنین برش‌های رسم شده در این مطالعه (شکل ۴)، وجود گسل پی‌سنگی که سبب بالا آمدگی و



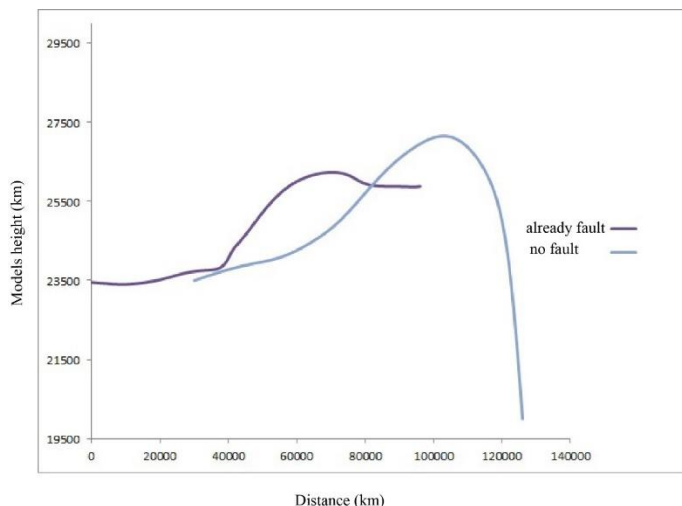
شکل ۲۳- برش‌های ارائه شده برای البرز مرکزی. در تمامی برش‌ها درگیری پی‌سنگ و گسلش پی‌سنگی در آن به خوبی مشخص است (برگرفته از Stocklin, 1974; تصویر a و Allen et al., 2003 تصویر b).

Fig. 23. Cross sections across central Alborz. All cross sections show the involvement of basement in deformation and the influence of basement faults (Figures a and b are taken from Stocklin, 1974 and Allen et al., 2003, respectively).

مدل، گسل پی‌سنگی مسبب راندگی و پس‌راندگی است که قابل مقایسه با راندگی‌های ایجاد شده در مقاطع عرضی منطقه (شکل ۴) و مقاطع کلی البرز (مشابه ساختار گل‌ساخت البرز) است. همچنین پی‌سنگ به طرز قابل ملاحظه‌ای دچار دگرریختی و بالآمدگی شده است که با گسلش پی‌سنگ در برش‌های رسم شده از منطقه مطابقت دارد. با توجه به اینکه در البرز مرکزی نیز در روند تکامل ساختارها پی‌سنگ کاملاً درگیر و دچار دگرریختی شده است و حرکت راندگی به سمت پیشانی کمتر است، بنابراین مدل ۵ از لحاظ بالآمدگی لایه‌ها و میزان

با توجه به نتایج این سری مدل‌ها (شکل ۱۶) وجود یک گسل پی‌سنگی می‌تواند سبب توسعه پس‌راندگی‌ها در پس‌بوم و راندگی‌ها در پیش‌بوم شود که در مدل با پهنه‌های با نرخ کرنش بالاتر مشخص شده است. در مدل ۵، با توجه به اینکه هندسه ساختارهای تشکیل شده در جنوب البرز مرکزی به شدت تحت تأثیر گسل‌های از پیش موجود است (Zanchi et al., 2006)، یک سطح ضعیف درون پی‌سنگ با زاویه اصطکاک کمتر تنظیم شده است تا شبیه‌ساز یک گسل از پیش موجود باشد و دگرریختی با وجود و تحت تأثیر این گسل شروع شده است. در این

در آن است. در نهایت در این مدل گسل‌ها از پی‌سنگ به پوشش رسوبی دچار تغییر شیب شده‌اند. این تغییر شیب در برش‌های البرز نیز وجود دارد (شکل ۲۳).



دگرریختی پی‌سنگ، بالآمدگی سطح توپوگرافی (شکل ۲۴) و تشکیل ساختار گل‌ساخت تحت تأثیر گسل از پیش موجود، شبیه‌ساز البرز مرکزی و ساختارهای ایجاد شده

شکل ۲۴- مقایسه نمودار توپوگرافی مدل‌های ۱ و ۵. با توجه به نتایج نمودار توپوگرافی بیشترین میزان بالآمدگی توپوگرافی در مدل ۵ با وجود یک گسل پی‌سنگی نسبت به مدل مرجع بدون گسل پی‌سنگی بیشتر به سمت چپ (فورلند) جابجا شده است که می‌تواند شبیه‌ساز البرز باختری با جبهه کوهستان جنوبی‌تر باشد.

Fig. 24. Comparison of topographic plots for models 1 and 5. According to the topographic diagrams, the highest topographic elevation of model 5, with a pre-existing fault shows an offset to the left (presumably to the foreland) compared to that of the reference model 1. This can simulate the mountain front further to the south in the western Alborz.

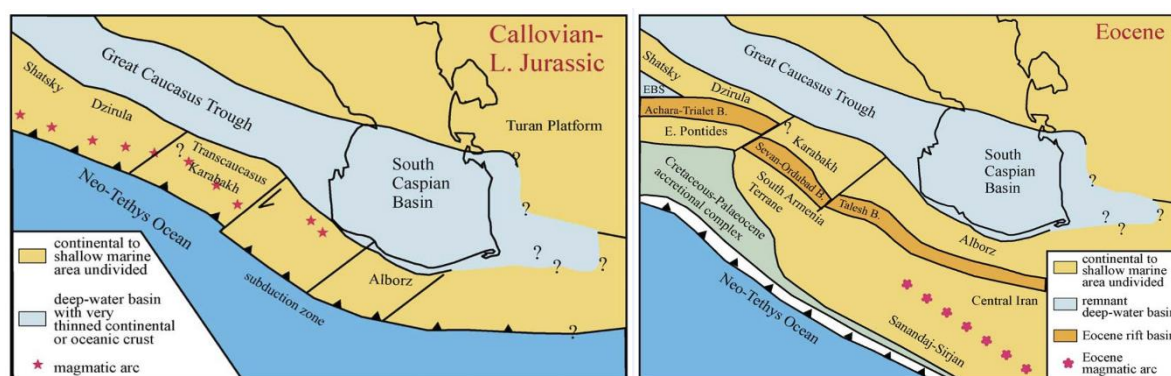
در مورد جهش ناگهانی کوهستان به سمت پیشانی نیز با توجه به تکامل ژئودینامیکی البرز در بازه زمانی ژوراسیک و ائوسن می‌توان علاوه بر گسل‌های پی‌سنگی راندگی که در مدل‌ها شبیه‌سازی شده‌اند، به فعال شدن چندین گسل امتدادلغز انتقالی اشاره کرد (شکل ۲۵). این گسل‌ها به دلیل دو بعدی بودن مدل‌سازی‌های انجام شده، در این مطالعه شبیه‌سازی نشده‌اند اما تأثیر آنها بر روی روند تکامل و کوهزایی منطقه مورد مطالعه می‌تواند یکی از عوامل تأثیرگذار باشد. این گسل‌ها ابتدا در جنوب حوضه خزر طی ریفت‌شدگی در ژوراسیک ایجاد شده‌اند. این

با توجه نمودار توپوگرافی مدل‌ها (شکل ۲۴) می‌توان مشاهده کرد، در مدل ۵ با وجود گسل از پیش موجود، علاوه بر میزان بیشتر دگرریختی و بالآمدگی در پی‌سنگ، عملکرد گسل پی‌سنگی سبب جابجایی بیشترین ارتفاع سطوح توپوگرافی به سمت چپ (به سمت فورلند) نسبت به مدل مرجع شده است. این جابجایی بیشترین توپوگرافی به سمت فورلند در مدل ۵ می‌تواند شبیه‌ساز جابجایی بیشتر جبهه کوهستان به سمت جنوب در البرز باختری باشد.

شده نیز به خوبی قابل مشاهده است. این مطلب نشان می‌دهد که احتمالاً کشش در البرز باختری در امتداد یکی از گسل‌های انتقالی بیشتر رخ داده و سبب ایجاد حوضه‌ی کششی وسیع‌تر شده و در ادامه و با شروع آخرین فاز کوتاه‌شدگی در البرز، سبب پیشروی بیشتر چین‌خوردگی در البرز باختری نسبت به البرز مرکزی با حوضه کششی باریک‌تر شده باشد.

بازشدگی سبب ایجاد حوضه کششی پشت کمان وسیعی شده است که نهشته‌های آتشفشانی ژوراسیک در این محدود، شاهی بر این رخداد است (Brunet et al., 2003).

نهشته‌های آتشفشانی ژوراسیک و پس از آن نهشته‌های آتشفشانی ائوسن در البرز باختری بسیار وسیع‌تر از البرز مرکزی است (Ehteshami-Moinabadi, 2016). این شواهد در برش‌های رسم



شکل ۲۵- ژئودینامیک و ریف‌شدگی حوضه خزر جنوبی در ژوراسیک و ائوسن (Brunet et al., 2003).  
 Fig. 25. Geodynamic and rifting of the South Caspian Basin in Jurassic and Eocene (Brunet et al., 2003).

در کل مدل گسترش پیدا می‌کند (Ruh and Vergés, 2018).

مورفولوژی حوضه ریف‌تی اولیه پس از ورود به مرحله فشارش بر روی تشکیل ساختارهای بعدی نیز موثر است. به طوری که ساختاری که با زاویه اصطکاک کمتر دچار کشش شده است، پس از اعمال فشارش به منظور غلبه بر زاویه اصطکاک داخلی، فرآیند دگرریختی مجدد آن بیشتر بر روی گسل‌های از پیش موجود رخ داده و سبب فعال شدن مجدد آنها می‌شود و دگرریختی پیشروی محدودتری به سمت پیشانی دارد (Ruh and Vergés, 2018). در حالی که

همچنین تفاوت میزان زاویه اصطکاک داخلی پی‌سنگ (Strain weakening) در زمان کشش و ایجاد ریف‌ت اولیه در دو طرف گسل انتقالی، می‌تواند علت دیگری برای تفاوت میزان جابه‌جایی پیشانی کوهستان در البرز مرکزی و البرز باختری باشد. هر چه میزان زاویه‌ی داخلی در زمان کشش کمتر باشد، حوضه ریف‌تی ایجاد شده باریک‌تر بوده و راندگی‌ها و پس‌راندگی‌ها در بخش میانی متمرکز شده و گسترش زیادی ندارند. در صورتی که زاویه اصطکاک داخلی بیشتر باشد، حوضه ریف‌تی وسیع‌تر شده و دگرریختی

۳- مدل ۴ با لایه جدایشی میانی ضخیم‌تر، سبب توسعه‌ی بیشتر پس‌راندگی‌ها و میزان بال‌آمدگی و دگرریختی بیشتر شده است و مشابه ساختارهای ایجاد شده در البرز مرکزی و برش 'BB است.

۴- در مدل ۵، گسل از پیش موجود سبب ایجاد بیشترین دگرریختی نسبت به سایر مدل‌ها در پی‌سنگ شده است و تمایل چین‌خوردگی و راندگی تحت تأثیر عملکرد این گسل کاملاً به سمت پیش‌بوم بوده است. همچنین دگرریختی مشابه ساختار گل‌ساخت البرز (با وجود راندگی و پس‌راندگی) را به خوبی شبیه‌سازی کرده است. تغییر شیب گسل‌ها در پی‌سنگ نسبت به لایه‌های رسوبی نیز به خوبی در این مدل اجرا شده است. این مدل با ساختار البرز مرکزی تا حدود زیادی قابل تعمیم است. از طرفی، جابجایی بیشترین میزان ارتفاع توپوگرافی سطح مدل به سمت پیش‌بوم در این مدل نسبت به مدل مرجع بدون وجود یک گسل پی‌سنگی، می‌تواند نقش گسل پی‌سنگی در جابجایی بیشتر جبهه کوهستان به سمت جنوب در البرز باختری را نشان دهد.

۵- علاوه بر عوامل مؤثری که توسط مدل‌سازی در این تحقیق برای تفاوت ساختارها در البرز مرکزی و باختری ارائه شده است، وجود گسل پی‌سنگی انتقالی که در مطالعات قبلی اشاره شده و معمولاً در مناطقی که ساختارهای گل‌ساخت در نزدیک پس‌بوم تشکیل می‌شوند، مانند آنچه در البرز رخ داده، احتمال تشکیل گسل‌های امتدادلغز برای جبران حرکات جانبی وجود دارد و می‌تواند عامل جهش ناگهانی کوهستان در البرز باختری باشد. عملکرد متفاوت این

برای ساختارهای کششی ایجاد شده با زاویه اصطکاک بیشتر پی‌سنگ، دگرریختی سبب ایجاد گسل‌های جدید شده و پیشروی آن تا فاصله بیشتری ادامه پیدا می‌کند. شواهد نشان می‌دهد که این فرآیند در زمین‌ساخت وارون البرز مرکزی رخ داده و گسل‌های عادی از پیش موجود، به صورت گسل‌های معکوس مجدد فعال شده‌اند. این رخداد در برش 'BB با ایجاد ساختار گل‌ساخت تحت تأثیر عملکرد پس‌راندگی‌ها و راندگی‌ها قابل مشاهده است. در صورتی که در برش 'AA پس‌راندگی‌ها به طور محدود ایجاد شده و راندگی‌ها توسعه بیشتری دارند. همچنین با وجود اینکه میزان بال‌آمدگی و دگرریختی در این برش در مقایسه با برش 'BB کمتر است اما پیشروی کوهستان به سمت پیشانی در این زون اتفاق افتاده است.

### نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد و همچنین نتایج برآمده از مدل‌های انجام شده در این پژوهش، عوامل مؤثر در تفاوت ساختاری بین البرز مرکزی و باختری به شرح زیر ارائه می‌گردد:

- ۱- مقایسه نتایج حاصل از سری مدل با فراسنج لایه جدایشی نشان می‌دهد که وجود لایه جدایشی قاعده‌ای در مقایسه با مدل بدون لایه جدایشی، نقش مؤثری در روند تکامل ساختارها، تشکیل و توسعه‌ی چین‌خوردگی و گسلش در مدل‌ها داشته است.
- ۲- در مدل ۳ و ۴ با اضافه کردن لایه جدایشی میانی میزان گسلش و چین‌خوردگی‌های راندگی فرعی در مدل‌ها افزایش می‌یابد.

بودن مقدار آن در زمان کشش در البرز باختری، سبب پیشروی بیشتر دگرریختی و راندگی در پیشانی کوهستان در زمان کوتاه‌شدگی شود.

### تقدیر و تشکر

نویسندگان از Jonas Ruh برای در اختیار گذاشتن کد عددی مورد نیاز این تحقیق کمال تشکر را دارند.

### References

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003a. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismailzadeh, A., Flecker, R., 2003b. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics* 366, 223-239.
- Anells, R.N., Arthurton, R.A.B., Bazley, R.G., Davies, M.A.R., Hamed, F.R., 1985. Geological quadrangle map of Iran, Nos. E3 and E4, Qazvin and Rasht, Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Baharfiruzi, K., Shafaei, A.R., Azhdari, A., Karimi, H.R., 2003. Geological quadrangle map of Iran, No. 6063, Javaherdeh, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Ballato, P., Landgraf, A., Schildgen, T.F., Stockli, D.F., Fox, M., Ghassemi, M.R., Kirby, E., Strecker, M.R., 2015. The growth of a mountain belt forced by base-level fall: Tectonics and surface processes during the evolution of the Alborz Mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 425, 204-218.
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Bulletin* 123, 106-131.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163-183.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Brunet, M.-F., Granath James, W., Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: introduction. Geological Society, London, Special Publications 312, 1-6.
- Brunet, M.-F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology* 156, 119-148.
- Burke, K., 2011. Plate Tectonics, the Wilson Cycle, and Mantle Plumes: Geodynamics from the Top. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 1-29.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Apennine perspective. *Journal of Structural Geology* 28, 1893-1908.
- Cherns, L., Wheelley, J.R., 2009. Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond. Geological Society, London, Special Publications 325, 257.
- گسل‌ها در زمان کشش در حوضه، میزان بازشدگی و جابه‌جایی متفاوتی در البرز مرکزی و باختری ایجاد کرده و شاهد آن نهشته‌های آتشفشانی وسیع‌تر در البرز باختری نسبت به البرز مرکزی است. علاوه بر آن از علل دیگر پیشروی کوهستان به سمت پیشانی را می‌توان به تفاوت زاویه داخلی پی‌سنگ در زمان فاز کششی البرز اشاره کرد که می‌تواند در صورت بیشتر

- Cramer, F., Schmeling, H., Golabek, G.J., Duretz, T., Orendt, R., Buitter, S.J.H., May, D.A., Kaus, B.J.P., Gerya, T.V., Tackley, P.J., 2012. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: an evaluation of the 'sticky air' method. *Geophysical Journal International* 189, 38-54.
- Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A., Rostami, F., 2016. The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. *Ophiolite* 41, 59-74.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., 2015. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geosciences* 8, 849-866.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.-F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrani, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International* 183, 1287-1301.
- Domeier, M., Torsvik, T.H., 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers* 5, 303-350.
- Ehteshami-Moinabadi, M., 2016. Possible basement transverse faults in the western Alborz, northern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 27, 329-342.
- Eliasi, M., 2001. Fault slip analysis for determination of paleostress tensors and type of deformation in southern part of the Central Alborz. PhD thesis, Tarbiat Modares University (in Persian).
- Emami, M.H., 1990a. Geological quadrangle map of Iran, No. 5962, Takestan, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Emami, M.H., 1990b. Geological quadrangle map of Iran, No. 6062, Qazvin, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 312, 189-203.
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M.H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G.D., Sabouri, J., 2009. Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). *Geological Society, London, Special Publications* 312, 79-128.
- Golonka, J., Gawęda, A., Sharkov, E., 2012. Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic. In: Sharkov, E. (Ed.), *Tectonics–Recent advances*, InTech, Rijeka, pp. 261-282.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2(1), 35-52.
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J., McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics* 26.
- Iranpanah, A., Esfandiari, B., 1979. Structural evolution and correlation of tectonic event in Alborz Mountain, the Zagros Range and Central Iran. *Bull. Soc. Bege de Geologie* 88, 285-295.
- Karami, H., 1997. Determination of Paleostress and Movement Direction of Thrust in North of Tehran (Bectwla Darake Valley and Kan Valley), Master Thesis, Tarbiat Modares University.
- Maadanipour, S., Yasaghi, A., 2009. Structural Geometry of Taleqan Mountains; an evidence for structural evolution of South Central Alborz Range from Inversion to transpression Tectonics. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 18, 121-126.
- Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y., Doubre, C., 2014. Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International* 197, 10-21.
- Mirzaei Souzani, M., Shahidi, A., Ramezani, R., Alizadeh Sevari, F., 2015. Extension Analysis in Shemshak Sedimentary Basin (Balladeh

- Valley, Central Alborz). *Journal of Geoscience* 24, 39-48 (in Persian).
- Moghadam, H.S., Li, X.-H., Griffin, W.L., Stern, R.J., Thomsen, T.B., Meinhold, G., Aharipour, R., O'Reilly, S.Y., 2017. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology. *Lithos* 268-271, 87-101.
- Mohammadi, A., Kaveh-Firouz, A., Cai, F., Dolati, A., Lom, N., Şengör, A.M.C., 2023. Migration of the Palaeozoic magmatic front from Zagros to Alborz mountains with progressive closure of the Palaeo-Tethys Ocean; Insights from Zagros detrital zircon UPb age and Hf isotopic composition. *Tectonophysics* 849, 229729.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5, 325-362.
- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique». Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Nazari, H., Ritz, J., Oghbaee, S., 2007. New insight to paleogeography and structural evolution of the Alborz in Tethyside. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 16, 38-53.
- Omidi, P., 2001. Detailed structural and dynamic analysis of fault zones in the southern margin of East Alborz (Semnan-Damghan Region). Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University (in Persian).
- Mattei, M., Cifelli, F., Alimohammadian, H., Rashid, H., 2016. Oroclinal bending in the Alborz Mountains (N Iran): New constrains on the age of South Caspian subduction and extrusion tectonics. *Gondwana Research* 42©.
- Ramezani, J., Tucker, R.D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science* 303, 622.
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* 132, 281-295.
- Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N., Allen, M.B., 2012. Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry. *Tectonics* 31.
- Rezaeian, M., Kuijper, C.B., van der Boon, A., Pastor-Galán, D., Cotton, L.J., Langereis, C.G. and Krijgsman, W., 2020. Post-Eocene coupled oroclines in the Talesh (NW Iran): Paleomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 786, 228459.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Ranalli, G., 2002. The influence of backstop dip and convergence velocity in the growth of viscous doubly-vergent orogenic wedges: insights from thermomechanical laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 24, 953-962.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., Theye, T., 2015. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block). *Journal of Asian Earth Sciences* 102, 24-44.
- Ruh, J.B., 2020. Numerical modeling of tectonic underplating in accretionary wedge systems. *Geosphere* 16, 1385-1407.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31.
- Ruh, J.B., Vergés, J., 2018. Effects of reactivated extensional basement faults on structural evolution of fold-and-thrust belts: Insights from numerical modelling applied to the Kopet Dagh Mountains. *Tectonophysics* 746, 493-511.
- Saidi, A., 2004. Geological quadrangle map of Iran, No. 5964, Rasht, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Scotese, C.R., 2021. An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The Seas Come In and the Seas Go Out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 49, 679-728.

- Sengor, A.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America Special Paper 195, 82.
- Shahidi, A., 2008. Evolution Tectonique du Nord de l'Iran (Alborz et Kopet-Dagh). Paris: Université Pierre et Marie Curie.
- Shahidi, A., Barrier, E., Brunet, M.-F., Saidi, A., 2011. Tectonic Evolution of the Alborz in Mesozoic and Cenozoic. Journal of Geoscience 21, 201-216.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. Geological Society, London, Special Publications 173, 1.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196, 17-33.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG bulletin 52, 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1974a. Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society, London, Special Publications 4, 213.
- Stöcklin, J., 1974b. Possible ancient continental margins in Iran, The geology of continental margins. Springer, pp. 873-887.
- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. Nature 235, 147-150.
- Ter Borgh, M.M., Oldenhuis, R., Biermann, C., Smit, J.H.W., Sokoutis, D., 2011. The effects of basement ramps on deformation of the Prebetics (Spain): A combined field and analogue modelling study. Tectonophysics 502, 62-74.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2009. The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. Geological Society, London, Special Publications 325, 3.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Research 24, 999-1030.
- van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T.H., Schmid, S.M., Mañenco, L.C., Maffione, M., Vissers, R.L.M., Gürer, D., Spakman, W., 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. Gondwana Research 81, 79-229.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. Terra Nova 21, 211-218.
- Yassaghi, A., Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. Journal of Structural Geology 30, 1507-1519.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., R. Ghassemi, M., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology 28, 2023-2037.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. Geological Society, London, Special Publications 312, 31-55.