



## Structural evolution of the Lachinag synformal anticline at the southwestern termination of the Dochah Fault, west of Qom Province, northern Central Iran

Mohadese Ajami<sup>1</sup>, Reza Nozaem<sup>\*2</sup>, Saeed Madanipour<sup>3</sup>, Vahid Tavakoli<sup>4</sup>, Mohsen Eliassi<sup>5</sup>, Saeed Haj Amini<sup>6</sup>, Kosar Shadram<sup>7</sup>

1. M.Sc., School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.
2. Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.
3. Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.
4. Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.
5. Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.
6. Instructor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.
7. M.Sc., Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

### Article info

#### Article history

Received: 29 May 2023

Accepted: 5 July 2023

#### Keywords:

The Lachinag Synformal Anticline, Dochah fault, Qom Formation, Central Iran.



### Abstract

The Lachinag synformal anticline is located to the northwest of the Mil anticline and the western end of the Dochah Fault in northern central Iran. This synform includes the terminal members of the Qom Formation (members E and G) and the Upper Red and Pliocene conglomerates. Additionally, with an axial surface plunge from the northwest to the southeast, this fold trends toward the southeast, resulting in its asymmetric geometry. In this synform, the deformable marl and gypsum layers of the E and G members of the Qom Formation have contact with the competent conglomerate and sandstone layers from the Upper Red Formation. The juxtaposition of these layers and the occurrence of deformation phases resulted in the migration of ductile layers as well as a significant increase in the thickness of the marl and gypsum deposits of the Qom Formation (particularly in the E member). Due to the migration of these layers towards low pressure areas and their substantial thickening at the hinge of the Lachinag synformal anticline, the layers as well as the limbs of this fold were overturned. Finally, a synformal box fold was formed. Structural investigations have revealed that this fold initially formed as a result of the right-lateral strike-slip shear parallel to the Dochah Fault. This process occurred during the post-Miocene under the influence of counterclockwise left-lateral strike-slip shear forces around a pole axis at approximately 135 degrees from the north. Consequently, the fold acquired a synformal geometry. The left-lateral shear force may be due to the clockwise rotation of the South Caspian basin and the application of left-lateral shear forces on the northern parts of Central Iran, similar to what has been observed in the Kushk-e Nosrat Fault.

### Introduction

The Lachinag synformal anticline is located to the northwest of the Mil anticline

**DOI** <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101>

**\*Corresponding author:** Reza Nozaem; **E-mail:** nozaem@ut.ac.ir

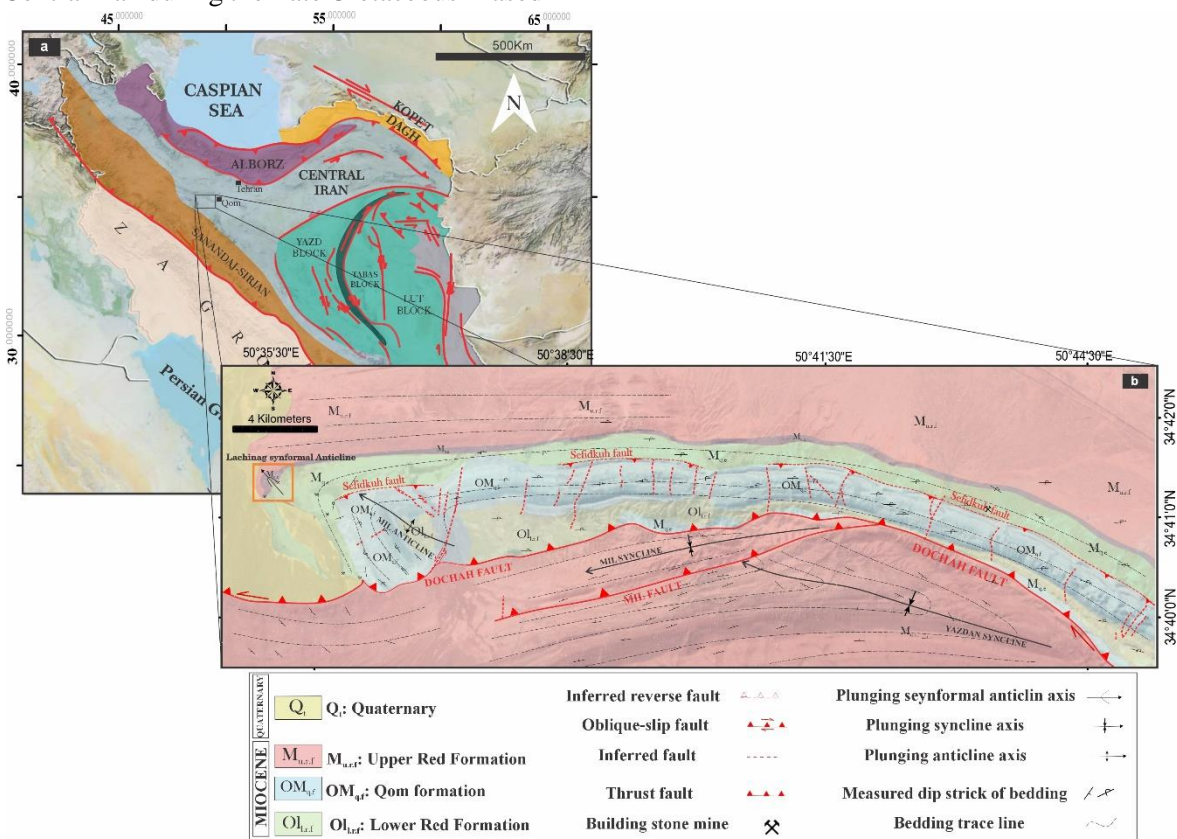
**How to cite this article:** Ajami, M., Nozaem, R., Madanipour, S., Tavakoli, V., Eliassi, M., Haj Amini, S., Shadram, K., 2023 Structural evolution of the Lachinag synformal anticline at the southwestern termination of the Douchah Fault, west of Qom Province, northern Central Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(1), 260-282.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101>



and the western end of the Dochah Fault in north-central Iran. The presence of a detachment level and the development of thrust faults throughout multiple stages of progressive deformation within this sub-zone resulted in the complex geometry of the folded structures. According to Berberian and King (1981), the formation of the Qom sedimentary basin in Central Iran could be linked to the subduction of the Neotethys oceanic lithosphere beneath the continental crust of Central Iran during the Late Cretaceous. Based

on Cenozoic stratigraphic and sedimentological studies, three distinct sedimentary formations can be identified in the Qom basin. The Lachinag fold complex was formed at the termination of the Dochah Fault and within the deposits of the Qom and Upper Red formations with a shortening in the area between the Qom and Indes Faults. The marly beds of member E of the Qom Formation lie in the core of the Lachinag fold complex (Fig. 1b).



**Fig. 1.** a) Main structural zone of Iran. The rectangle shows the location of the study area in Central Iran. b) Location of the Dochah Fault and the Mil anticline.

In this research, the field observations of the Lachinag folding were taken into account. This information was integrated with remote sensing analysis. The primary objective of this work was to study the geometry and mechanical stratigraphy of this fold and to

examine the existence of an underlying evaporite detachment surface. Additionally, the effect of this detachment surface on the folding characteristics was evaluated. Another aim of this research was to investigate the reason for the increase in the thickness of the

Qom Formation in the northwestern part of the Mil anticline and its effect on the formation of the Lachinag disharmonic fold. Furthermore, the studies and results from experimental tests performed to date were used to determine the effect of the detachment surface on the formation of structures at the northwestern end of the Mil anticline. This was followed by a general description of these experiments and an analysis of their results. A further focus was on understanding the effects of the interaction of the marl layer with the folding process and the coeval deformations during the accumulation of Cenozoic sediments. Previous studies have defined the Dochah fault zone as a domain of thrust and right-lateral strike-slip motion (Huber, 1976, 1978; Nogol-e-Sadat, 1991; Nogol-e-Sadat, 1993; Nogol-e-Sadate, 1985). However, field evidence, such as the orientation of the axial surface effect and the geometry of the Lachinag folds, suggests more recent left-lateral strike-slip motions along the Dochah Fault as corroborated by 1:25000-scale geological maps (Zamani, 2016b; Zamani, 2016c).

### Materials and Methods

We undertook a 17-day field mapping expedition covering 20 locations within the Lachinag fold to collect structural data. Our analysis included the measurement and assessment of various structural elements such as the fault slip criteria, the bedding direction, and the major folds. The field and geological data were then integrated and analyzed to produce a comprehensive map of the studied area and to develop three descriptive-interpretive cross-sections. A total of 30 meso-scale fault planes cutting through Eocene and Oligocene-Miocene units were identified and measured. Additionally, using the methodologies outlined by Ramsay (1967) and

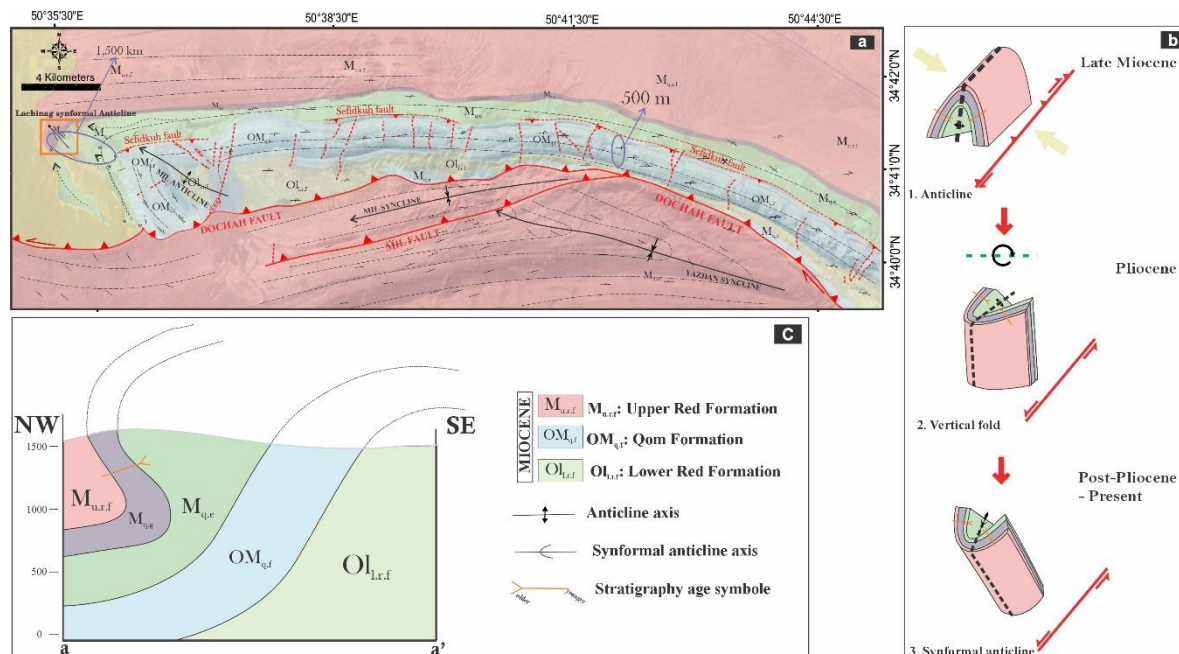
Fleuty (1964), approximately 142 measurements were performed on the layering planes for the analysis of the regional folds. For the stereographic analysis of the structural complications such as folds and faults, specialized software including Daisy, Geocalculate, and FaultKin were utilized. These software tools were chosen for their ability to differentiate all structural complications based on their trends and to demarcate the fault data based on their specific type of movement. Photoshop and CoreIDRAW software were also employed for image rendering purposes. In addition, a tectonostratigraphic chart incorporating previously published data was developed. This chart allowed us to establish the relative timing of the activities of the major faults from the fault cross-cutting relationships and their interactions with the sedimentary sequences.

### Results and Discussion

The Lachinag synformal anticline, comprising the end members of the Qom Formation (members E and G), the Upper Red Formation, and the Pliocene conglomerate, is situated in the northwest of the Mil anticline along the northwest-southeast axial direction. Field investigations in this region have revealed an overturned sedimentary sequence within this structure. Specifically, the member G of the Qom Formation overlies younger, south-dipping members. Although the core of this folded complex remains concealed under alluvial sediments and mineral tailings, the sequence of the older layers of the Qom Formation indicates its location. Overall, the anticline shows older formations in its central region and younger formations in its periphery, leading to the formation of a box fold as a result of varying viscosity of the low-resistance materials (such as marl and evaporites) and the adjacent sedimentary

units. The box fold developed within a shallow detachment horizon at an approximate depth of 1-2 kilometers and affected a set of low-resistance strata. This fold has three hinges and its bedding dip at the center (middle limb) is between 75 to 80 degrees. However, the dips on the limbs are less, about 35 to 50 degrees, so that they range from 40 to 50 degrees on the northern side and from 35 to 47 degrees on the southern side. The direction of the bedding dip in the central limb and the northern limb is towards the south, whereas in the southern limb, it is towards the north. This complex, located at the western termination of the Dochah Fault, was folded under the influence of right-lateral and left-lateral strike-slip movements. Structural cross-sections were prepared based on information obtained from the region to measure the relevant fold

parameters and create stereographic diagrams. It became clear that the Lachinag synformal anticline is a non-cylindrical fold type due to its differing ridge lengths and slopes as well as the asymmetry of the ridges compared to the hinges. The evaluation of the interlimb and folding angles as well as the calculations describing the bluntness folding across all structural cross-sections further classified the Lachinag folds as closed folds in Fleuty's classification. The curved axial surface of the Lachinag synformal anticline is approximately 430 meters in length, while its average width is one kilometer. The main axis of the Lachinag synformal anticline is characterized by a southwest slope direction at 340.80, with the other two axes positioned at 090.85 (sloping northwest) and 320.75 (sloping southwest).



**Fig. 2.** a) The Geological map of the region showing the increase in the thickness of member E of the Qom Formation at the tip of the Mil anticline towards the north. b) Schematic model of the rotation of the Lachinag anticline. Transformation of sedimentary layers into an anticline (step 1), transformation of the anticline into a vertical anticline (step 2), and transformation of the vertical anticline into a synformal anticline (step 3). c) Structural section of the Mil-Dochah anticline and the Lachinag synformal anticline.

In the Lachinag synformal anticline, the motion of the Dochah Fault, akin to a sidewall motion, coupled with the low shear stress resistance at the base due to the presence of members E and G of the Qom Formation bordering the Upper Red Formation, resulted in stress transfer within the layers. This stress concentration caused the separation and forward thrust of layers at the end of the separation surface, ultimately forming folds and increasing stability at the end of the Dochah Fault. The plunge of the current fold which is approximately 30 degrees implies a rotation of about 130 degrees in a counterclockwise direction, as illustrated in Fig. 2. The Mil anticline was formed during the Eocene to the end of the Miocene (Fig. 2a). Subsequently, the Lachinag synformal anticline developed in the northern part of the Mil anticline during a period when the Dochah Fault was active with a right-lateral strike-slip motion. Later, a right-lateral shear zone formed between the detachment surface and the Dochah Fault (Fig. 2b). Afterward, a left-lateral strike-slip fault became active, resulting in the rotation of the Lachinag synformal anticline. Based on the structural cross-sections of this fold, the marl and evaporite units of the Qom Formation form an intermediate detachment surface which affects this folding deformation. The geometry of the Lachinag synformal box fold and the inclined sections in the limbs probably indicate the existence of an intermediate detachment surface at depth (member E of the Qom Formation) in the cross-sections. The right-lateral strike-slip motion of the Dochah Fault continued until the late Pliocene. However, due to the rotation of the Caspian Plate relative to the Eurasian Plate, the motion of the Dochah Fault changed from right-lateral to left-lateral strike-slip (Khodaparast et al.,

2020a; Khodaparast et al., 2020b). During this transition, the Dochah Fault caused the Lachinag anticline to undergo a counterclockwise rotation around a pole axis (approximately 135 degrees), resulting in the formation of a synformal structure.

### Conclusions



The development of the Lachinag anticline is due to the right-lateral strike-slip motion along the Dochah Fault zone during the Middle to Late Miocene epoch. This period prompted a counterclockwise rotation of the Lachinag anticline (estimated at 135 degrees) relative to the pole of the axial plane from the north. Subsequently, the anticline adopted a synformal structure. It is plausible that the more recent left-lateral strike-slip movement along the Dochah Fault corresponds to the clockwise rotation of the Caspian Plate. This tectonic shift likely exerts a shear force upon the northwest-southeast faults in the north-central Iran and induces a minor reorientation. In this locale, the orientation of the Dochah Fault has a northeast-southwest trajectory.

### References

- Berberian, M., King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Fleuty, M., 1964. The Description of Folds. *Proceedings Of The Geologists' Association* 75, 461-492.
- Huber, H., 1976. Tectonic map of south-west Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Huber, H., 1978. Tectonic map of North-Central Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Enkelmann, E., Nozaem, R., Hessami, K., 2020a. Fault inversion in Central Iran: Evidence of Post Pliocene intracontinental left lateral kinematics

- at the northern Iranian Plateau margin. *Journal of Geodynamics* 140, 101784.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, K., 2020b. Structural evidence on strike slip kinematic inversion of the Kushk-E-Nosrat fault zone, Central Iran. *Geopersia* 10, 19-205,9p.
- Nogol-e-Sadate, M., 1985. *Les Zones De Decrochements Et Les Vigrations Structurales En Iran, Consequences Des Resultants De Lanalyse Structurale De La Region De Qom*, Translated In Persian. Geological Survey & Mineral Exploration of Iran., Report.
- Nogol-e-Sadat, M., 1991. *Comprehensive geological studies of Guilan Province*. Governmental Office of Guilan Province, Rasht.
- Nogol-e-Sadat, M., 1993. 1: 1,000,000 Tectonic maps of Iran. Department of Iranian Geological Center, Tehran, Iran.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company 568.
- Zamani, M., 2016b. Geological map of Mill, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016c. Geological map of Toqrud, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.

CRediT authorship contribution statement

	Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation, Writing - Original Draft
<b>Mohadese Ajami</b>	
	Conceptualization, Validation, Writing - Review & Editing, Supervision, Project administration, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation
<b>Reza Nozaem</b>	
	Writing - Review & Editing, Validation, Formal analysis, Data Curation
<b>Saeed Madanipour</b>	
	Writing - Review & Editing, Validation
<b>Vahid Tavakoli</b>	
	Writing - Review & Editing, Validation
<b>Mohsen Eliassi</b>	
	Writing - Review & Editing, Validation
<b>Saeed Haj Amini</b>	
	Investigation, Resources, Data Curation
<b>Kosar Shadram</b>	



## تکامل ساختاری تاقدیس ناوگون لاجینگ در پایانه باختری گسل دوچاه، غرب استان قم، شمال ایران مرکزی

محدثه عجمی<sup>۱</sup>، رضا نوزعیم<sup>۲\*</sup>، سعید معدنی پور<sup>۳</sup>، وحید توکلی<sup>۴</sup>، محسن الیاسی<sup>۵</sup>، سعید حاج امینی<sup>۶</sup>، کوثر شادرام<sup>۷</sup>

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۲. استادیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۳. استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۴. دانشیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۵. دانشیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۶. مربی، دانشکده زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۷. کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

### چکیده

تاقدیس ناوگون لاجینگ در شمال باختر تاقدیس میل و منتهی الیه باختری گسل دوچاه در شمال ایران مرکزی واقع شده است. در این ناوگون عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G) و سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با روند اثر سطح محوری شمال باختری - جنوب خاوری با میل به سمت جنوب خاور چین خورده اند و هندسه یک تاقدیس ناوگون را نمایان می سازند. در این ناوگون لایه های شکل پذیر مارنی و گچی عضوهای E و G سازند قم در همبری با لایه های پر قوام کنگلومرا و ماسه سنگ از سازند سرخ بالایی قرار گرفته اند. این همبری و اعمال فازهای دگرریختی سبب مهاجرت لایه های خمیری و افزایش ستبرای قابل توجه در نهشته های مارنی-گچی سازند قم (به ویژه عضو E) گشته که در نتیجه حرکت جریانی لایه های با رفتار خمیری ضمن افزایش قابل توجه ضخامت آنها در محل لولای تاقدیس ناوگون لاجینگ، موجب برگشته شدن لایه ها در پهلوهای این چین گشته است. در نهایت یک تاقدیس جعبه ای با ماهیت برگشته و ناو فرم (synformal anticline box fold) حاصل شده است. بررسی های ساختاری به عمل آمده روشن ساخت که تشکیل این چین ابتدا در اثر حرکت ترفاشاری راست بر و به موازات گسل دوچاه انجام شده و در بازه زمانی پسامیوسن و اعمال نیروی برشی راستالغز چپ بر حول قطب صفحه محوری حدود ۱۳۵ درجه به صورت پادساعت گرد (با دید به سمت شمال) چرخیده و بصورت ناو فرم در آمده است. عامل ایجاد نیروی برشی چپ بر شاید مرتبط با چرخش ساعت گرد ورقه خزر جنوبی و اعمال برش چپ بر بر قسمت های شمالی ایران مرکزی مانند آنچه در گسل کوشک نصرت مشاهده شده است، باشد.

### اطلاعات مقاله

#### تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸  
پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۴

#### واژه های کلیدی

تاقدیس ناوگون، لاجینگ، گسل دوچاه، سازند قم، ایران مرکزی.



DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101>

\*نویسنده مسئول: رضا نوزعیم nozaem@ut.ac.ir

استناد به این مقاله: عجمی، م.، نوزعیم، ر.، معدنی پور، س.، توکلی، و.، الیاسی، م.، حاج امینی، س.، شادرام، ک. (۱۴۰۲) تکامل ساختاری تاقدیس ناوگون لاجینگ در پایانه باختری گسل دوچاه، غرب استان قم، شمال ایران مرکزی، ایران. مجله علوم زمین خوارزمی.



<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101>

جلد ۹، شماره ۱، صفحه ۲۶۰ تا ۲۸۲.

## مقدمه

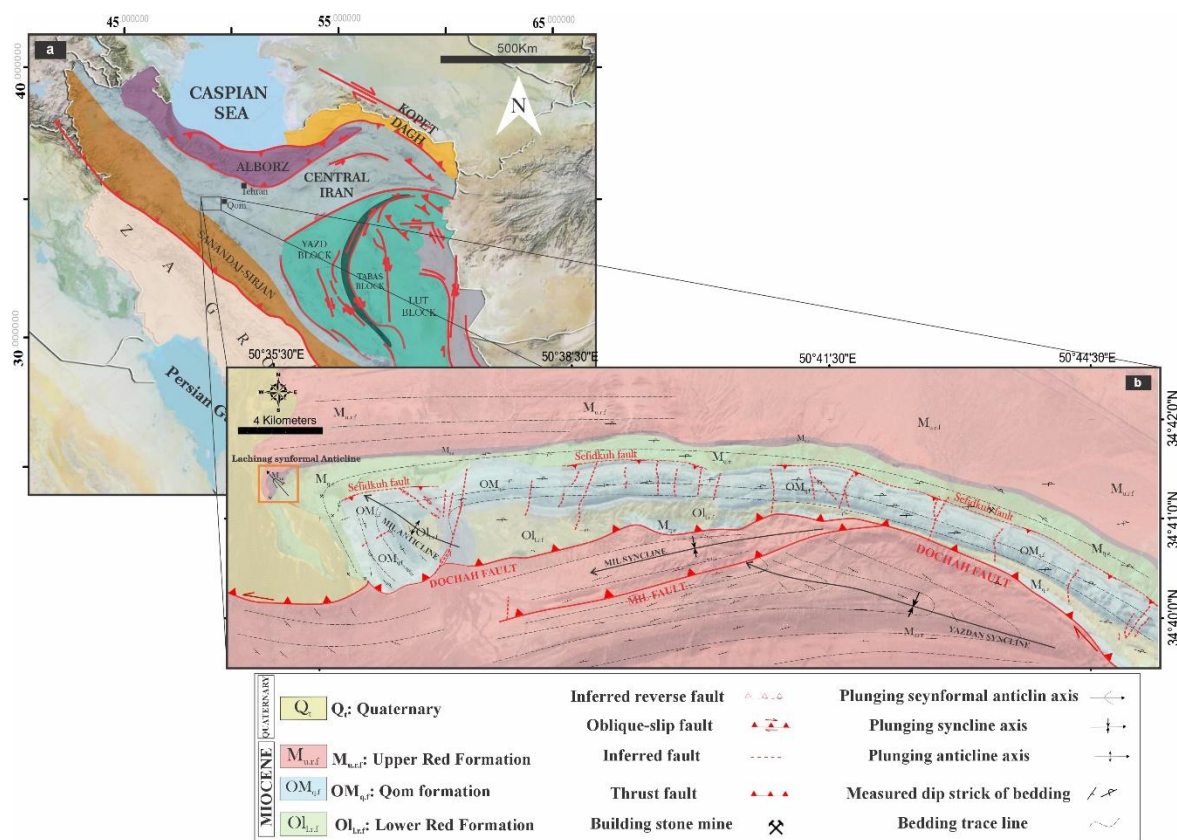
تنوع الگوی چین‌خوردگی در حوضه رسوبی قم، از جمله ویژگی‌های ساختاری قابل توجه در منطقه است. حوضه قم دارای روند کلی شمال باختر - جنوب خاور بوده و محدوده آن به صورت قراردادی از مدار ۳۵ درجه شمالی (شمال حوض سلطان) و تا مدار ۳۴ درجه شمالی (محدوده کاشان) در نظر گرفته شده است (Furrer and Soder, 1955). پستی و بلندی کف این حوضه توسط گسل‌های مختلف کنترل شده است. حوضه قم در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، جزء گستره ایران مرکزی است (Stocklin, 1968). پهنه ایران مرکزی بخش مثلثی شکلی است که حد شمالی آن به ارتفاعات البرز، حد جنوبی آن به پهنه مکران و حد غربی آن به رشته‌کوه‌های زگرس محدود می‌شود. در مورد حد شرقی این زون، بین زمین‌شناسان اختلاف نظر است. به اعتقاد برخی زمین‌شناسان، بلوک لوت، یزد و طبس جزئی از پهنه ایران مرکزی است و برخی دیگر این بلوک‌ها را ریزپهنه‌های جدا از ایران مرکزی می‌دانند (شکل ۱- a) (Aghanabati, 2004; Rahimzadeh, 1997; Nabavi, 1977; Nogol-e-Sadat, 1993; Stocklin, 1968). بربریان (Berberian, 1983) علت تشکیل حوضه رسوبی قم در پهنه ایران مرکزی را به فروانش پوستانه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در زمان البگو - میوسن نسبت داده است. بر اساس مطالعات چین‌شناسی و رسوب‌شناسی سنوزوئیک حوضه قم تاکنون، سه مجموعه رسوبی مشخص در حوضه قم قابل تشخیص است. این محدوده دارای عناصر ساختاری متعدد شامل تاقدیس‌ها و ناودیس‌های بزرگ مقیاس است. به ویژه مجموعه چین‌خورده و گسلیده دوچاه-کمرکوه که از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری بسیار

جالب توجه است. از چین‌های مهم و تقریباً ناشناخته منطقه می‌توان به تاقدیس ناوگون لاپینگ در شمال باختر تاقدیس میل اشاره کرد (شکل ۱- b). پهنه گسلی دوچاه با راستای خاوری-باختری به طول ۷۱ کیلومتر، در جنوب کوه‌های دوچاه و شمال کوه یزدان قرار دارد (Nogol-e-Sadate, 1985). در نتیجه فعالیت این گسل، تاقدیس دوچاه از ناودیس یزدان جدا شده و یال جنوبی آن از بین رفته است. مجموعه چین‌خورده لاپینگ در پایانه گسل دوچاه و در نهشته‌های سازندهای قم و سرخ بالایی با کوتاه‌شدگی در گستره میان گسل‌های قم و ایندس شکل گرفته‌اند. در هسته این مجموعه چین‌خورده، لایه‌های مارنی عضو E سازند قم به صورت برگشته بر روی عضو G و سازند سرخ بالایی قرار گرفته‌اند (شکل ۱- c). بررسی اولیه گستره نشان می‌دهد این چین از نوع چین‌های جدایشی بوده و دارای یک سطح فراکنش تبخیری در زیر سازند سرخ بالایی است. افزون بر آن، ساختارهای رسوبی همزمان با چین‌خوردگی نشان می‌دهد این چین‌ها همزمان با نهشته شدن سازند سرخ بالایی نیز فعال بوده‌اند. در طی این پژوهش با توجه به برداشت‌های میدانی از چین‌خوردگی لاپینگ و ترکیب این اطلاعات با بررسی‌های دورسنجی، تلاش شده است هندسه و چین‌شناسی مکانیکی این چین و وجود یک سطح فراکنش تبخیری در زیر چین مورد بررسی قرار گرفته و تأثیر آن بر ویژگی‌های چین‌خوردگی شناسایی شود. علاوه بر آن تلاش شده است تأثیر اندرکنش لایه‌های مارنی با چین‌خوردگی بررسی شده و دگرریختی‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری نهشته‌های سنوزوئیک مورد بررسی قرار گیرد. بر اساس برخی مطالعات (Zamani, 2016a; Zamani, 2016c)، پهنه گسلی دوچاه به صورت پهنه گسلی با حرکت رانندگی و امتدادی راست‌بر معرفی



افزایش ستبرای سازند قم در بخش شمال باختری تاقدیس میل و نحوه تشکیل چین ناوگون لاجینگ است. در ادامه، برای مشخص شدن اثر سطح جدایشی بر تشکیل ساختارها در انتهای شمال باختری تاقدیس میل، از مطالعات و نتایج آزمایش‌های تجربی پیشین استفاده شده است. در ادامه به شرح کلی این آزمایش‌ها و بررسی نتایج آنها پرداخته شده است.

شده است (Emami, 1991; Nogol-e-Sadat, 1993). اما شواهد صحرایی موجود در منطقه مانند موقعیت فضایی اثر سطح محوری و محور چین‌های میل و لاجینگ و نوع خمش پهلوهای جنوبی آنها می‌تواند شاهدهی قابل تأمل بر فرانهادگی حرکت چپ‌بر جوان‌تر در گسل دوچاه باشد که این امر در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه (Zamani, 2016a; Zamani, 2016c) نیز عنوان شده است. هدف از این پژوهش بررسی علت ستبر شدن و



شکل ۱- a) زون‌های ساختاری اصلی ایران. مستطیل نشان‌دهنده موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران مرکزی است. b) موقعیت جغرافیایی گسل دوچاه و تاقدیس میل.

Fig. 1. a) Main structural zone of Iran. The rectangle shows the location of the study area in Central Iran. b) Location of the Dochah Fault and the Mil anticline.

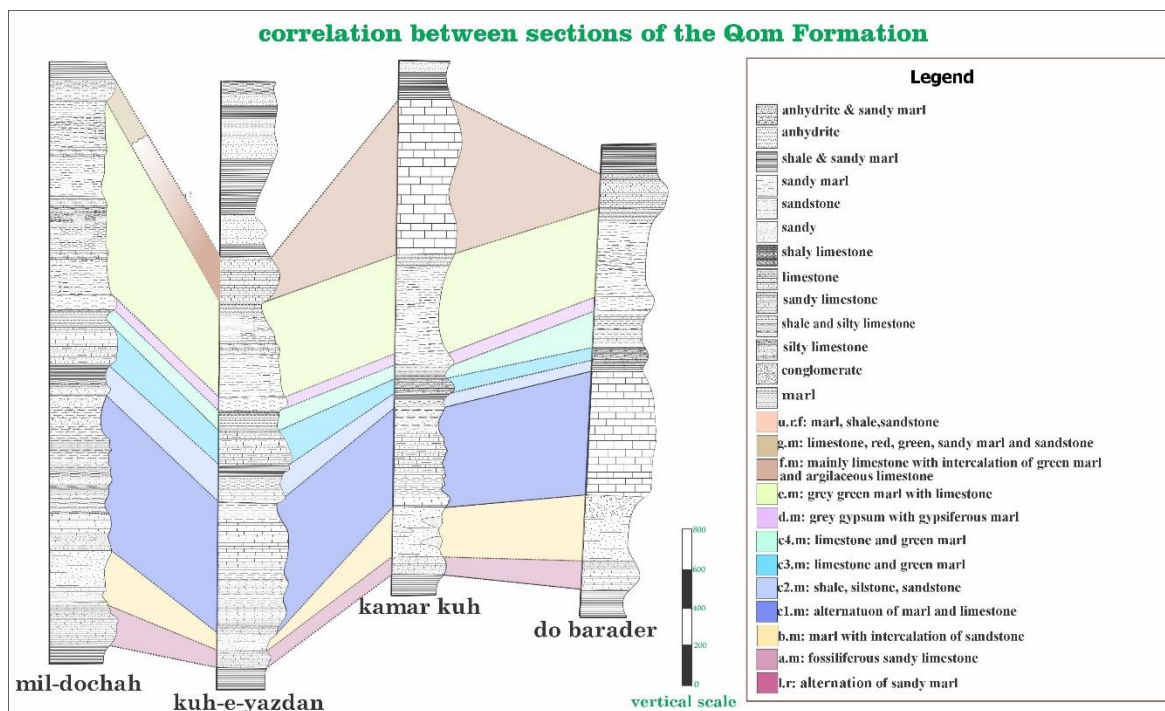
رسوبات چین‌خورده الیگوسن- نوژن، پهنه‌های نمکی (پلایا) و گنبد‌های نمکی تشکیل شده است (Huber, 1976, 1978). حوضه رسوبی ایران مرکزی در بخش‌های

### جایگاه زمین‌ساختی و چینه‌شناسی

پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی، یک پهنه مثلثی شکل است که نمای امروزی آن از رخنمون‌های وسیعی از

حاشیه شمال شرق اقیانوس نئوتتیس است. در پی کوهزایی ائوسن، حوضه قم از حوضه کویر جدا می‌گردد. بعد از این فاز کوهزایی، یک چرخه رسوب‌گذاری جدید شروع می‌شود که قاعده آن با یک سطح ناپیوستگی مشخص قابل تشخیص است. این چرخه با رسوبات تخریبی قاره‌ای قرمز رنگ (سازند قرمز پایینی) شروع شده و توسط رسوبات دریایی الگوسن-میوسن (سازند قم) و رسوبات قرمز رنگ قاره‌ای (سازند قرمز بالایی) به پایان می‌رسد (شکل ۲) (Aghanabati, 2004; Berberian and King, 1981; Jackson et al., 1990; Zhu et al., 2007).

باختری، به زیرحوضه‌های مجزایی تقسیم می‌شود که توسط مجموعه‌های ماگمایی ائوسن احاطه شده‌اند. قسمت باختری حوضه ایران مرکزی، دربردارنده زیرحوضه‌های قم-ساوه و کاشان است. علت تشکیل حوضه رسوبی قم در قسمت شمالی ایران مرکزی را به فرورانش پوسته اقیانوسی (اقیانوس نئوتتیس) به زیر پوسته قاره‌ای (جنوب باختر ایران مرکزی) در انتهای کرتاسه نسبت می‌دهند (Berberian and King, 1981). یکی از پیامدهای مهم این فرورانش و برخورد، تشکیل حوضه جلوی کمان (حوضه اصفهان-سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) ورقه ایران مرکزی در



شکل ۲ - ستون چینه‌شناسی به همراه تغییرات سبترای سازند قرمز پایینی، سازند قم و سازند قرمز فوقانی در محدوده غرب قم (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).

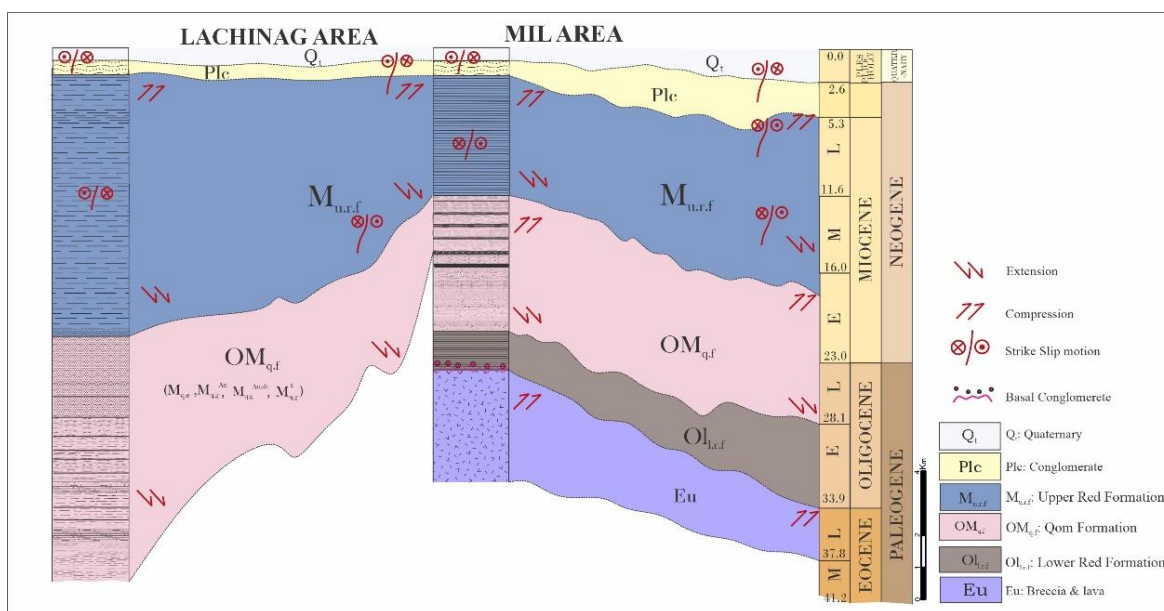
Fig. 2. Stratigraphic column along with the thickness changes of the Lower Red Formation, Qom Formation, and Upper Red Formation in the west of Qom (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).

فازهای اصلی شکل‌گیری حوضه با واحد تک‌تواستراتیگرافی مجزایی قابل ثبت و بررسی است و به

برای بردن به روند تکاملی حوضه قم، باید تمام فازهای اصلی تکاملی مورد بررسی قرار گیرد. هر یک از

در این منطقه بوجود آمده است. تاقدیس ناوگون لاجینگ در شمال باختری تاقدیس میل، متشکل از عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G)، سازند سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با راستای اثر سطح محوری شمال باختر- جنوب خاور در شمال باختر تاقدیس میل قرار گرفته است.

صورت نهشته‌های رسوبی بزرگ مقیاس بررسی می‌شوند (شکل ۳). سازند قم، شامل واحد سنگ‌آهک ماسه‌ای، سنگ‌آهک، مارن و گچ و سازند سرخ بالایی، شامل لایه‌های کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. با توجه به چینه‌شناسی مکانیکی سازندها، اختلاف رئولوژی زیادی در واحدهای سنگی همبری سازند قم با سازند سرخ بالایی



شکل ۳- ستون تکتونواستراتیگرافی منطقه دوچاه و تغییرات ضخامت سازند قم در منطقه میل و لاجینگ (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Mohammadi et al., 2011; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).  
Fig. 3. Tectonostratigraphic column of the Dochah area and the thickness changes of the Qom Formation in the Mil and Lachinag areas (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Mohammadi et al., 2011; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).

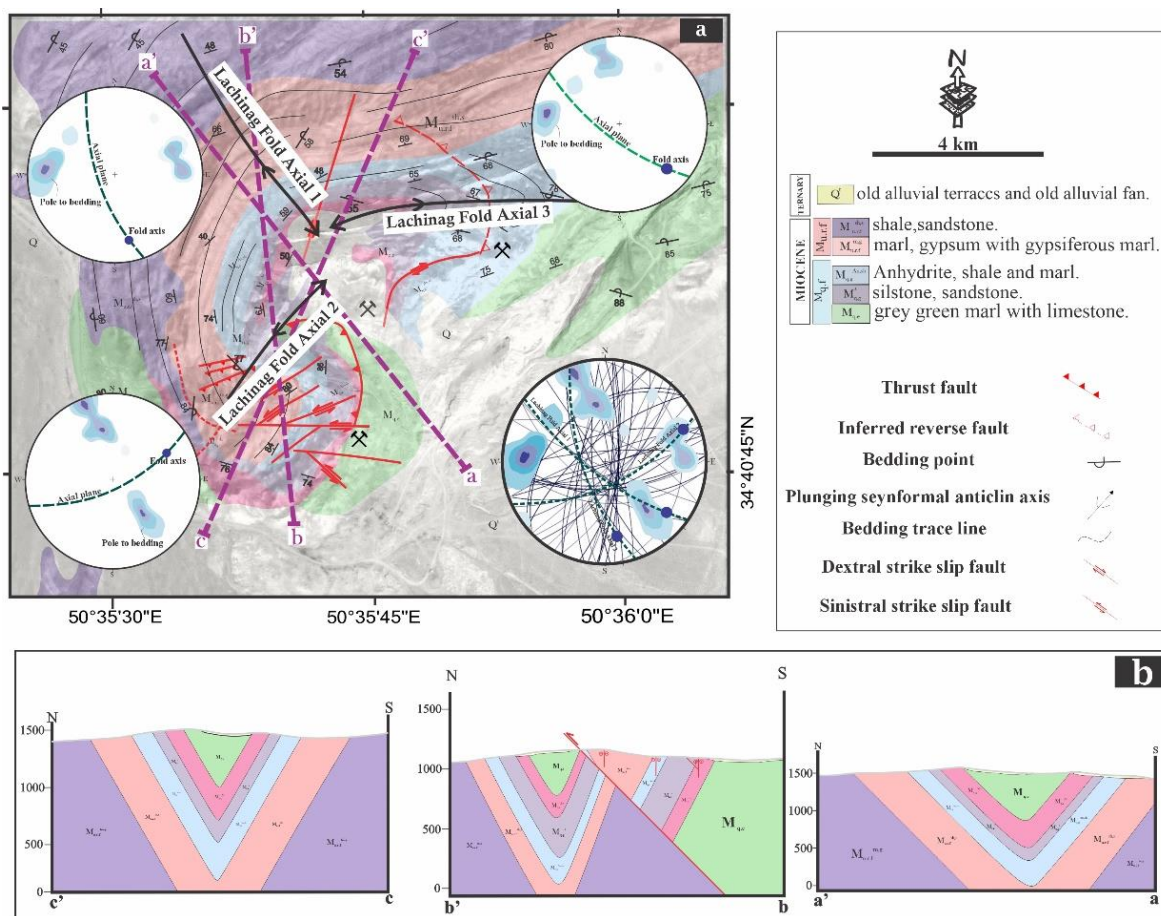
### هندسه ساختاری ناوگون لاجینگ

زمین‌شناسی، ترسیم شده و سه برش ساختاری توصیفی (Interpretive Cross Section) ارائه گردید. برداشت‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه به طور عمده از محل‌های قابل دسترس بوده است و در بخش‌های غیر قابل دسترس از اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (Emami, 1991; Zamani, 2016b; Zamani, 2016c; Nogol-e-Sadat, 1993) تصاویر ماهواره‌ای و مدل رقومی ارتفاعی محدوده کمک گرفته شده است. تاقدیس ناوگون لاجینگ متشکل از

در این پژوهش به منظور مطالعه تغییرات با کمک بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و تصاویر ماهواره‌ای، مسیرهای پیمایش تعیین شد و با انجام عملیات صحرایی به مدت ۱۷ روز در سبک ساختاری، چین‌خوردگی و سطوح فراکنش عامل دگرریختی، عناصر ساختاری نظیر لایه‌بندی، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌های منطقه، بررسی و اندازه‌گیری شد. سپس نقشه منطقه مورد مطالعه با تلفیق و تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی و

شمال باختر- جنوب خاور در شمال باختر تاقدیس میل قرار گرفته است.

عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G)، سازند سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با راستای اثر سطح محوری



شکل ۴- (a) موقعیت محورهای چین خوردگی لاجینگ (b) برشهای ساختاری (مخففها و رنگها همانند شکل ۱ است).  
Fig. 4. a) Location of the Lachinag fold axis surface. b) the structural cross-sections (abbreviations and colors as in Fig. 1).

به طور کلی با در نظر گرفتن سازندهای قدیمی تر در مرکز چین و سازندهای جوان تر در حاشیه آن، در اثر اختلاف مقاومت و گرانیوی میان مواد کم مقاوم (مارن و تبخیریها) با واحدهای رسوبی پیرامون در این بخش، چین جعبه‌ای تشکیل شده است. چین جعبه‌ای (fold box) در یک افق جدایش (Detachment) کم ژرفا گسترش پیدا کرده و در ژرفای تقریبی ۱ تا ۲ کیلومتر، یک دسته از لایه‌های با قوام پایین را تحت تأثیر قرار داده است. این چین دارای سه محور است، که شیب لایه‌بندی

طی بررسی‌های صحرایی صورت گرفته در این ناحیه، مشخص شد که توالی رسوبی سازندها به شکل یک مجموعه برگشته قرار دارد. به صورتی که عضو G سازند قم با شیب به سمت جنوب بر روی عضوهای جوان تر سازند قم قرار گرفته است. هسته این مجموعه چین خورده در سطح رخنمون ندارد و توسط رسوبات آبرفتی منطقه و باطله‌های معدنی پوشیده شده است اما با توجه به توالی لایه‌های قدیمی تر سازند قم در هسته واقع قرار گرفته‌اند.

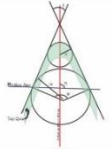
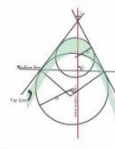
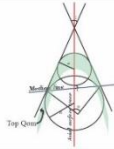
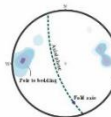
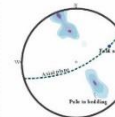
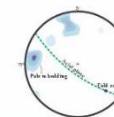
در مرکز (پهلوی میانی) بین ۷۵ تا ۸۰ درجه است. اما در یال‌ها شیب کمتر بوده و در حدود ۳۵ تا ۵۰ درجه است. به این صورت که در پهلوی شمالی ۴۰ تا ۵۰ درجه و در پهلوی جنوبی بین ۳۵ تا ۴۷ درجه اندازه‌گیری شده است. جهت شیب لایه‌بندی در پهلوی میانی و پهلوی شمالی به سمت جنوب بوده و در پهلوی جنوبی به سمت شمال است (شکل ۴). این مجموعه چین‌خورده در انتهای باختری گسل دوجاه، تحت تأثیر حرکات امتدادلغز راست‌بر و چپ‌بر قرار گرفته و خم شده است. برش‌های ساختاری به منظور اندازه‌گیری پارامترهای مربوط به سطوح چین و نمودارهای استریوگرافیک چین‌ها با کمک اطلاعات به دست آمده از منطقه تهیه شده است. بر پایه این محاسبات می‌توان بیان نمود که تاقدیس ناوگون لاجینگ از نوع چین‌های غیر استوانه‌ای است. با توجه به طول و شیب متفاوت یال‌ها و عدم تقارن یال‌ها نسبت به لولاها و همچنین بر پایه وضعیت لایه‌بندی در یال‌های شمالی و جنوبی ناوگون لاجینگ در برش‌ها، مشخص می‌گردد که ناوگون لاجینگ به طور کلی نامتقارن بوده و دارای یال‌های کم شیب برگشته است. تمامی ترسیم‌های انجام شده برای اندازه‌گیری پارامترهای هندسی بر روی افق مرجع (سازند قم) در برش ساختاری ترسیم شده است. بر اساس برش ساختاری و اندازه‌گیری پارامترهای مربوط به یک سطح چین‌خورده (شکل ۵)، جدول ۱ تهیه شده است. جدول ۱ مقادیر برآورد شده برای زاویه بین یالی (Interlimb angle) و زاویه چین‌خوردگی (folding)

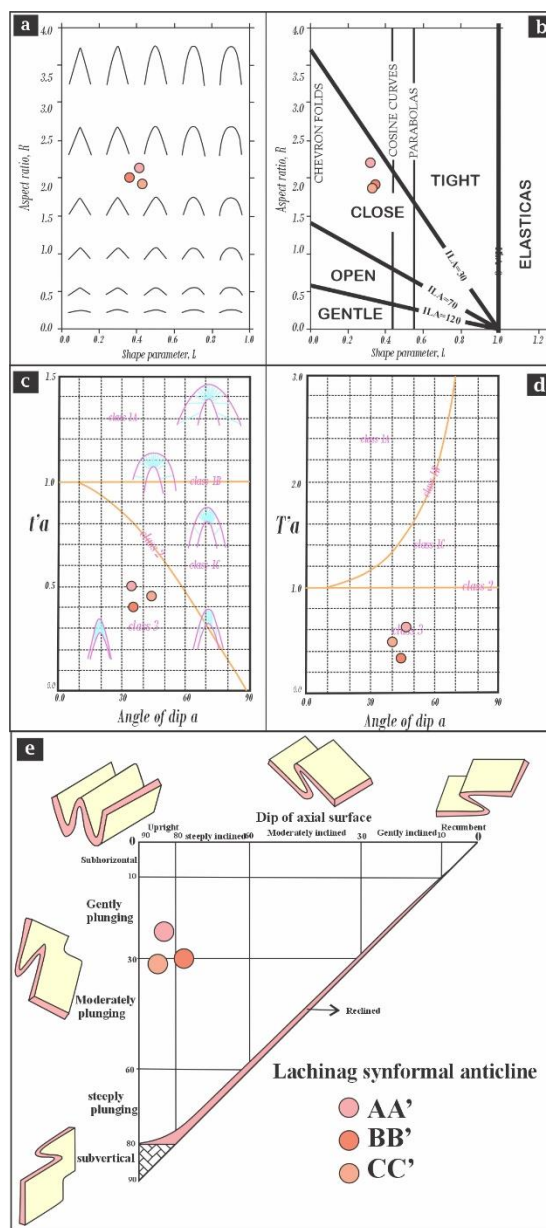
(angle) این مجموعه چین‌خورده را از نظر فشردگی به عنوان چین‌های بسته نشان می‌دهد. در جدول ۱ محاسبات لازم برای توصیف خمیدگی نسبی چین از نظر پخش‌شدگی (Bluntness) در برش عرضی ساختاری ترسیم شده، نشان داده است. اثر سطح محوری این چین‌خوردگی با هندسه خمیده حدود ۴۳۰ متر طول دارد و پهنای ناوگون لاجینگ به طور متوسط یک کیلومتر می‌باشد. موقعیت صفحه محوری بدست آمده از تصاویر استریوگرافی دارای موقعیت ۳۵۰،۸۳ با جهت شیب سمت جنوب باختری می‌باشد. موقعیت دو محور دیگر به ترتیب ۰۷۷،۸۵ با شیب به سمت شمال باختر و ۳۴۵،۸۰ با جهت شیب به سمت جنوب باختری است. بر مبنای زاویه بین یالی در برش‌های مختلف (جدول ۱) ناوگون لاجینگ در تقسیم بندی فلوتی (Fleuty, 1964) در رده چین‌های بسته قرار می‌گیرد.

بر روی یال شمالی ناوگون لاجینگ در بخش شمال خاوری لاجینگ، چین‌های محلی با راستای مشابه چین‌خوردگی اصلی دیده می‌شود. این چین‌خوردگی‌ها در واحدهای انیدریتی (عضو G سازند قم) محصور میان واحدهای ماسه‌سنگی تشکیل شده است.

زاویه میل محور این مجموعه از ریزچین‌ها حدود ۲۰ تا ۳۵ درجه و شیب صفحه محوری بین ۷۵ تا ۸۶ درجه اندازه‌گیری شده است. این موقعیت صفحه محوری و اثر سطح محوری این ریز چین‌ها با موقعیت ناوگون لاجینگ همخوانی بسیار خوبی دارد.

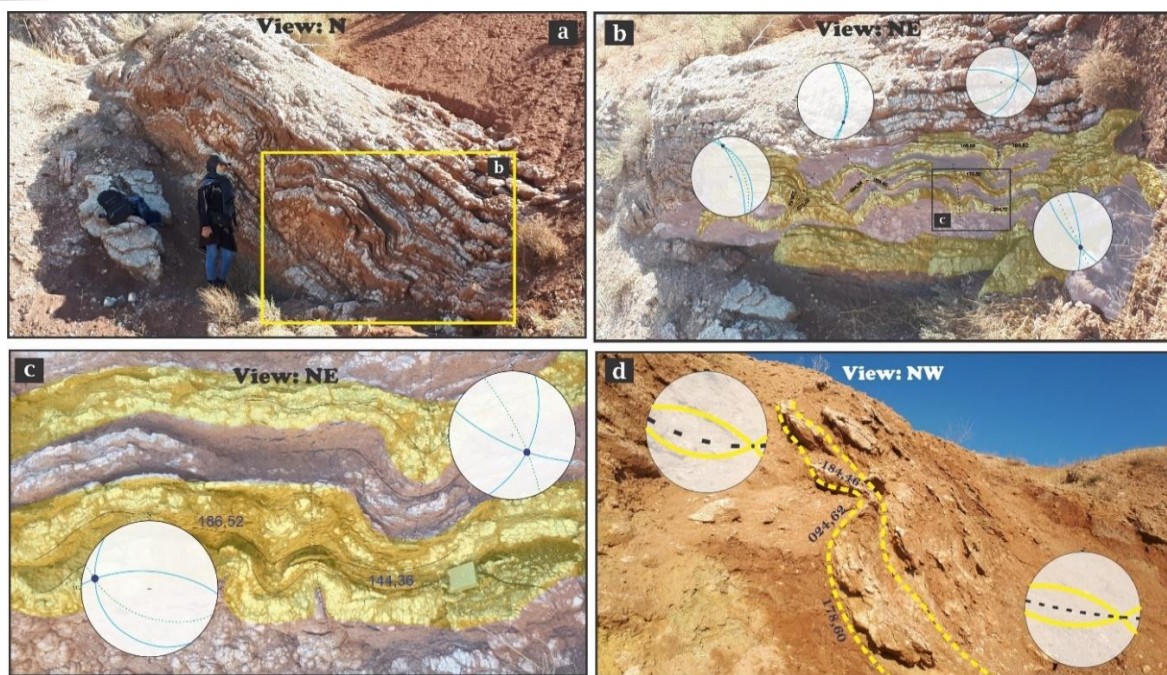
جدول ۱- ترسیم‌های انجام شده برای اندازه‌گیری پارامترهای هندسی بر روی افق مرجع (سازند قم) در برش‌های ساختاری ترسیم شده.  
Table 1- Drawings to measure the geometrical parameters on the reference horizon (Qom Formation) in the structural cross-sections.

نام برش ساختاری			مشخصات و پارامترهای هندسی
cc'	bb'	aa'	
			شاخص های هندسی چین خوردگی
25	18	15	( $\lambda$ ) زاویه میان یالی به درجه
100	98	70	( $\varphi$ ) زاویه چین خوردگی به درجه
پسته	پسته	پسته	(T) فشردگی
80	75	80	( $\eta$ ) زاویه تمایل به درجه
ناپتقارن	ناپتقارن	ناپتقارن	تقارن
غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	Cylindricity
2	2.4	2	R
0.3	0.2	0.3	L
کوتاه	کوتاه	کوتاه	دسته بندی
1.5	0.3	0.5	rc
0.45	0.2	0.25	ro
2.7	1.5	2	rc/ro
نیجه گردشده	نیجه گردشده	نیجه گردشده	دسته بندی
35	42	40	$\alpha$
0.8	0.45	0.5	limb west t'a
0.65	0.7	0.8	limb west T'a
class3	class3	class3	دسته بندی
40	48	37	$\alpha$
0.5	0.5	0.3	limb east t'a
0.8	0.6	0.4	limb east T'a
class3	class3	class3	دسته بندی
350/80SW	077/85NE	345/83NW	سطح محوری چین خوردگی
148/15	065/37	176/30	موقعیت فضایی محور چین خوردگی
class 1B	class3	class 3	طبقه بندی رمزی (پراساس خطوط همشیب)
پسته	پسته	پسته	طبقه بندی فلوتی (پراساس زاویه بین یالی)
پلانژ ملایم	پلانژ ملایم	پلانژ ملایم	طبقه بندی فلوتی بر اساس شیب سطح محوری و شیب محور
			تصویر استریو گرافنی



شکل ۵- طبقه‌بندی چین‌ها. (a) طبقه‌بندی زاویه بین یالی (Fleuty, 1964). هندسه چین‌ها روی دیاگرام L-R نشان داده شده است. (b) دیاگرام اقتباسی از طبقه‌بندی هودلستون (Hudleston, 1973). شکل چین بوسیله پارامترهای L و R مشخص شده است. (c و d) طبقه‌بندی هندسی چین‌ها (Ramsey, 1967). نمودار سمت چپ براساس  $t'a$  و نمودار سمت راست براساس  $T'a$ . نقاط مشخص شده است. (e) ترسیم نوع چین‌ها براساس زاویه میل محور و شیب سطح محوری چین.

Fig. 5. Classification of the folds. a) Classification of the interlimb angle (Fleuty, 1964). Geometry of the folds is shown on the LR diagram. b) The diagram adopted from Hudleston's classification (Hudleston, 1973). The shape of the fold is marked by L and R. c and d) Geometric classification of the folds (Ramsey, 1967). The points are marked in the left diagram of  $t'a$  and the right diagram of  $T'a$ . e) Fold types based on the trend of the axis plane and the dip of the axis surface of the fold.



شکل ۶- (a) نمای کلی از ریزچین‌های واحد تبخیری عضو G سازند قم. (b و c) تصویر استریوگرافیک چین‌ها در واحد تبخیری. (d) نمای کلی از چین‌های موجود در واحد تبخیری و تصاویر استریوگرافیکی محور آن‌ها.

Fig. 6. a) General view of the drag folds of the evaporite unit of the member G of the Qom Formation. b and c) Stereographic diagrams of the folds in the evaporite unit. d) General view of the folds in the evaporite unit and their stereographic images.

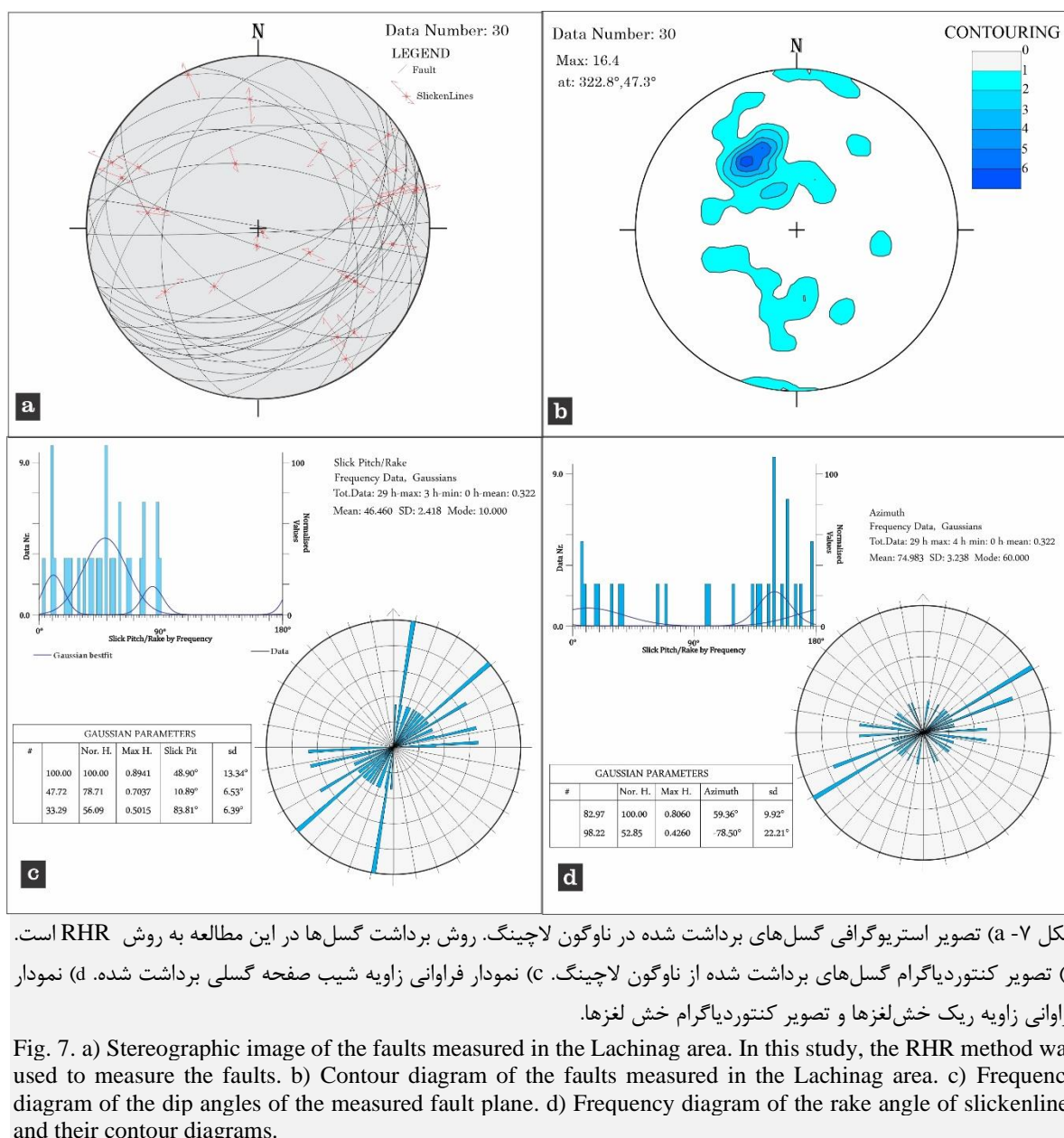
### گسل‌های با روند N50E

اینها شامل گسل‌های RF1 تا RF17 هستند که روندی حدود ۶۰ درجه با روند گسل دوچاه زاویه می‌سازند و شیب آنها به سمت شمال باختر یا جنوب خاور است. سازوکار این دسته گسل‌ها راست‌بر با مؤلفه معکوس تحلیل شده است. شدت این گسل‌خوردگی‌ها در یال جنوبی ناوگون لاجینگ بیشتر از یال شمالی است. تمرکز افزایش ستبرای واحدهای مارنی و چین‌خوردگی‌های محلی در این منطقه، نشان‌دهنده تنش محلی در انتهای جنوب باختری گسل دوچاه است. گسل‌های RF1 تا RF17 به صورت تأخیری یال‌های ناوگون لاجینگ راقطع کرده و سبب جابه‌جا شدن لایه‌ها شده‌اند.

### هندسه ساختاری گسل‌های منطقه

در منطقه مورد مطالعه ۳۰ گسل با روندها و طول متفاوت از چندین متر تا چندین کیلومتر برداشت شده است. در یال شمالی ناوگون لاجینگ، گسل‌های فراوان با راستای متنوع و سازوکار امتدادلغز و راندگی دیده می‌شود که تعداد این گسل‌ها در یال‌های ناوگون لاجینگ، افزایش یافته‌است. با توجه به این که گسل‌های یاد شده، چین‌های محلی را متأثر و جابه‌جا کرده‌اند، جوان‌تر از آنها هستند. نمودار گل‌سرخ‌ی از روند این گسل‌ها نشان می‌دهد که گسل‌های دارای دو روند عمومی N50E, N259 از فراوانی بیشتری برخوردارند. در این بخش براساس اهمیت گسل‌ها، به معرفی هندسه و سازوکار آنها پرداخته می‌شود.



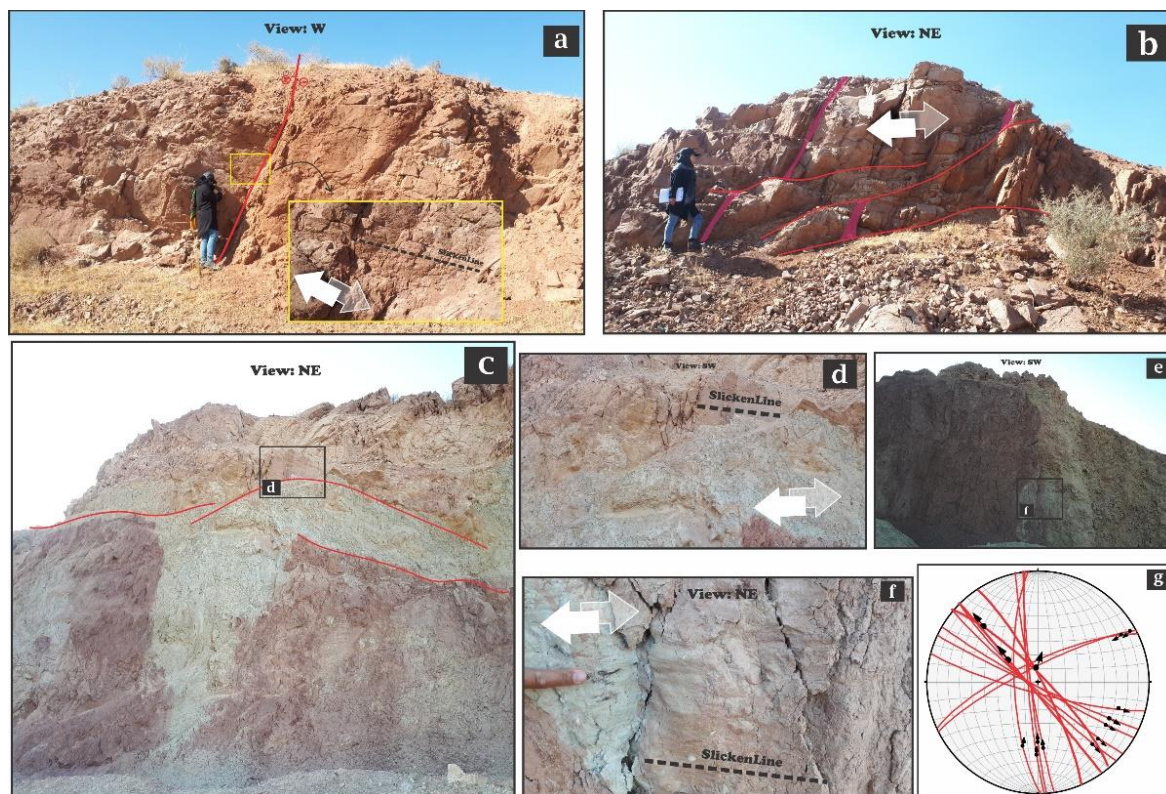


صورت عرضی ناوگون لاجینگ را قطع کرده‌اند. این گسل‌ها نسبت به چین‌خوردگی‌های محلی، جوان‌تر هستند و سبب افزایش ستبرای واحدهای سنگی سازند قم و چین‌خوردگی آن شده‌اند. ناوگون لاجینگ به شدت گسل‌خورده است. شواهدی از حرکت شیبی این گسل

### گسل‌های با روند N250

شامل گسل‌های RF18 تا RF30 بوده و روند آنها تقریباً بر روند گسل دوچاه عمود است. شیب این گسل‌ها به سمت جنوب باختر یا شمال خاور است. سازوکار این دسته گسل‌ها چپ‌بر تحلیل شده است. این گسل‌ها به

برداشت نشده است و بنابراین سازوکار این گسل چپبر می‌باشد.

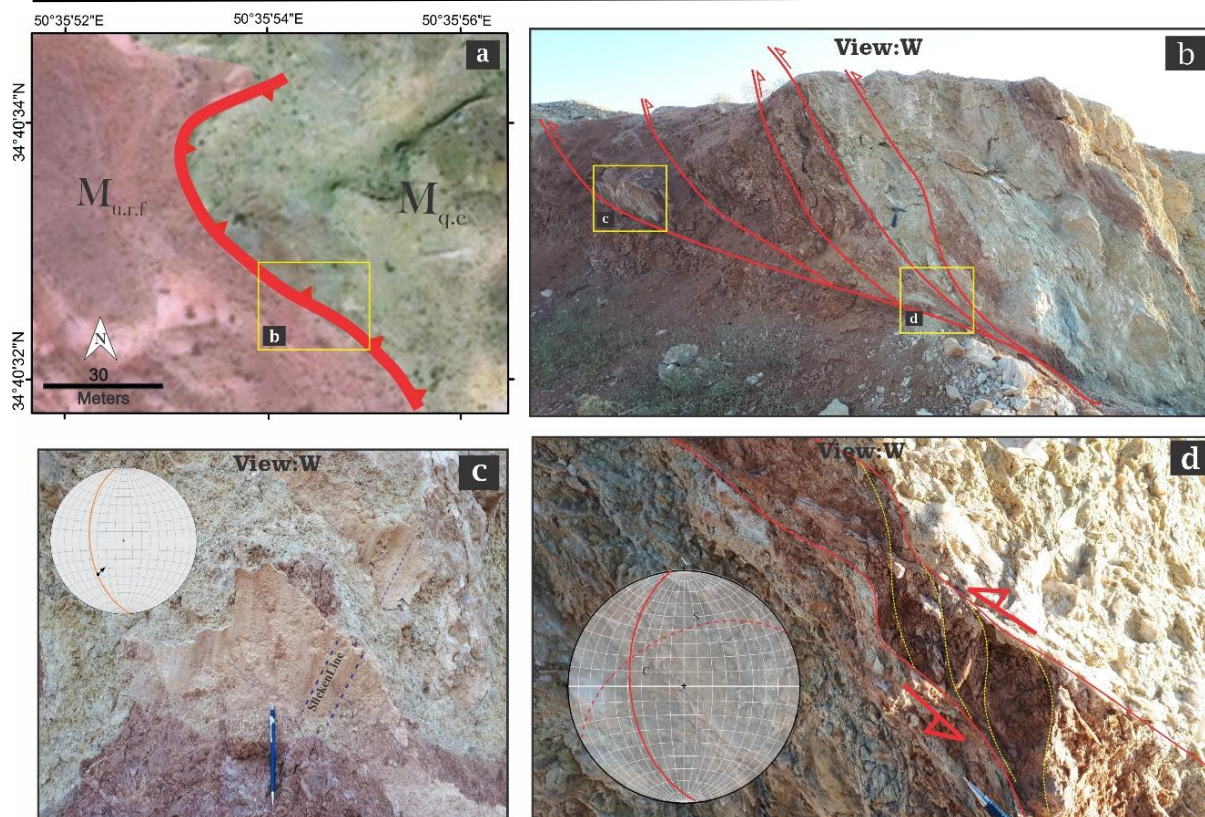


شکل ۸- a) نمای کلی از یکی از گسل‌های امتدادی لاجینگ با سازوکار راست‌بر و تصویر استریوگرافیک گسل‌های برداشت شده. b) صفحه گسلی با سازوکار راست‌بر به همراه خش لغز آن. c) گسل‌های امتدادی لاجینگ با سازوکار راست‌بر و تصویر استریوگرافیک گسل‌های برداشت شده. d) صفحه گسلی با سازوکار راست‌بر به همراه خش لغز آن. e) گسل‌های امتدادی لاجینگ با سازوکار راست‌بر و تصویر استریوگرافیک گسل‌های برداشت شده. f) صفحه گسلی با سازوکار راست‌بر به همراه خش لغز آن. g) تصویر استریوگرافیک از گسل‌های راست‌بر موجود در منطقه.

Fig. 8. a) General view of one of the Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism along with the stereographic image of the measured faults. b) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. c) The Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism as well as the stereographic image of the measured faults. d) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. e) The Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism as well as the stereographic image of the measured faults. f) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. g) Stereographic image of the right lateral strike-slip faults in the region.

سرخ بالایی قرار داده است. جهت شیب این گسل به سمت شمال و زاویه افتادگی خش لغز بین ۵۰ تا ۶۰ درجه است (شکل ۱۰).

از دیگر گسل‌های مهم این منطقه می‌توان به پهنه گسلی لاجینگ اشاره کرد. این پهنه گسلی به شکل منحنی است و واحدهای عضو E سازند قم را بر روی سازند



شکل ۹- زون گسلی لاجینگ. (a) تصویر ماهواره‌ای از زون گسلی لاجینگ. (b) نمای کلی از زون گسلی لاجینگ با نگاه به سمت باختر. (c) نمایی از گسل لاجینگ با نگاه به سمت باختر به همراه موقعیت خش لغزها. (d) صفحه گسلی لاجینگ به همراه تصویر استریوگرافی گسل برداشت شده.

Fig. 9. The Lachinag fault zone. a) Satellite image of the Lachinag fault zone. b) General view of the Lachinag fault zone from the west. c) A view of the Lachinag fault from the west along with the location of the slickenlines. d) The Lachinag fault plane along with the stereographic image of the measured fault.

ستبر و لایه‌های شکننده به شکل‌پذیر کنترل می‌شوند (Bahroudi, 2003). دو نوع مقاومت تنش برشی تعریف شده است (Costa and Vendeville, 2002; Vendeville, 1991): الف) تنش برش افقی که در بخش زیرین به صورت پوشش عمل می‌کند و با حرکت در بالای سطح جدایشی با اصطکاک بالا و یا سرخوردن بر روی لایه جدایشی چگال همراه است. پهنای محدوده تغییرشکل به بزرگی این تنش برشی بستگی دارد. ب) تنش برشی جانبی که در طول مرزهای جانبی (به صورت موازی با حرکت) عمل می‌کند و همانند مورد قبل در

## بحث

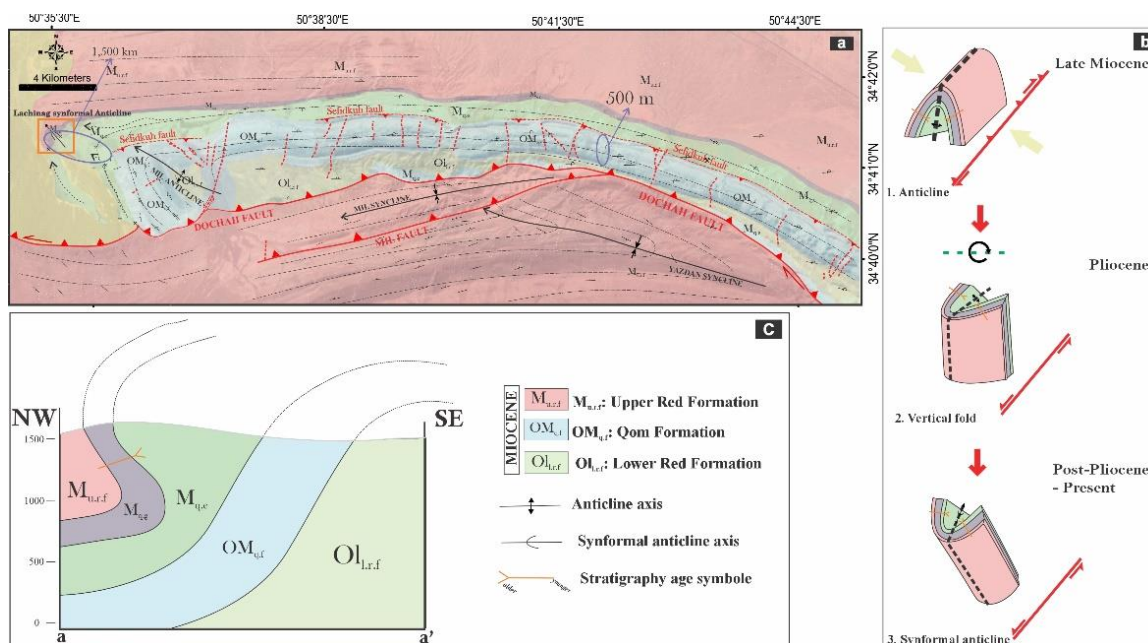
تأثیر وجود لایه جدایشی با اصطکاک بالا (High Frictional Decollement Layer) و لایه جدایشی چگال ضعیف (Weak, Viscous Develvement Layer) در کمربندهای چین خورده-رانده، بر شکل و نوع ساختارهای تشکیل شده در پوشش رسوبی روی آنها، تاکنون در آزمایش‌های زیادی مورد بررسی قرار گرفته است. در هر دو رژیم فشاری و کششی، تغییر شکل لایه‌هایی که بر روی لایه جدایشی چگال (با اصطکاک پایین) قرار گرفته‌اند، بیشتر توسط شرایط مرزها و نسبت

حضور عضو E و G سازند قم در مرز سازند سرخ بالایی و اختلاف رئولوژی این دو سازند، موجب انتقال تنش به سمت جلو بدون تشکیل چین در لایه‌ها، تمرکز تنش در پایان سطح جدایش و در نتیجه تشکیل چین‌ها و افزایش سبزی برای واحدها در انتهای گسل دوچاه شده است. با توجه به زاویه میل فعلی این چین که در حدود ۳۰ درجه است، میزان چرخش این چین در حدود ۱۳۰ درجه و به صورت پادساعت‌گرد برآورد می‌شود. این مدل به صورت ساده در شکل ۴ نشان داده شده است.

ترتیب زمانی تشکیل چین‌های محلی از قدیم به جدید، از چین شماره ۱ در انتهای باختری تاقدیس میل (چین شماره ۱) است. سطح جدایشی که ساختارهای یادشده در واحدهای سازند قم را از لایه‌های مستقیم و چین‌خورده سازند سرخ بالایی جدا می‌کند، در شکل ۱۰ - a تا ۱۰ - c با رنگ سبز مشخص شده است. تاقدیس میل در زمان ائوسن تا پایان میوسن تشکیل شده (شکل ۱۰ - a) و سپس ناوگون لاجینگ در بخش شمالی تاقدیس میل در زمانی که گسل دوچاه به صورت راستالغز راست‌بر فعال بوده است ایجاد شده است؛ ناوگون لاجینگ به وجود آمده (شکل ۱۰ - b). پس از این مرحله گسل چپ‌بر با حرکت چیره امتدادلغز چپ‌بر فعال می‌شود و سبب چرخش ناوگون لاجینگ می‌شود. با توجه به برش‌های ساختاری ترسیم شده از ناوگون لاجینگ، واحدهای مارنی و تبخیری‌های سازند قم یک سطح فراکنش میانی را شکل می‌دهد و این چین‌خوردگی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. هندسه چین‌خوردگی جعبه‌ای ناوگون لاجینگ و بخش‌های شیب‌دار یال‌ها در عمق، به پیش‌بینی یک سطح فراکنش میانی در عمق (عضو E سازند قم) در برش‌ها منجر شده است. کشش و باز شدگی

مقابل پیشروی تغییر شکل در پوشش شکننده به سوی جلو مقاومت می‌کند. بنابراین زیاد بودن هر دو نوع تنش برشی موجب تمرکز تنش فشاری و در نتیجه تمرکز تغییرشکل در ابتدای کمربندهای چین خورده- رانده و انتشار نیافتن آن به سمت جلو می‌شود. با کاهش تنش برشی قاعده‌ای، تأثیر تنش برشی جانبی به طور قابل توجهی افزایش پیدا می‌کند (Bahroudi, 2003; Costa and Vendeville, 2004). در تمام آزمایشات تجربی انجام شده ملاحظه گردید که در لایه‌های روی سطح جدایشی چگال، به دلیل انتقال تنش به جلوتر، ساختارها با فاصله بیشتری از سمت اعمال نیرو نسبت به لایه‌های روی سطح جدایشی با اصطکاک بالا تشکیل می‌شوند. همچنین چین‌های تشکیل شده در لایه‌های روی سطح جدایشی چگال متقارن هستند. اگر هر دو تنش برشی قاعده‌ای و جانبی را کاهش دهیم، تنش تراکمی بیشینه به طور مؤثر می‌تواند بدون تشکیل چین، در سرتاسر پوشش شکننده به جلو منتقل شود؛ تا جایی که به انتهای لایه جدایشی چگال برسد و در آنجا چین‌ها و راندگی‌ها در پوشش شکننده تشکیل شوند (Costa and Vendeville, 2004). در پهنه‌های برشی ایجاد شده در گسل‌های امتدادلغز، با توجه به پرشیب بودن گسل‌ها، حرکت امتدادلغز گسل همانند دیواره جانبی در حال حرکت در آزمایش وندویل (Vendeville, 1991) عمل می‌کند و تنش برشی به سمت جلو ایجاد می‌کند. این کار باعث مساعد شدن عامل تنش برشی در دیواره برای انتقال چین به جلو می‌شود. بنابراین تنها عامل دوم یعنی وجود سطح جدایشی چگال با اصطکاک کم در قاعده، برای انتقال چین نیاز است. در تاقدیس ناوگون لاجینگ حرکت چپ‌بر گسل دوچاه (مانند عملکرد حرکت دیواره جانبی) و پایین بودن میزان مقاومت تنش برشی در قاعده به دلیل

در محل پله شدگی گسل‌های قم و اندیس، فرصتی را برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم کرده است.



شکل ۱۰- a) نقشه زمین‌شناسی منطقه و افزایش ضخامت عضو E سازند قم در دماغه تاقدیس میل نسبت به پهلو شمالی. b) مدل شماتیک از چرخش چین لاجینگ. تبدیل به تاقدیس (مرحله ۱)، تبدیل از تاقدیس به تاقدیس قائم (مرحله ۲) و تبدیل از تاقدیس قائم به تاقدیس ناوگون (مرحله ۳). c) برش ساختاری از تاقدیس میل - دوچاه و تاقدیس ناوگون لاجینگ.

Fig. 10. a) Geological map of the region showing the increase in the thickness of member E of the Qom Formation at the tip of the Mil anticline towards the north. b) Schematic model of the rotation of the Lachinag anticline showing transformation of sedimentary layers into an anticline (step 1), transformation of anticline into a vertical anticline (step 2), and transformation of the vertical anticline into a synformal anticline (step 3). c) Structural section of the Mil-Dochah anticline and the Lachinag synformal anticline.

این حرکت تا اواخر پلیوسن ادامه داشته است. اما با توجه به چرخش ورقه کاسپین نسبت به ورقه اوراسیا حرکت چپ‌بر روی حرکت راست‌بر کپی می‌شود (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b). طی حرکات برشی چپ‌بر گسل دوچاه چین‌خوردگی لاجینگ دچار یک چرخش پاد ساعت‌گرد، حول قطب صفحه محوری (حدود ۱۳۵ درجه) می‌شود و به‌صورت یک تاقدیس ناوگون درمی‌آید.

در بازه زمانی الیگوسن تا پلیوسن اثری از فعالیت گسل دوچاه دیده نمی‌شود، اما در اواخر پلیوسن بر اثر حرکت برشی راست‌بر گسل دوچاه در قسمت انتهایی گسل دوچاه یک تنش برشی محلی به وجود می‌آید که این تنش برشی حاصل حضور لایه‌های الاستیک جدایشی در بین سازند قم و سازند قرمز بالایی (واحدهای گچی و ماری سازند قم (عضو E و G)) است، لایه‌های سازند قم در این محل ضمن ضخیم شدن چین‌خورده‌اند و تاقدیس لاجینگ را به وجود آورده‌اند. در اثر این پدیده، چین‌های محلی با سطح محوری مشابه با تاقدیس لاجینگ ایجاد شده‌اند.

## نتیجه گیری

شکل ناوگون به آن داده است. حرکت چپ بر فزانهاده شده بر روی حرکت راست بر قدیمی احتمالاً مرتبط با چرخش ساعت گرد ورقه کاسپین و اعمال نیروی برشی چپ بر بر گسل های خاوری-باختری شمال ایران مرکزی بوده است. احتمالاً با توجه به روند گسل دو چاه (خاوری- باختری) در این منطقه نیز این نیرو برشی اعمال شده است و سبب تغییر مکانیسم گسل دوچاه از راستگرد به چپگرد گردیده است.

تشکیل تاقدیس لاجینگ مرتبط با حرکت ترافشاری راست بر پهنه گسلی دو چاه در بازه زمانی میوسن میانی- پسین می باشد. حرکت امتداد لغز چپ بر گسل دو چاه در زمان پسامیوسن موجب چرخش تاقدیس لاجینگ به میزان تقریبی ۱۳۵ درجه حول قطب صفحه محوری (به صورت پادساعت گرد با دید به سمت شمال) گشته و نهایتاً

## References

- Aghanabati, S. A., 2004. Geology of Iran. Geological survey and mineral exploration of Iran, Tehran. 586p. In Persian.
- Bahroudi, A., 2003. The effect of mechanical characteristics of basal decollement and basements on deformation of the Zagros Basin. Doctoral dissertation, Uppsala University Library.
- Berberian, M., 1983. Continental deformation in the Iranian Plateau. 52, 625p. Geological survey of Iran.
- Berberian, M., King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.
- Costa, E., Vendeville, B., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. Journal of Structural Geology 24, 1729-1739.
- Costa, E., Vendeville, B., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: Reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. Journal of Structural Geology 11, 2141-2143.
- Emami, M.H.A., J., 1991. Geology map of Qom. Geological Survey Of Iran.
- Fleuty, M., 1964. The description of folds. Proceedings of the Geologists' Association 75, 461-492.
- Furrer, M., Soder, P., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qom region (Iran), 4th World Petroleum Congress. Onepetro.
- Huber, H., 1976. Tectonic map of south-west Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Huber, H., 1978. Tectonic map of North-Central Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Hudleston, P., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16, 1-46.
- Jackson, M., Cornelius, R., Craig, C., Gansser, A., Stocklin, J., Talbot, C., 1990. Salt diapirs of the Great Kavir, Central Iran.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Enkelmann, E., Nozaem, R., Hessami, K., 2020a. Fault inversion in Central Iran: Evidence of post Pliocene intracontinental left lateral kinematics at the northern Iranian Plateau margin. Journal of Geodynamics 140, 101784.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, K., 2020b. Structural evidence on strike slip kinematic inversion of the Kushk-E-Nosrat fault zone, Central Iran. Geopersia 10, 19-205,9p.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.-R., Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of Kashan, Central Iran. Carbonates and Evaporites 26, 255-271.
- Nabavi, M.H., 1976. A Treatise on the geology of Iran. Geological Organization of Iran.
- Nogol-e-Sadate, M., 1985. Les Zones De Decrochements Et Les Vigrations Structurales En Iran, Consequences Des Resultants De Lanalyse Structurale De La Region De Qom, Translated In Persian. Geological Survey & Mineral Exploration of Iran., Report.
- Nogol-e-Sadat, M., 1991. Comprehensive geological studies of Guilan Province. Governmental Office of Guilan Province, Rasht.

- Nogol-e-Sadat, M., 1993. 1: 1,000,000 Tectonic maps of Iran. Department of Iranian Geological Center, Tehran, Iran.
- Rahimzadeh, F., 1994. Geology of Iran, Oligocene, Miocene, Pliocene Geological Plan of the Book, Number 12, the Ministry of Mines and Metals, the Country's Geological Survey, p. 311.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Book Company 568.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. AAPG Bulletin 52, 1229-1258.
- Vahdati Daneshmand, F., 1976. Survey of geology and petrology of Dakhan region (75 km west of Saveh), Faculty of Sciences. University of Tehran.
- Vendeville, B., 1991. Thin-skinned compressional structures above frictional-plastic and viscous décollement layers, Geological Society of America, Abstracts With Programs, P. A423.
- Zamani, M., 2016a. Geological map of Mazraeh-Qeshlaq, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016b. Geological map of Mill, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016c. Geological map of Toqrud, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., HE, C., Wang, S., Zhou, W., Zhu, Q., Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the Central Iran basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29, 715-721.