

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

Atefeh 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 preexisting 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

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 volcaniclastics, 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  $\times$ 25 km box with a numerical resolution of 421 $\times$ 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 thickbasal 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<sup>19</sup> Pa.s). A 16 kmthick 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  $\varphi$ =10 compared to  $\varphi$ =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 nonlinear (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 tempreture for the botom 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

Investigating geometric and morphologic changes in ...

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., Maţenco, 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





دسترسی 🔂 آزاد



مجله علوم زمین خوارزمی Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir



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

عاطفه لاجوردى، اصغر دولتى تا، غلامرضا قرابيگلى ، كبرا حيدرزاده أ

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، 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

طلاعات مقاله
ناريخچه مقاله
دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۰۷
۔ بذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۸
اژەھاي كلىدى
لبرز، مدلسازی عددی،
الير سطح قرادنش،
جابجایی پیشانی
دوهستان. الحام - تراکی الحام

#### DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.104672

\*نویسنده مسئول: اصغر دولتی dolati@khu.ac.ir

(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

استناد به این مقاله: لاجوردی، ع،، دولتی، ا،، قرابیگلی، غ. ر.، حیدرزاده، ک. (۱۴۰۲) بررسی تغییرات هندسی و ریختشناسی کمربند کوهزایی البرز

(cc)	•	\$	
	BY	NC	

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29 ]

این نوار کوهزایی به آسانی مقدور نباشد. در این میان،

Stöcklin, 1974b; Takin, ) خردقاره ایران مرکزی

1972 ، شکل ۱) در گذر زمان از پالئوزوئیک تا حال

حاضر و در نتیجه باز و بسته شدن حوضههای

اقيانوسى پالئوتتيس و نئوتتيس، تحت تأثير چندين

مرحله کشش و فشارش قرار گرفته است.

#### مقدمه

نوار کوهزایی آلپ-هیمالیا، شامل خردقارههای نسبتاً صلبی است ( ;Scotese, 2021; ) 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 ، Angiolini et al., 2007; Zanchi et al., 2009) (برگرفته از <u>https://www.ngdc.noaa.gov/ngdcinfo/onlineaccess.html</u> 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

Zanchi et al., 2009) with the background image of ETOPO1 elevation (https://www.ngdc.noaa.gov/ngdcinfo/onlineaccess.html).

به طوری که برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا در سنوزوییک 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 بالاآمدگیهای 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 مي تواند در نوع و سبک دگرريختي 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., در (در 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

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 گوژکوه تالش داشته است مهمی در تشکیل گوژکوه تالش داشته است از برشهای عرضی زمینشناسی و مدل سازی 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

DOI: 10.22034/KJES.2024.9.2.104672



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.

Alavi, 1996; Berberian and ، است (برای مثال، King, 1981; Stöcklin, 1968) (King, 1981; Stöcklin, 1968) اخیر، در سنگهای ماگمایی ادیاکاران – کامبرین و همچنین رسوبات کامبرین شواهد ژئوشیمیایی ماگماتیسم فرافرورانشی مرتبط با حاشیه فعال مورد Moghadam et al., 2017; امورد ماگماتیسم فرافرورانشی مرتبط با حاشیه فعال مورد توجه قرار گرفته است (; 7012, Ramezani and Mohammadi et al., 2023; Ramezani and ، در ادامه، Tucker, 2003; Rossetti et al., 2015 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 تكتونيك و زمينشناسي عمومي 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 اساس شواهد پالئومغناطیسی، رخسارهای و سنگشناسی، صفحات ایران مرکزی، البرز، لوت، افغان و عربی، جزء ابرقاره گندوانا در نظر گرفته Berberian and King, 1981; Cherns and شدهاند ( Berberian and King, 1981; Cherns and شدهاند ( Mheeley, 2009; Domeier and Torsvik, 2014; Golonka et al., 2012; Torsvik and Cocks, wheeley, 2009; Domeier and Torsvik, 2013 شمالی گندوانا، در محدوده زمانی اواخر شمالی گندوانا، در محدوده زمانی اواخر پروتروزوییک- اوایل پالئوزوئیک، به طور عمده رسوبات کم عمق دریایی تشکیل شده که به عنوان

زمان تریاس پایانی حاکی از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و آغاز اولین رخداد رژیم فشارشی در البرز Sengor, 1984; Wilmsen et al., 2009; ) است Zanchi et al., 2009). با بسته شدن يالئوتتيس 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 عمیق تر در بخش شمالی تەنشين مىشود. در زمان پالئوژن اوجگيرى فورانهاى آتشفشانى موجب تشكيل 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 مركزى، نوار البرز متحمل راندگى، چينخوردگى، بالاآمدگی و فرسایش شدید در اواخر سنوزوئیک 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، تحدب آشکاری به سمت جنوب پیدا کرده است (Mattei et al., 2016) که باعث Allen et ) که است (Mattei et al., 2016) که باعث al., 2003b; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; al., 2003b; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; فشارشی در جهت NNE-SSW را نشان میدهند فشارشی در جهت NNE-SSW را نشان میدهند (Djamour et al., 2010; Masson et al., 2014)

منطبق با جهت تنش بیشینه محاسبه شده در یال جنوبی البرز مرکزی بر اساس تحلیل تنش دیرین در واحدهای سنگی سنوزوییک است (; 2001; 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 سنوزوئیک است اما گاهی رژیم کششی نیز در البرز در زمانهای ژوراسیک میانی (Early Bajocian) و Mirzaei Souzani et al., 2015; Shahidi, 2011 ائوسن (, 2008; Shahidi et al., 2011

براساس مطالعات زمینشناسی و برشهای تهیه شده از البرز، مقادیر متفاوتی برای درصد کوتاهشدگی محاسبه شده است. آلن و همکاران ( , Allen et al. 2003a ( یراساس میزان جابهجایی و شواهد زمینشناختی پیرامون تهران و در محدوده گسلهای 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 ( , 2001 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 کوتاه شدگی تا حدود ۶۰ درصد نیز برای بخش مرکزی و غربی البرز ارائه شده است ( , 2006)

### زمینشناسی گستره مورد مطالعه

مشخصات سنگشناسی و ساختاری محدوده مورد مطالعه بر اساس نقشههای زمینشناسی بررسی تغییرات هندسی و ریختشناسی کمربند کوهزایی ...

۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت (Annells et al., 1985) و نقشەھاى ۱:۱۰۰۰۰۰ قزوين (Emami, 1990b)، تاكستان (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 جیرود 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 کربونیفر 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 می شود که در محدوده مورد مطالعه در البرز باخترى وجود ندارد. ضخامت اين واحدها حدود ۶۴۰ متر است. رسوبات پرمین در محدوده راندگی اصلی البرز منتسب به گسل منجیل و رودبار است (بخش میانی برش) در اثر بالاآمدگی در سطح رخنمون پیدا کردہ است.

واحدهای مزوزوئیک منطقه شامل سازند الیکا با جنس غالب دولومیت، سنگ آهک و گاهی لایههایی از کنگلومرا با ضخامت ۲۹۵ متر است. شباهت

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 درهمسان سازی 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 ترسیمی است. جنس غالب سنگها ماسەسنگ كوارتزى، سنگآهك، كنگلومرا، سنگهاى 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 بالاآمدگی این لايه و ايجاد رخنمون در سطح اين منطقه شده است. در البرز مرکزی نسبت به البرز باختری نهشتههای مزوزوئیک رخنمون و گسترش بیشتری دارند. از لحاظ ساختاری نیز عملکرد گسلها و چین خوردگی ها در البرز مرکزی نسبت به البرز باختری، شکل و ساختار لایهها را دچار تغییرات زیادتری کردهاند.

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، ماسه سنگ، مارن ماسه ای، 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 به طور 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 به طور 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)، به صورت عمود بر روند کلی ساختارها که دربردارنده راندگی های اصلی البرز است، ترسیم شده است. بیشتر مناطق قسمت

جنوبی تر این برش با نهشتههای ائوسن و نئوژن پوشیده شدهاند و به سمت شمال منطقه، نهشتههای قدیمی تر به خصوص نهشتههای مربوط به مزوزوئیک رخنمون بیشتری دارند (شکل ۴). در این برش از جنوب به سمت شمال، گسلهای اصلی راندگی شامل گسل حصار، گسل یوزباشی چای، 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 Allen et al., 2003b; Shahidi, 2008; (مکل ۶). این برش از جنوب می کند ( ;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 وربن، 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 دقیق تر از زمین شناسی 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 بالاآمدگی سنگها ملاحظه می شود. در بخش خاوری رخنمون های

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 سنوزوییک قابل مشاهده هستند (شکل ۵). در نقشههای زمین شناسی 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 زمین شناسی از زمان یر کامبرین 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 جیرود 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 لایه ی 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 می باشند. سازند تیز کوه به سن کرتاسه و سازندهای سنوزوئیک فجن، زیارت، کرج، هزاردره و نهشتههای آبرفتی کواترنری از جمله

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). هم چنین از لحاظ ساختاری نیز تفاوتهای زیادی در دو برش دیده می شود. 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 پس راندگیها نسبت به برش 'AA میزان بالاآمدگی 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 بالاآمدگی و دگرریختی در پیسنگ برش 'BB بیشتر است. در نتيجه اين فرضيه ميتواند مطرح شود كه علاوه بر عواملی نظیر عملکرد لایههای جدایشی، وجود گسل پیسنگی نیز میتواند در شکل گیری ساختارها و دگرریختی یی سنگ و لایه های رسوبی نقش داشته باشد.



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 MATLAB)، 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 فراسنج تغییر کرده، در حالی که بقیه فراسنجها ثابت 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	Tickness	
Quaternary (Q)	Recent deposite	Variable			Recent deposite	Variable	
Neogene(Ng)	Hezar Darreh	~ 700 m			Hezar Darreh	< 700 m	Pirnian colision
Eocene (Ev)	Karaj	~ 3300 m			Karaj	~ 3300 m	Diffing
Eocene (Es)	Fajan, Ziarat	~ 500 m			Fajan, Ziarat	~ 500 m	
Cretaceous (Kv)	Volcanic Rock	~ 1000 m			Volcanic Rock	~ 1000 m	Laramid collsion
Cretaceous (Ks)	Tizkuh	~ 470 m			Tizkuh	~ 470 m	Pifting
Jurassic (Js)	L ar, Dalichai, Shemshak	~1100- 1200 m			L ar, Shaal, Dalichai, Shemshak	~ <b>1500 m</b>	Cimmerian colision
Triassic (TRs)	Elika	~295 m			Elika	~ 295 m	
Permian (Pr)	Doroud, Ruteh, Nesen	~ 650 m			Doroud, Ruteh, Nesen	~ 650 m	
Carboniferous (C)	Mob arak	~ 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	Tossible early fitting
Precambrain (PC)	Kahar, Soltanieh	~ 2800 m			Kahar, Soltanieh	~ 2800 m	
Basement		unknow n				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	Model	Model	Model	Model	Model	Basement	De	etachments	Valoaity (m/s)	Pasamont fault
T uotors		Busement	Basal	Intermediate	velocity (III/s)	Dasement laun					
	1	1			0.005						
ant	2	1	1.5 km		0.005						
hme	3	1	1.5 km	1 km	0.005						
etac	4	1	1.5 km	2 km	0.005						
De											
Basement fault	5	1			0.005	1					

#### تنظيمات هندسي مدلها

مدل هندسی توسط یک جعبه مستطیلی به ابعاد طول ۱۲۵ کیلومتر و عرض ۲۵ کیلومتر با تفکیک پذیری عددی (Resolution) ۲۲۱ در ۱۲۱ گره تعریف می شود. هر سلول گره حاوی ۱۶ نشانگر لاگرانژی 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، خاصيت پلاستيکتري دارد. گرانروي لايه جدايشي قاعدهای n= 10<sup>19</sup> Pa.s و گرانروی لایه جدایشی میانی n= 10<sup>18</sup> Pa.s در نظر گرفته شده است ( ,η= 10<sup>18</sup> Pa.s 2012). همچنین برای توالی رسوبی، ضخامت ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. ستون رسوبی شامل لايه مقاوم و لايه جدايشي (Detachment) است. بر

روی توالیهای رسوبی دگرریخت نشده یک لایه ۱۶ کیلومتری Sticky-air با گرانروی 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 می شود ( Crameri et al., 2012). برای اعمال کوتاهشدگی افقی یک سرعت ثابت  $v_x = 0.005 \text{ m/yr}$  و در برخی مدل ها به مرز جانبی سمت چپ مدل و  $v_x = 0.01 \text{ m/yr}$ در مدلهای با گسل، به مرز جانبی سمت راست مدل اعمال می شود. 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 نيز بر اساس سرعت اوليه 0.005 m/yr+ تنظيم شده است که به شبیهسازی Back stop در سمت راست مدل کمک میکند. سرعت عمودی با فرض حفظ حجم درون جعبه مدل، به صورت زير محاسبه مىشود:

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

که در آن  $v_y$  سرعت عمودی و  $L_y$  و  $L_x$  به ترتیب طول و عرض جعبه مدل اولری را نشان می دهد. در تمام مدلها رابطه کرنش و تنش در پوشش رسوبی به صورت خطی (Linear, n=1) و در پی سنگ به صورت نمایی (Power low, 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)

(Y) 
$$e=A.\sigma^n.exp(-Q/RT)$$

که در آن e کرنش، σ تنش و A مقادیر A<sub>D</sub> 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

هر کیلومتر، ۳۰ درجه سانتی گراد)، ۶۰۰ درجه محاسبه شده است. Q انرژی فعال سازی حرارتی است که به لیتولوژی لایهها وابسته است. میزان کوتاه شدگی در البرز طبق نظر آلن و همکاران ( Allen et al., 2003a) بر اساس میزان جابهجایی و شواهد زمین شناختی 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 کوتاه شدگی اعمال شده در مدل ها 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.

Table 2. Kneological parameters of the rayers in the models (Kallall and Mulphy, 1767, Kull and Verges, 2016).												
Rock type	Rheology	Q (KJ mol <sup>-1</sup> )	A <sub>D</sub>	n	Cp (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> )	$\eta$ (Pa·s)	φ (°)	$\phi_{w}$ (°)	λ	Temp(°)
Sticky air	Linear		1017	1	3·10 <sup>6</sup>	200	1	1017			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

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).

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 لايه جدايشي (No detachment)

در این مدل که ساده ترین مدل انجام شده است و به عنوان مدل مرجع در نظر گرفته شده است، هیچ لایه جدایشی وجود نداشته و لایه ها شامل پی سنگ و لایه های رسوبات بر روی آن است (شکل ۷-۵). در این مدل کوتاه شدگی با سرعت ثابت به سمت چپ مدل اعمال شده است. روند تکامل ساختاری مدل طی زمان ۶ میلیون سال و ۳۰ کیلومتر کوتاه شدگی است. مدلها با فراسنج تأثير لايه جدايشي

لایه جدایشی، یک سطح گسلش موازی با لایهبندی و یا یک لایه سست است که به علت گرانروی کمتر، 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 میتوانند سبب خود میشود. سست بودن این سطوح میتوانند سبب 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 ۷–۵ و d) بررسی تغییرات هندسی و ریختشناسی کمربند کوهزایی ...



شکل ۲- 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.

 q راست مدل) رخ داده است و پیشروی راندگیها به

 q سمت پیشبوم است. یال پشتی تاقدیس به وجود

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 p آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آمده نسبت به یال پیشانی دارای بالاآمدگی بیشتری

 q آست. راندگیها در کل پوشش رسوبی گسترش پیدا

 q آر گردهاند اما تمرکز اصلی آنها در یال جلویی تاقدیس

 q آنها کاسته میشود. پسراندگیها

 q آنها کاسته میشود. پسراندگیها

 q در این مدل از گسترش کمتری برخوردار است.

 q بخش سطحی تاقدیس اصلی نرخ کرنش بسیار

 q بخش سطحی تاقدیس اصلی نرخ کرنش به کار وردا و است.

 بعد از گذشت ۲ میلیون سال (۱۰کیلومتر کوتاهشدگی) یک تاقدیس اصلی در سمت پس بوم (pop) به صورت یک ساختار فراجسته (-pop (up) تحت تأثیر رئولوژی پی سنگ (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 بالاآمدگی ۲۶۰۰ متر ایجاد می شود. این پهنههای برشی شبیه ساز راندگی و پس راندگی در طبیعت در نظر گرفته شدهاند. در این بازه زمانی با اعمال ۱۰ درصد کوتاه شدگی، بیشترین تمرکز دگریختی و پهنههای برشی در سمت پس بوم (قسمت



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

بعد از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر کوتاه شدگی)، گسل های راندگی در یال جلویی تاقديس اصلى توسعه پيدا مىكند. همچنين يک چین خوردگی بسیار ملایم (یا اعوجاج) به سمت پیش بوم تاقدیس اصلی تشکیل می شود. بالاآمدگی 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 کوتاه شدگی)، چین خوردگی ملایمی که در زمان قبلی در پیشبوم تاقدیس اصلی دیده میشود، نمود بیشتری پیدا کردہ است. بالاآمدگی 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 چین اندکی 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 کوتاه شدگی 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

و شبیه از نهشته های شیلی مربوط به کامبرین در نظر گرفته شده است (شکل ۷). نرخ کوتاه شدگی ثابت  $v_x = 0.005$  m/yr به مرز جانبی چپ اعمال شده است. روند تکامل ساختاری مدل طی زمان ۶ میلیون و ۳۰ کیلومتر کوتاه شدگی است.

بعد از گذشت دو میلیون سال (۱۰ کیلومتر کوتاه شدگی)، 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 تأثير يک جفت پهنه برشی می باشد (شکل ۱۰). تاقدیس در بخش یال پیشانی بالاآمدگی 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 پیش بوم) دیدہ می شود. بخش سطحی تاقدیس اصلی همانند مدل ۱ نرخ استرین خیلی کمتری (= log έ −15 to – 17 1/s ؛ شکل ۱۱) نسبت به یالهای آن نشان میدهد. دگرریختی در پیسنگ نیز به تدريج از پسبوم به پيشبوم كاهش مييابد.



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 (تقریبا 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.

بعد از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر این زمان افزایش یافته است (شکل ۱۱). نسبت به کوتاه شدگی)، چین خوردگی فرعی و گسلش یال زمان قبل، دگرریختی به سمت پیش بوم افزایش پیدا پیشانی تاقدیس اصلی توسعه پیدا می کند. فاصله بین کرده و همچنین پس اندگی ها در یال جلویی تاقدیس پهنه های برشی و عرض آنها نسبت به مدل قبل در اصلی نیز گسترش می یابند.

Time: 2 Myr





Time: 6 Myr





#### Distance (km)

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. چین خوردگی ملایمی که در زمان قبلی در سمت پیش بوم تاقدیس اصلی دیده می شود، 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 (ا $\epsilon = -14 \, 1/s$ ؛ شکل (۱). یس 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 (شبیهساز 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 چین خوردگی فرعی در یال جلویی تاقدیس نسبت به مدل بدون سطح جدایشی میانی بیشتر است (شکل ۱۲). با ادامهی روند کوتاهشدگی (۲۰ کیلومتر کوتاه شدگی)، عملکرد راندگیها و پسراندگیها سبب بالاآمدگی بیشتر تاقدیس شده و وجود لایه جدایشی میانی باعث کمتر شدن طول موج چین و محدودشدن 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 کوتاه شدگی)، دامنه چین اصلی بیشتر شده است. همچنین روند افزایش چینهای فرعی و گسلش همچنان رو به پیشانی مدل است اما جابه جایی بر روی هر گسل کم میباشد. بالاآمدگی 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).



Distance (km)

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 ( $\log \dot{\varepsilon} = -15 \ to - 17 \ 1/s$ ) compared to the limbs.



Distance (km)



۳۳۳



Distance (km)

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.

1/5 1/s؛ 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. کوتاه شدگی)، بالاآمدگی 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 (- 14 to - = i do s)









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

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 بالاآمدگی 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.

بالاآمدگی 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 زیررانده شدن رسوبات، به سمت پسبوم چرخیده و بر شیب آنها افزوده میشود. با افزایش شیب راندگیها گسل نیرفعال 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).



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.

که رئولوژی لایه جدایشی قاعدهای و لایه جدایشی میانی در بین لایههای سنگی نقش موثری در روند تکامل ساختارها، تشکیل و توسعه ی چین خور دگی و گسلش در مدل ها 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 پیش بوم 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، بالاآمدگی 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 پی سنگی

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

عملکرد گسل پیسنگی همزمان با کوتاه شدگی 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 یی سنگی به صورت یک سطح ضعف از پیش موجود (با زاویه اصطکاک کمتر نسبت به یی سنگ) تنظیم شده است (شکل ۷). یی سنگ 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 (φ =۱۰) نسبت به کل یی سنگ (φ=۳۰) دارد. از آنجا که در این مدل، دگرریختی های 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.



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.

یک سرعت کوتاهشدگی منفی ثابت 0.005- =  $v_x$  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 (۱۰کیلومتر کوتاهشدگی)، با شروع فشارش یک چینخوردگی ملایم و تقریبا متقارن به صورت چینشکن ( Kink (fold) بر روی محل ناپیوستگی سرعتی، تحت تأثیر پهنههای برشی (راندگی و پسراندگی، شکل ۱۷) با میزان بالاآمدگی ۲۶۰۰ متر شکل می گیرد.

پس از گذشت ۴ میلیون سال (۲۰ کیلومتر کوتاهشدگی)، میزان بالاآمدگی 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 چین کشان (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.

(گسل از پیش موجود) و توسط آن صورت گرفته و جابهجایی بر روی پسراندگی بسیار کم است. در نتيجه تمام تمايل چين به سمت پيشبوم (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 ( $\log \dot{\varepsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) مربوط به محدودهی گسل از پیش موجود است (شکل ۱۸). در نهایت پس از ۳۰ کیلومتر کوتاهشدگی، بالاآمدگی چین تحت تأثیر جابهجایی لایهها بر روی گسل از ییش موجود ۱۳۰۰ متر افزایش یافته است. یک چین بسیار ملایم در سمت چپ راندگی اصلی در حال شکل گیری است. جابه جایی بر روی راندگی ادامه دارد و پسراندگیها در مقایسه با راندگیها (زونهای برشی با جهت رو به فورلند) تأثیر گزاری 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 می گیرد.



شکل ۱۷- روند تغییرات دگرریختی لایه ها 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  $\dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s)$ 

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 ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) belongs to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13 \ to - 14 \ 1/s$ ) below to the area with pre-existing fault. 7. The highest strain rate ( $\log \dot{\epsilon} = -13$ 

پس بوم و پیش بوم چین اصلی، باعث حرکت و راندگی چین به سمت پیشانی و پیش بوم می شود (شکل ۱۹). در حالی که در مدل مرجع تمرکز چین خوردگی بیشتر در سمت پس بوم می باشد و تمایل چین اصلی به سمت پس بوم است اما در مدل با گسل پی سنگی چین به سمت پیشانی پیشروی کرده و تمایل چین به سمت پیش بوم است.

### تجزيه و تحليل و مقايسه مدل با منطقه

حوضه خزر جنوبی دارای پیسنگ صلب (احتمالاً از نوع اقیانوسی) و در نتیجه به عنوان 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 جهت گیری ساختارها و موفولوژی منطقه شده است (Allen et al., 2003a). همچنین هندسه پسبوم در صورتی که به سمت پیشبوم شیب داشته باشد (به شکل toeward

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 به سزایی 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 پس بوم شبیه سازی شود. با این هدف که علاوه بر فراسنجهایی نظیر تأثیر سطوح جدایشی و وجود گسل پی سنگی، تأثیر آن بر روی دگرریختی و تشکیل ساختارها نیز به طور همزمان مورد بررسی قرار گیرد. دامنه جنوبی البرز منطقه پیش بوم در نظر گرفته شده است (شکل ۲۱، Ballato پیش بوم و سمت چپ مدل، پیشانی کوهستان و منطقه پیش بوم در نظر گرفته شده است.





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 می شود (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 ساد مای 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).

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 بالاآمدگی لایهها، مشابه با آنچه در ساختار البرز باختری دیده میشود، نیست (شکل ماختار البرز باختری دیده میشود، نیست (شکل مورتی که لایه جدایشی قاعدهای نیز وجود داشته باشد (مدل ۳)، مانند آنچه در چینه شناسی البرز دیده میشود، میتواند باعث افزایش چین خوردگی های فرعی و گسترش پسراندگی در لایههای مقاوم و همچنین افزایش دگرریختی نسبت به مدل مرجع (مدل ۱) شود (شکل ۱۶). بحث

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. 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

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 شکل گیری ساختارها در مقایسه با مدل بدون لایه جدایشی میانی (مدل ۲) تأثیر گذاری قابل مشاهدهای داشته و سبب توسعهی دگرریختی در سمت پیشانی داشته 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 بالاآمدگی راندگی اصلی و رشد چینهای فرعی، راندگیهای جدیدی در پیشانی چینهای فرعی، راندگیهای جدیدی در پیشانی تیجاد شده است. مشابه این پسراندگیها در برش 'BB و البرز مرکزی در حد فاصل کوه سماموس و قسمت پیش بوم البرز وجود دارد که دارای گسترش بیشتری نسبت به برش 'AA و البرز باختری هستند. بنابراین این مدل در زمینه شکل ساختارها و نحوه بنابراین این مدل در زمینه شکل ساختارها و نحوه درگریختی و ایجاد گسلهای پسراندگی قابل تعمیم با آنچه در البرز مرکزی رخ داده است، میباشد.

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، نمی تواند عامل توجیه کننده ای باشد. چرا که افزایش ضخامت لایه جدایشی باعث پیشروی قابل توجه دگرریختی به سمت پیشانی نشده است تا بتواند جابه جایی ناگهانی مشاهده شده در جبهه کوهستان در منطقه را توجیه کند. تأثیر وجود لایه های جدایشی همچنین بر روی توپو گرافی منطقه در مدل های انجام شده قابل مشاهده است (شکل ۲۲).

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

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29



شکل ۲۲- مقایسه ی نمودار توپوگرافی مدلهای ۱ تا ۴. با توجه به نمودار، وجود لایه جدایشی میانی ضخیم تر 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 پیسنگ البرز شده، قابل مشاهده است.	بررسی تأثیر فراسنج گسل پی سنگی در مدل و
بر این اساس یک مدل با اعمال فراسنج گسل	منطقه در برشهای موجود برای البرز (شکل ۲۳)،
پیسنگی تنظیم شد تا تأثیر آن بر ساختار مورد	همچنین برشهای رسم شده در این مطالعه (شکل
بررسی قرار گیرد.	۴)، وجود گسل پیسنگی که سبب بالاآمدگی 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 بالاآمدگی 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 بالاآمدگی 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

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

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).



شکل ۲۴- مقایسه نمودار توپوگرافی مدلهای ۱ و ۵. با توجه به نتایج نمودار توپوگرافی بیشترین میزان بالاآمدگی 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 تأثیر گذار 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 بالاآمدگی 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.

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

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

شده نیز به خوبی قابل مشاهده است. این مطلب نشان میدهد که احتمالا 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 چین خوردگی در البرز باختری نسبت به البرز مرکزی با حوضه کششی باریکتر شده باشد.





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

در کل مدل گسترش پیدا میکند ( Ruh and میکند ( 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

برای ساختارهای کششی ایجاد شده با زاویه اصطکاک بیشتر پیسنگ، دگریختی سبب ایجاد گسلهای جدید شده و پیشروی آن تا فاصله بیشتری ادامه پیدا می کند. شواهد نشان می دهد که این فرآیند در زمین ساخت 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 گل ساخت تحت تأثیر عملکرد پس راندگیها ساختار گل ساخت تحت تأثیر عملکرد پس راندگیها نماد کیها قابل مشاهده است. در صورتی که در برش 'AA پس راندگی ها به طور محدود ایجاد شده و راندگی ها توسعه بیشتری دارند. همچنین با وجود اینکه میزان بالاآمدگی و دگرریختی در این برش در مقایسه با برش 'BB کمتر است اما پیشروی کوهستان به سمت پیشانی در این زون اتفاق افتاده است.

### نتيجهگيرى

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 می گردد:

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
 موثری در روند تکامل ساختارها، تشکیل و توسعهی
 چین خوردگی 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.

۳- مدل ۴ با لایه جدایشی میانی ضخیم تر، سبب توسعهی بیشتر پسراندگیها و میزان بالاآمدگی 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 پیش بوم بوده است. همچنین دگرریختی مشابه ساختار گلساخت البرز (با وجود راندگی و پس راندگی) را به خوبی شبیه سازی کرده است. تغییر شیب گسلها در پیسنگ نسبت به لایه های 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 پیش بوم در این مدل نسبت به مدل مرجع بدون وجود یک گسل پی سنگی، می تواند نقش گسل پی سنگی 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 پی سنگی 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 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.
- Annells, R.N., Arthurton, R.A.B., Bazley, R.G., Davies, M.A.R., Hamedi, 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., Shafaeii, 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., Wheeley, J.R., 2009. Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond. Geological Society, London, Special Publications 325, 257.

DOI: 10.22034/KJES.2024.9.2.104672

- Crameri, F., Schmeling, H., Golabek, G.J., Duretz, T., Orendt, R., Buiter, 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. Ofioliti 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., Khorrami, 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 westcentral Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thinskinned 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 Montain, 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

DOI: 10.22034/KJES.2024.9.2.104672

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. DDetailed 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 doublyvergent 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: Universiè Pierre et MarieE 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., Matenco, 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: tectonostratigraphic 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.