Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2025, Vol. 15(2): 109 - 137

Research Article

# A review of the Seismotectonic factors of the Tehran area with emphasis on paleoseismological data

Mahsa Abdollahi[1], Seyed Morteza Moussavi[1]*, MohammadMahdi Khatib[1], Mahmoudreza Heyhat[1], Zeynab Taslimi[3]

1-Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran
2- Geological Expert, Department of Geosciences, Geological Survey of Iran

**Keywords:** *Fault, prehistoric earthquake, paleo seismology, Tehran earthquake, Paleo Mega Lake*

## 1-Introduction

The active reverse faults in the Tehran region are parallel to the northwest trend of the Alborz Mountain Range. The historical earthquake sequence lasted for more than 1100 years, significantly longer than the other sequences presented here. Four earthquakes with a magnitude of M > 7 devastated the Tehran region between 743 and 1177, but only one earthquake of this magnitude has occurred in the past 800 years, in 1830. At least three historically destructive earthquakes ruptured adjacent segments of the Mosha fault over a continuous distance of nearly 200 km: 958 (western segment), 1665 (eastern segment), and 1830 (central segment, north of Tehran). An abrupt change in the fault's strike marks the boundary between the 958 and 1830 ruptures. Still, an obvious geological discontinuity does not mark the boundary between the 1830 and 1665 ruptures. The continuation of the hanging wall, east of the 1665 rupture, has not been ruptured in a major earthquake historically (Berberian and Yeats, 1999). The 855–856 (exact year unknown) and 1177 earthquakes cannot be assigned to specific faults. These earthquakes could have ruptured the North Tehran thrust, which defines the Alborz front on the northern edge of the Tehran Plain. A complicating factor is the poor documentation of the location of the 855–856 earthquakes, which could be due to the poor localization of the Qumes earthquake (M 7.4) on December 22, 856, in the Damghan region. These events could also be located south of Tehran along the Pishva fault system. The 1119 AD Qazvin earthquake, with a magnitude of 6.5, occurred on the westward thrust of northern Qazvin and may be a continuation of the zone of large earthquakes on the Mosha fault (Berberian and Yeats, 1999).

## 2-Materials and methods

The method used in this study is based on library studies. Thus, during the review of published articles on the research topic, analysis, comparison, and general conclusions were drawn from previous findings, presented in the form of a model, and the results were illustrated in a graph at the end of the article. Control field visits have also been conducted to review and possibly correct the results.

## 3-Results and discussions

All paleoseismological studies conducted in the Tehran area indicate the excavation of nearly 32 trenches on the fault precipices of this region. The overall results showed that the North Rey, South Rey, Kahrizak, and Eshtehard escarpments are the remnants of an ancient lake shore that once existed in this area. Therefore, these precipices are not of any fault origin. Evidence of ancient earthquakes was also found in other trenches excavated in the region, which were previously reviewed. Two issues should be noted: (1) The Rudbar earthquake occurred on a left lateral strike-slip fault in the Alborz; (2) Most of the buildings

* Corresponding author: mmoussavi@birjand.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.49264.2507
Received: 2025-03-18
Accepted: 2025-07-12


ISSN: 2717-0764

destroyed during the 1990 earthquake were traditional rural unreinforced rubble or adobe brick structures with horizontal timbers in the roof, and modern brick buildings with horizontal reinforced concrete ring beams in the four cities and counties. The Tehran region has experienced a seismic quiescence comparable to that of the 7.3 Rudbar earthquake before 1990 in the northwest Alborz Mountains. Berberian and Yeats' (2016) study indicates that the seismic parameters of the Rudbar earthquake can be considered the largest earthquake expected (Mw ~7.3-7.4) for the Tehran region, contradicting the recommended magnitudes of Mw 7.7-8.1 for Tehran and Alborz mentioned in previous literature. The Tehran Metropolitan Area is situated in a geologically complex region at the junction of the Central Alborz Mountains and the Central Iran Seismic Province, with a well-documented history of historical earthquakes. Due to the proximity and extent of at least eight adjacent and intra-urban active faults in the Tehran metropolitan area and their potential hazards to the city, these faults are of concern and threaten about 15 million people with large and catastrophic earthquakes with huge economic losses and a very difficult and long recovery period for survivors and the government. Regional GPS data show leftward and north-south slip rates of 1.5 and 1.8 mm/year, respectively, in the Tehran metropolitan area (Mousavi et al., 2013).

**4-Conclusion**

The characteristics of all earthquakes in the study area were derived from paleoseismological studies. A large number of earthquakes have occurred during the period when the ancient Rey Mega lake was present in the Tehran Plain. Two groups of studies have been used to show the lake's water level. The first part is related to studies (Jarahi, 2021; Jarahi, 2024), which, in addition to the location of the lake's shores, have presented evidence of water intake dating back to around 2000 BC. The next study is related to the paleoseismological studies of Nazari et al. (2010), which, while dating the lake sediments, after matching the results with the location of the cliffs south of Tehran, showed that the lake water level has been in the Rey range since at least the Younger Driyas period (about 11,800 years ago). At least 16 major earthquakes have occurred in the Tehran area when the lake water level reached the Tehran Plain, which shows the importance of paying attention to phenomena related to large earthquakes in this region. It should be noted that, as Habibi et al. (2023) have pointed out, the southern part of Tehran is vulnerable to a major earthquake event related to the activity of any of the surrounding faults, such as those in North Tehran, Mosha, Pishva, Firuzkuh, and Taleghan. High groundwater levels in the region can exacerbate the destruction and lead to seismic collateral phenomena. As mentioned, the studies of Berberian and Yeats (2016) have removed 10 so-called fake historical seismic events from the list of seismic events in the Tehran region.

On the other hand, the prehistoric earthquake data obtained from paleoseismological studies have been added to the list of prehistoric earthquakes in Tehran. Additionally, four faults, including North Rey, South Rey, Kahrizak, and Eshtehard, have been removed from the list of faults in the study area due to new paleoseismic findings. All the investigations in this study indicate that it is no longer possible to judge Tehran's seismic past and future based on tectonic and seismic data. More precisely, the capital of Iran, with a population of 15 million, is threatened by earthquakes and faces a more serious threat called seismic data chaos, which has led researchers and relevant organizations to compile and implement seismic reports and standards, such as Regulation 2800, based on a database of irregularities. Based on all the above findings, the people of southern Tehran have been seismically reinforcing their structures for a major event with an acceleration of 0.35 gal for nearly four decades, as per Regulation 2800. Meanwhile, the studies of Habibi et al. (2023) show that the maximum acceleration in these areas reaches 0.17 gal.

On the other hand, the risk of land subsidence at a high rate threatens these same areas, and no scientific and practical solution has been proposed so far. According to the study mentioned above and the research by Gholipur et al. (2008), the earthquake acceleration in the northern half of the city is estimated to be significantly higher than 0.35 gal (approximately 0.5 gal). Ultimately, it appears that conducting thorough earthquake hazard analysis studies to revise Tehran's seismic code will be highly necessary.


ISSN: 2717-0764
CC BY

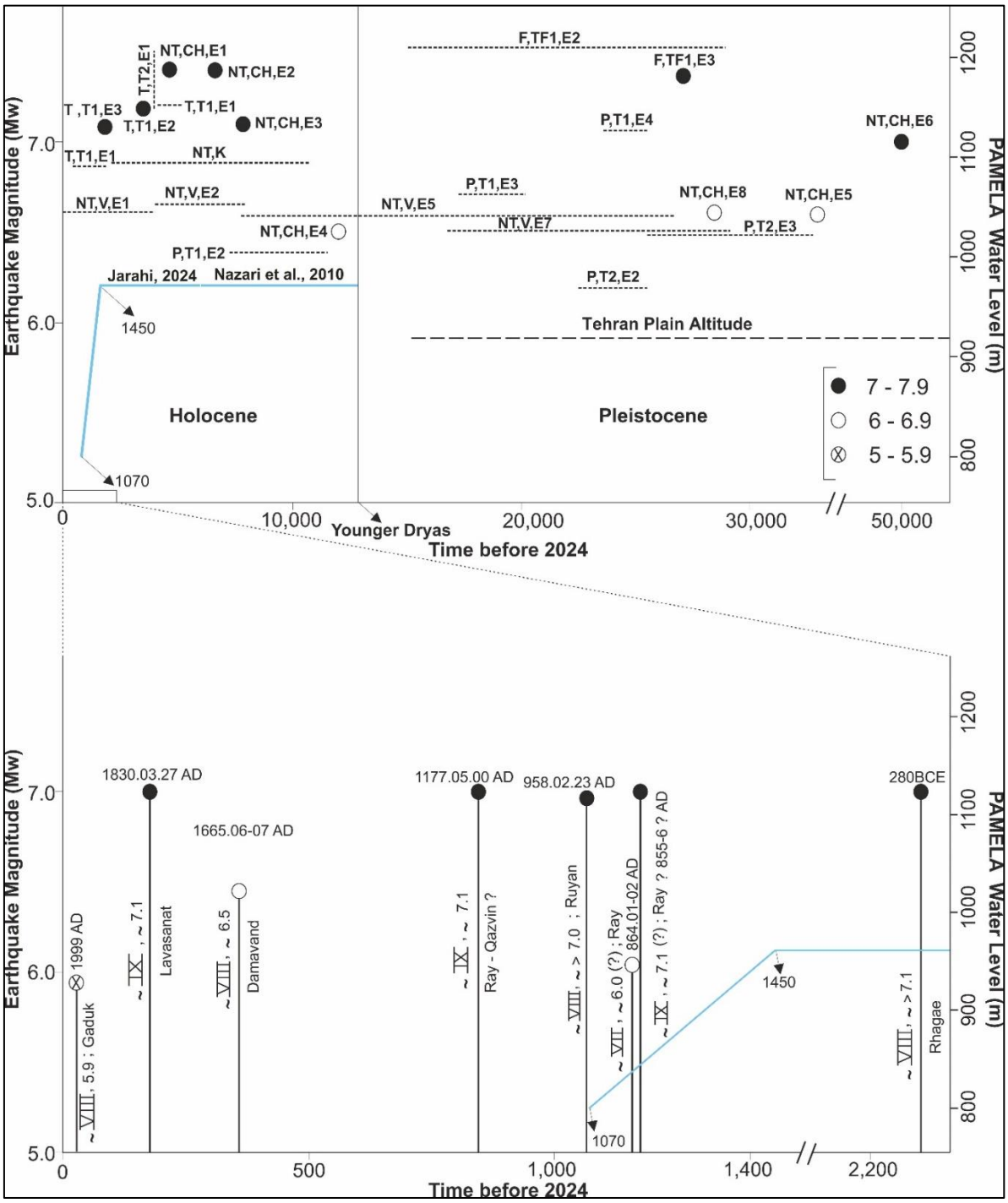



Fig 1: The upper part of the image shows the water level changes of the ancient Rey Lake (PAMELA) (blue lines taken from (Jarahi, 2021) (Jarahi, 2024a) and (Nazari et al., 2010)) compared to earthquakes from paleoseismological studies taken from (Ghassemi et al., 2014; Kaveh Firouz et al., 2012; Nazari, 2006; Nazari, 2015; Nazari et al., 2011; Nazari et al., 2007; Nazari et al., 2014; Ritz et al., 2009; Solaymani Azad et al., 2003) and historical earthquakes (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1995; Berberian, 2014; Berberian and Yeats, 2016b) and a device (ISC, 2018). The lower part of the image shows the faults around Tehran over time relative to the present. Earthquakes with limited dates of occurrence are shown with horizontal lines. The vertical lines represent the magnitude range. Circles indicate earthquakes without upper and lower time limits. The lake water level is relative to the open sea level. NT: North Tehran Fault, V: Vardavard Trench, CH: Chitgar Trench, K: Kand, T: Taleghan Fault, F: Firuzkuh Fault, and P: Pishva Fault. T1, T2, TF1 are the trench numbers, and E1 to E8 are the seismic events for each trench.


ISSN: 2717-0764
CC BY

**5-References**

Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bulletin of the Seismological Society of America 89, 120-139.

Berberian, M., Yeats, R.S., 2016. Tehran: An Earthquake Time Bomb; In Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions. The Geological Society of America 1(Special Paper 525), 84.

Gholipur, Y., Bozorgnia, Y., Rahnama, M., Berberian, M., Qureshi, M ,.Talebian, M., Nazari, H., Shoja–Taheri, J. Shafei, A., 2008. Probabilistic Seismic Hazard Analysis-Phase I, Greater Tehran Range, Optimization Research Group, Engineering, Tehran University.

Habibi, R., Pourkermani, M., Ghorashi, M., Almasian, M. Jarahi, H., 2023. The Effects of Quaternary Sediments on Earthquake Acceleration. Himalayan Geology 44, 71-80.

Jarahi, H., 2021. Paleo Mega Lake of Rey Identification and Reconstruction of Quaternary Lake in Central Iran. Open Quaternary 7(1), 1-15.

Jarahi , H., 2024b. Historical Background of Paleo Mega Lake of Rey. History of Geology and Space Science 15(2), 12-24. http://dx.doi.org/10.5194/hgss-2024-3.

Mousavi, S., Moayeri, M., Vali, A.A., Ranjbar, A., M.R., I., Ghazavi, R., 2013. Geomorphological mapping of processes and forms in Haj Ali Gholi playa, Central Iran. Journal of Social Issues & Humanities 1(4), 9-13.

Nazari, H., Ritz, J.-F., Salamati, R., Shahidi, A., Habibi, H., Ghorashi, M., Karimi Bavanpur, A., 2010. Distinguishing between fault scarps and shorelines: the question of the nature of the Kahrizak, North Rey and South Rey features in the Tehran plain (Iran). Terra Nova 22(3), 227–237.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Abdollahi, M., Moussavi, M., Khatib, M., Heyhat, M., Taslimi, Z,. 2025. A review of the Seismotectonic factors of the Tehran area with emphasis on paleoseismological data. Adv. Appl. Geol. 15 (2), 109-137.

DOI: 10.22055/aag.2025.49264.2507
https://aag.scu.ac.ir/article_20221.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers



ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

# بازنگری در فاکتورهای لرزه‌زمین‌ساختی گستره تهران با تأکید بر داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی

**مهسا عبداللهی**

*دانشجوی دکتری زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران*

**سید مرتضی موسوی**

*دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران*

**محمدمهدی خطیب**

*استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران*

**محمود رضا هیهات**

*دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران*

**زینب تسلیمی**

*کارشناس علوم زمین و اکتشافات معدنی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور*

*mmoussavi@birjand.ac.ir*

*تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۴/۲۱*

## چکیده

طی دو دهه اخیر، مطالعات گسترده‌ای در زمینه دیرینه‌لرزه‌شناسی گسل‌های اطراف تهران انجام شده است. با این حال، نبود یکپارچگی در این مطالعات و عدم ارزیابی جامع نتایج، باعث کاهش کارایی آن‌ها در تحلیل خطر زمین‌لرزه و مدل‌سازی لرزه‌زمین‌ساخت منطقه شده است. در این پژوهش، کلیه داده‌های اطراف تهران گردآوری، بررسی و صحت‌سنجی شد. به‌منظور ارزیابی دقیق، بازدیدهای میدانی و تحلیل‌های زمین‌شناسی مستقلی انجام گرفت که در آن داده‌های موجود با شواهد زمین‌شناسی جدید تطبیق داده شدند. در این راستا، ۳۲ ترانشه حفاری‌شده بر روی پرتگاه‌های مشاء، شمال تهران، فیروزکوه، طالقان، آستانه، اشتهارد، پیشوا، شمال ری، جنوب ری و کهریزک انتخاب و مورد تجزیه‌وتحلیل قرار گرفتند. نتایج نشان می‌دهد که نبود داده‌های سن‌سنجی کافی، تعداد محدود و مکان نامناسب ترانشه‌ها و اختلاف در تفسیر داده‌های لرزه‌ای موجب عدم دستیابی به یک دیدگاه جامع درباره لرزه‌خیزی پیش‌ازتاریخ و تاریخی تهران شده است. با این حال، تحلیل داده‌ها وقوع بیش از ۳۸ زمین‌لرزه مهیب در ۵۰ هزار سال گذشته را در این محدوده تأیید می‌کند. دوره بازگشت نامنظم این زمین‌لرزه‌ها ممکن است ناشی از کاستی‌های روش مطالعه یا ویژگی‌های طبیعی سامانه‌های گسلی منطقه باشد. یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که پرتگاه‌های جنوب و جنوب غرب تهران، شامل پرتگاه‌های شمال ری، جنوب ری، کهریزک و اشتهارد، ماهیتی مورفولوژیکی داشته و بقایای یک ابر دریاچه باستانی محسوب می‌شوند. بر این اساس، بازنگری در داده‌های لرزه‌خیزی ماقبل تاریخ این مناطق ضروری بوده و ارتباط آن با خشک‌شدن این دریاچه و وقوع زمین‌لرزه‌های مهیب مورد تحلیل قرار گرفته است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های تاریخی ویرانگر شهر ری (راگا) به‌جای فعالیت پرتگاه‌های مورفولوژیکی، تحت تأثیر فعالیت گسل‌های بزرگ منطقه ازجمله پیشوا و شمال تهران بوده‌اند. علاوه بر این، شواهد رسوبی بیانگر آن است که شرایط وقوع پدیده‌های زمین‌لرزه‌ای نظیر روانگرایی و تشدید ارتعاشات در منطقه وجود داشته که تخریب ناشی از زمین‌لرزه‌ها را افزایش داده است. به‌طور کلی، بازنگری در داده‌های لرزه‌ای و دیرینه‌لرزه‌شناسی تهران نشان می‌دهد که بیش از ۱۰ زمین‌لرزه از فهرست زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه حذف شده و ۴ گسل نیز دیگر به‌عنوان گسل‌های فعال محسوب نمی‌شوند. با توجه به یافته‌ها، نتایج این تحقیق ضرورت بازنگری اساسی در کدهای لرزه‌ای تهران را تأیید می‌کند و پیشنهاد می‌شود که معیارهای ارزیابی خطر زمین‌لرزه در این منطقه با در نظر گرفتن این داده‌های جدید اصلاح گردد.

***واژه‌های کلیدی:*** *گسل، زمین‌لرزه ما قبل تاریخ، دیرینه لرزه‌شناسی، زلزله تهران، ابر دریاچه باستانی*

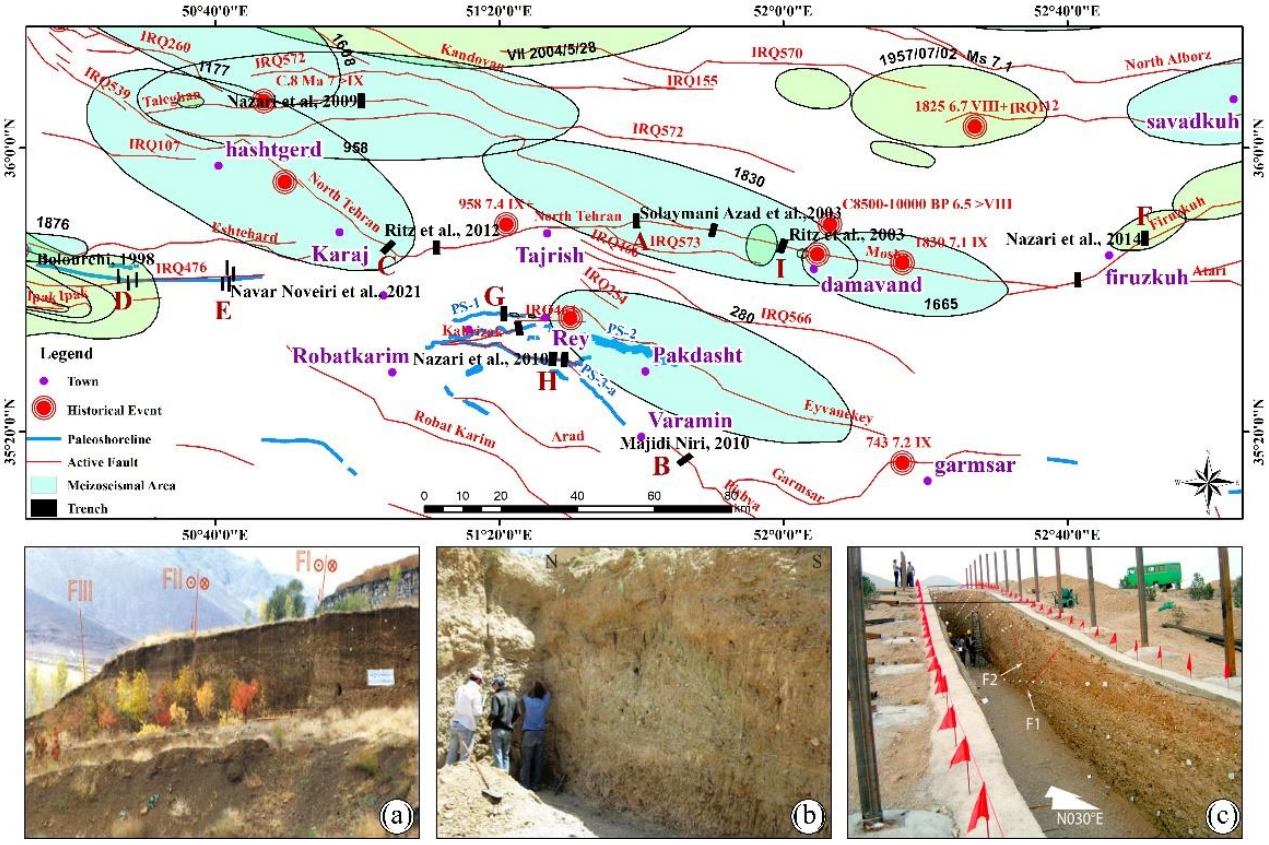
## ۱-مقدمه

منطقه البرز یک زون فعال با تراکم زیاد از گسل‌های لرزه‌زا است (Hessami et al., 2003). بعضی از گسل‌های مهم در لبه جنوبی البرز که فعالیت آنها توسط لرزه‌نگاری و مشاهدات صحرایی ثبت شده‌است، شامل گسل‌های شمال تهران، مشاء، طالقان، فیروزکوه، آستانه، اشتهارد و پیشوا می‌باشند

Berberian et al., 1985; Berberian, 1995; Berberian, 2014). فعالیت‌های لرزه‌ای گسل‌های ترود، ایپک و آبدره در جنوب کوه‌های البرز توسط گسلش‌های سطحی کنترل می‌شود (Tchalenko et al., 1974; Berberian, 1976a; Berberian, 1976b; Hedayati et al., 1976; Ambraseys, 1978; Ambraseys and Melville, 1982). نبود یکپارچگی در داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی، عدم انطباق نتایج میدانی با سوابق تاریخی و وجود ابهام در فعالیت برخی از گسل‌های تهران باعث شده تا مدل‌سازی خطر زمین‌لرزه در این منطقه با عدم قطعیت بالایی همراه باشد. نظر به اهمیت بالای لرزه‌خیزی گستره تهران و تمرکز بالای جمعیت و زیرساخت‌ها در این ناحیه، بازنگری جامع در داده‌های موجود و تحلیل مجدد منابع لرزه‌زا برای اصلاح کدهای لرزه‌ای و ارتقای ارزیابی خطر لرزه‌ای الزامی است.

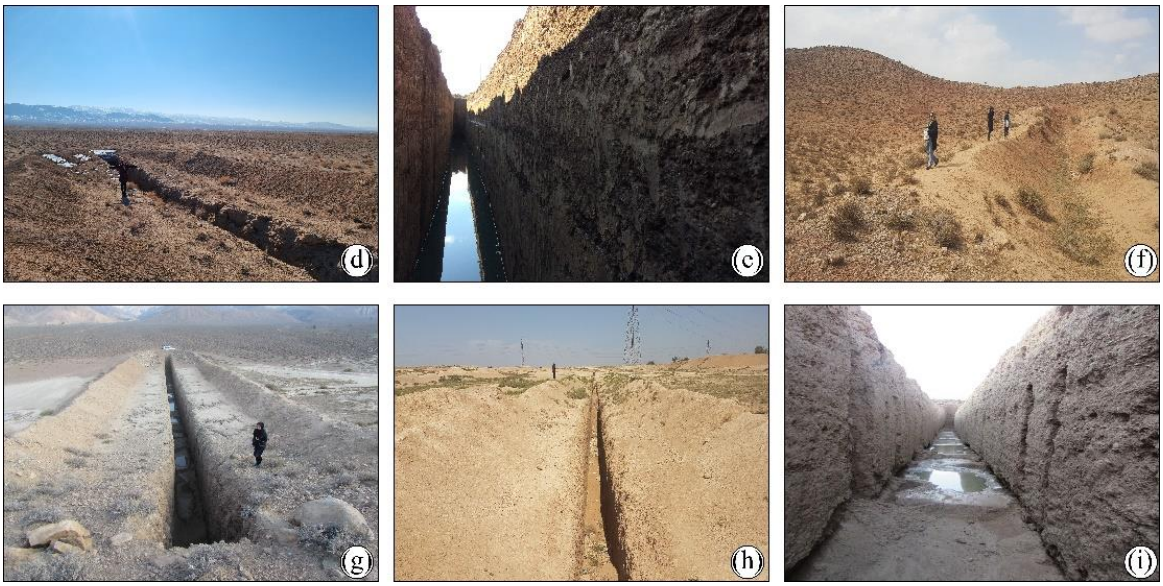
مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌های بوئین‌زهرا (۱۹۶۲/۹/۱) و چنگوره (۲۰۰۲/۶/۲۲) که به‌ترتیب طی فعالیت گسل‌های ایپک و آبدره رخ داد، یک حرکت تراستی را نشان می‌دهد (Hessami et al., 2003). هرچند، مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که حرکت چپ‌گرد بر حرکت معکوس گسل ایپک چیرگی دارد (Bachmanov et al., 2004). گسل خزر، یک گسل معکوس با شیب به سمت جنوب، طولانی‌ترین گسل در منطقه البرز می‌باشد. این ساختار فروافتادگی خزر را در شمال، از کوه‌های البرز در جنوب جدا می‌کند. فعالیت برخی از گسل‌ها در رشته‌کوه البرز توسط زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی، شناسایی شده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). زمین‌لرزه رودبار-طارم در ۱۹۹۰/۶/۲۰ در مجموع ۸۰ کیلومتر گسلش سطحی را به‌همراه داشت (Berberian et al., 1992). مکانیسم کانونی این زمین‌لرزه، یک حرکت راستالغز چپ‌گرد بر روی صفحه گسلی با روند غرب-شمال غربی و همچنین یک مؤلفه معکوس را نیز نشان می‌دهند. مطالعات اولیه در مورد این زمین‌لرزه جواب متقاعد کننده‌ای در رابطه با فعالیت هولوسن و مشخصه‌های ژئومورفولوژیکی یا تصاویر ماهواره‌ای به دست نمی‌دهد. از کویر مرکزی ایران تا جنوب البرز و از جنوب البرز تا شمال البرز کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی ۰/۴ میلی‌متر در سال می‌باشد که در مجموع، کوتاه‌شدگی در سرتاسر البرز حدود ۰/۸ میلی‌متر در سال است (Walpersdorf et al., 2006). گسل‌های معکوس فعال منطقه تهران موازی با دامنه‌های ساختاری با روند شمال غربی رشته‌کوه البرز هستند. توالی زمین‌لرزه تاریخی در یک دوره زمانی طولانی‌تر از ۱۱۰۰ سال ، بسیار طولانی‌تر از تاریخچه‌های دیگر ارائه شده در اینجا رخ داده‌است. چهار زمین‌لرزه با بزرگای($M > ۷$) منطقه تهران را در یک دوره چهار قرنی از سال ۷۴۳ تا ۱۱۷۷ ویران کرد، اما تنها یک زلزله به این بزرگی در ۸۰۰ سال گذشته، در سال ۱۸۳۰ رخ داده‌است (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1995). حداقل سه زمین‌لرزه مخرب تاریخی، بخش‌های مجاور گسل مشاء را در فاصله‌ای پیوسته، نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر گسیختند: ۹۵۸ (بخش غربی)، ۱۶۶۵ (بخش شرقی)، و ۱۸۳۰ (بخش مرکزی، شمال تهران) مرز بین گسیختگی‌های ۹۵۸ و ۱۸۳۰ با تغییر ناگهانی در برخورد با گسل مشخص می‌شود، اما مرز بین گسیختگی‌های ۱۸۳۰ و ۱۶۶۵ با یک ناپیوستگی آشکار زمین‌شناسی مشخص نمی‌شود. ادامه فرادیواره در شرق گسیختگی مربوط به زلزله ۱۶۶۵ از نظر تاریخی، در یک زلزله بزرگ گسیخته نشده‌است (Berberian and Yeats, 1999). نمی‌توان زمین‌لرزه‌های ۸۵۵ به ۸۵۶ (سال دقیق نامشخص) و ۱۱۷۷ را به گسل‌های خاص اختصاص داد. این زمین‌لرزه‌ها می‌توانستند راندگی شمال تهران را که جبهه البرز در لبه شمالی دشت تهران را مشخص می‌کند، بشکنند. یک عارضه دیگر، وجود گسل‌های معکوس جنوبی پنهان، است. گسل‌های معکوس جنوبی ممکن است باعث بالاآمدن بلوک فرادیواره گسل شمال تهران شوند. نظیر زلزله ۱۹۹۴ نورتریج در یک رانش کور که فرادیواره گسل سانتا سوزانا را بالا برد (Yeats and Huftile, 1995). یک عامل پیچیده، مستندات ضعیف مکان زلزله ۸۵۵ تا ۸۵۶ است، که می‌تواند به دلیل جانمایی بد زمین‌لرزه کومس ($M$-۷/۴) از ۸۵۶/۱۲/۲۲ در منطقه دامغان باشد. این رویدادها همچنین می‌توانند در امتداد سامانه گسلی پیشوا در جنوب تهران واقع شده باشند. زمین‌لرزه ۱۱۱۹ میلادی قزوین با بزرگای ۶/۵ در راندگی شمال قزوین به سمت غرب ممکن است، ادامه زون زمین‌لرزه‌های بزرگ روی گسل مشاء باشد (Berberian and Yeats, 1999). برای درک خطر لرزه‌ای منطقه تهران، باید تاریخچه لرزه‌ای کواترنر گسل‌ها را تحلیل کنیم و فعالیت لرزه‌ای ثبت‌شده آنها را در رشته‌کوه‌های البرز در شمال و شمال ایران مرکزی در جنوب بررسی کنیم. تحقیقات قبلی به‌ویژه شناسایی منابع لرزه‌زای زمین‌لرزه‌های تاریخی را بررسی نکرده‌اند (Ambraseys,

1963; Ambraseys and Tchalenko, 1969; Ambraseys and Melville, 1982) (شکل ۱و۲). این تحقیق با گردآوری، ارزیابی و صحت‌سنجی داده‌های میدانی و تاریخی زمین‌لرزه‌های تهران، سعی دارد تصویری به‌روز از فعالیت گسل‌ها ارائه دهد. با استفاده از اطلاعات ترانشه‌های حفاری‌شده، تحلیل ژئومورفولوژیکی و شواهد رسوب‌شناسی، سازوکارهای لرزه‌ای منطقه بازسازی و مجدداً ارزیابی می‌شود.




شکل ۱- بخش بالا، موقعیت ترانشه‌های حفاری شده طی مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی گستره تهران و مناطق هم‌جوار را نشان می‌دهد. پهنه‌های هم لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی برگرفته از (Berberian, 2014) می‌باشد. همچنین بقایای ساحلی دریاچه باستانی ری با خطوط آبی رنگ ترسیم شده است (Jarahi, 2021). اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی (دایره‌های قرمز) برگرفته از (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1995) است. تصاویر(a) تا (c) برگرفته از (Ritz et al., 2012; Solaymani Azad et al., 2011) است.

Fig1. The locations of trenches excavated during paleoseismology studies in the Tehran region and adjacent areas. The seismically active zones of historical and instrumental earthquakes are adapted from Berberian (2014). Additionally, the remnants of the Paleo Mega Lake of Ray, as depicted by Jarahi (2021), are illustrated with blue lines. The historical earthquake data (red circles) are sourced from Ambraseys and Melville (1982); Berberian (1995). Images (a) to (c) are adapted from Ritz et al. (2012); Solaymani Azad et al. (2011).




شکل ۲- بازدیدهای میدانی ترانشه‌های دیرینه لرزه‌شناسی (d) تا (i) در گستره مورد مطالعه، موقعیت هر تصویر در شکل ۱ نمایش داده شده است.
Fig2. Field Stusies of paleoseismology trenches in the studied area. The location of each image (d) to (i) is shown in Figure 1.

## ۲-روش مطالعه

روش مورد استفاده در این مطالعه مبتنی بر مطالعات کتابخانه‌ای است. بدین‌ترتیب که طی بررسی مقالات منتشر شده در خصوص موضوع تحقیق، تحلیل، مقایسه و نتیجه‌گیری کلی از یافته‌های پیشین در قالب یک مدل صورت گرفته و نتایج حاصل در انتهای مقاله به‌صورت یک نمودار ارائه گردیده است. همچنین بازدیدهای میدانی کنترلی جهت بازنگری و احتمالاً اصلاح نتایج انجام گردیده است. بدین ترتیب که هر یک از پروژه‌های مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی گسل‌های گستره تهران، تماماً مطالعه، واکاوی و در بررسی‌های میدانی، صحت‌سنجی خواهند شد. سپس رویدادهای لرزه‌ای آنها به طور خلاصه، ارائه و با دیگر ترانشه‌های موجود بر روی همان گسل، مقایسه شده‌اند. علاوه بر این، سعی خواهد شد تا در این حین، رویدادهای لرزه‌ای تاریخی موجود در منطقه نیز، در صورت امکان با نتایج دیرینه لرزه‌شناسی مقایسه و انطباق یابند. همچنین کلیه منابعی که از زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره تهران در دسترس می‌باشد، بازنگری و کنترل خواهد شد تا اگر زمین لرزه‌هایی وجود دارند که از نظر مکانی و یا تاریخ رویداد اعتبار کافی ندارند، از فهرست زمین‌لرزه‌ها حذف گردند. در نهایت، یک فهرست جامع از زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ و تاریخی برای منطقه تهیه خواهد شد. در شکل ۲ در بخش d تا i به ترتیب بررسی‌های میدانی که توسط نگارندگان از ترانشه‌های گسل‌های اشتهارد (بخش جنوب غربی و جنوب شرقی)، فیروزکوه، آستانه، جنوب ری و شمال ری صورت پذیرفته است، ارائه گردید.

## ۳-نتایج

### ۳-۱- مطالعات ترانشه دیرینه لرزه‌ای گسل شمال تهران

سه مجموعه ترانشه در جنوب خط گسل راندگی شمال تهران در وردآورد و چیتگر در شمال غربی شهر و در کند در شمال شرقی حفاری شد. زمین‌لرزه‌های دیرینه توصیف شده، جابه-جایی‌های معکوس، نرمال و امتدادلغز را نشان دادند (شکل۳). دو ترانشه، به فاصله ۵۰۰ متر از هم، بر روی یک پرتگاه به طول ۷ کیلومتر واقع در ۲ کیلومتری جنوب خط گسل راندگی شمال تهران در وردآورد حفر شد. TE1 (در شمال غرب) و TE2 (به سمت جنوب شرقی) به ترتیب در ۱ و ۲ کیلومتری جنوب و جنوب غربی اثر سطح گسل راندگی اصلی شمال تهران در جنوب یک توده لغزشی متشکل از توف سازند کرج به سن ائوسن قرار گرفتند. بر اساس این دو ترانشه، Nazari (2006)، Nazari و همکاران (۲۰۰۶)، (۲۰۰۷)، (۲۰۱۱) و Ritz و همکاران (۲۰۱۲) با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف از شش یا هفت رویداد گسیختگی سطحی در طول ۲/۹ ±۲۶/۷ هزار سال، با بزرگای تخمینی Mw بین ۶/۱ و ۶/۹، ۶/۱ و ۶/۸، ۶/۲ و ۷/۲ شناسایی کردند. ظاهراً پنج رویداد بین ۲/۹ ±۲۶/۷ هزار سال و ۱/۱ ± ۸/۶ هزار سال رخ داده است. دو تا از جوان‌ترین رویداد آنها در طول ۱/۲ ± ۷/۹ هزار سال رخ داده است، با

رویداد ماقبل آخر (E2) که ۱/۵۸یا ۱/۷۵ متر افتادگی عمودی با نرخ لغزش در طی هولوسن حدود ۰/۳ میلی‌متر در سال و میانگین فاصله رویداد ۳۸۰۰ سال در طول مسیر گسل شمال تهران را نشان می‌دهد (Ritz et al., 2012). هفت انحراف رویداد به صورت ۰/۷۷، ۱/۵۸، ۰/۱۳، ۰/۲۰، ۰/۱۵، ۰/۲۰، ۰/۲۰ متر گزارش شده‌است. این محققین در سناریوی شش رویدادی خود، آخرین مقادیر ۰/۲۰ متر را در نظر نگرفته اند ( Ritz et al., 2012). خلاصه‌ای از یافته‌ها در ادامه ارائه شده‌است. دو ترانشه (T1 و T2) بر روی گسل نرمال به طول ۶ کیلومتر در چیتگر، ۲/۷ کیلومتری جنوب گسل راندگی شمال تهران حفاری شد (شکل ۱). هیچ نمونه‌ای برای سن‌سنجی جمع‌آوری نشد و سن‌ها بر اساس انطباق چینه‌شناسی آبرفتی با ترانشه وردآورد، با در نظر گرفتن نرخ رسوب‌گذاری ثابت تخمینی ۰/۱۶ میلی‌متر در سال برای ۲۱۰۰۰ سال گذشته برآورد شد (Kaveh Firouz et al., 2012). سه تا شش رویداد را در یک "تخمین" ۵۰۰۰۰ ساله، با بزرگای ۷/۴ تا ۶/۴ (جدول ۱) و با دوره بازگشت ۳۶۵۰ سال در امتداد یک گسل نرمال بسیار کوتاه در جنوب راندگی شمال تهران گزارش کردند. Kaveh Firouz و همکاران (۲۰۱۲)، گزارش کردند که جوان‌ترین گسل نرمال آنها در ترانشه چیتگر بریده شده و رسوبات آبرفتی سطحی را جابه‌جا کرده است، که در نقشه آنها به‌صورت خط‌چین به طول ۶ کیلومتر نشان داده شده و بدون سن‌سنجی، به تاریخ تخمینی ۴/۷ هزار سال رسیدند. اولین رویداد راندگی در ترانشه وردآورد، در ۱۰ کیلومتری غرب، مربوط به صفر تا ۴۰۰۰ سال قبل از میلاد است. مشخص نیست که چگونه یک گسل نرمال منقطع به طول ۶ کیلومتر واقع در ۲/۷ کیلومتری جنوب راندگی شمال تهران و ۱۰ کیلومتری شرق راندگی وردآورد توانسته است زلزله‌ای به بزرگی Mw ۷/۴ ایجاد کند. این فرض با یک زلزله بزرگ بر روی یک گسل نرمال بسیار کوتاه با میدان تنش منطقه‌ای تناسب ندارد.

جدول۱- خلاصه‌ای از رویدادهای دیرینه لرزه‌ای در وردآورد، شمال غرب تهران، ترانشه TE1 و TE2 در امتداد راندگی شمال تهران. بازنگری شده از مطالعات (Kaveh Firouz et al., 2012).

Table 1. Summary of paleoseismic events in Vardavard, northwest of Tehran, trench TE1 and TE2 along the North Tehran thrust. Revised from studies (Kaveh Firouz et al., 2012).

| Trench TE1 | | | | Trench TE2 | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Event | Total offset (m) | $M_W$ (Reverse/ general) | Date (yr B.P.) | Event | Total offset (m) | | $M_W$ (Reverse/ general) | $M_W$ (Reverse) | | $M_W$ ( general) | | Date (yr B.P.) |
| | | (1) | | | (1,2) | (3) | (1) | (2) | (3) | (2) | (3) | |
| Ev1 | 0.77 | 6.62/6.8 | 0-4000 | Ev1 | 0.3 | 0.77 | 6.57/6.5 | 6.29 | 6.62 | 6.3 | 6.8 | ? |
| Ev2 | 1.58 | 6.66/7.1 | 4000-7900 | Ev2 | 0.95 | 1.58 | 6.64/6.9 | 6.51 | 6.66 | 6.67 | 7.1 | ? |
| Ev3 | 0.13 | - | - | Ev3 | 0.59 | 0.13 | 6.61/6.74 | 6.41 | - | 6.52 | - | ? |
| Ev4 | 0.2 | - | - | Ev4 | 0.7 | 0.2 | 6.88/6.80 | 6.45 | - | 6.58 | - | ? |
| Ev5 | 0.35 | 6.58/6.6 | 7900-26700 | Ev5 | - | 0.35 | - | - | 6.58 | - | 6.6 | ? |
| Ev6 | 0.2 | - | - | Ev6 | - | 0.2 | - | - | - | - | - | ? |
| Ev7 | 0.3 | 6.57/6.5 | 26700-29000 | - | - | 0:30 | - | - | 6.57 | - | 6.5 | ? |
| Ev8 | 0.35 | 6.58/6.6 | 28500 | - | - | 0.35 | - | - | 6.58 | - | 6.6 | ? |

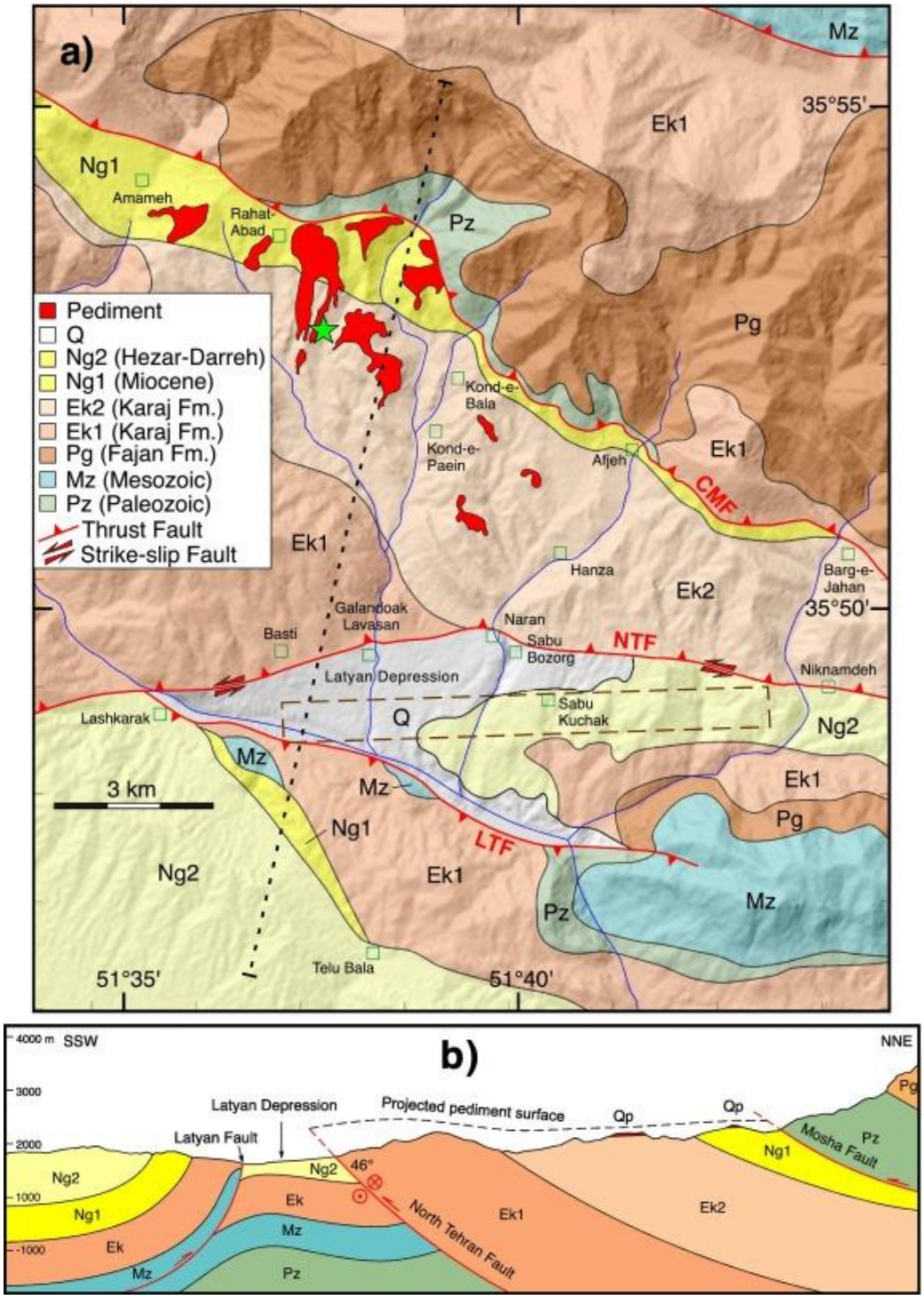
### ۳-۲- خلاصه مطالعات ترانشه‌های گسل شمال تهران

جدول ۱ یافته‌های سه مطالعه ترانشه دیرینه لرزه‌شناسی در پهنه گسل شمال تهران را خلاصه و مرتبط می‌کند. تاریخ رویدادها در وردآورد TE1 محدود نیست (تاریخ رویداد شماره ۵ بین ۷/۹ تا ۲۶/۷ هزار سال متغیر است)، و هیچ سن‌سنجی در وردآورد T2 یا ترانشه چیتگر انجام نشده‌است. با وجود اینکه دو ترانشه وردآورد تنها ۱۰ کیلومتر از هم فاصله دارند، رویدادهای پیشنهادی مطابقت ندارند ( Nazari, 2006; Nazari et al., 2007; Nazari et al., 2011; Ritz et al., 2012). ترانشه چیتگر بر روی یک گسل نرمال به طول ۶

کیلومتر در ۲/۷ کیلومتری جنوب راندگی شمال تهران و ۱۰ کیلومتری شرق ترانشه وردآورد حفر شد. بزرگای ۷/۴ برای یک فعالیت گسلی در ترانشه چیتگر در امتداد گسل نرمال به طول ۶ کیلومتر پیشنهاد شد (Kaveh Firouz et al., 2012). رویداد کند (Kond)، هیچ‌گونه پرتگاه مرتبط با گسلش نداشت و عدد سن، مربوط به پرشدن شکاف بود (Ghassemi et al., 2014). Nazari و همکاران (۲۰۰۷)، (۲۰۰۹) و Ritz و همکاران (۲۰۱۲) فرض کردند که: (۱) زلزله ۱۱۷۷ که ری را ویران کرد، می‌تواند با آخرین رویداد آنها مطابقت داشته باشد (E1 با ۰/۷۷ متر افتادگی قائم، با بزرگای۶/۸-۶/۲ Mw). (۲) رویداد ماقبل آخر آنها (E2، با افتادگی قائم ۱/۷۵-۱/۵۸متر طبق یک سناریوی با هفت یا شش رویداد، به‌ترتیب با بزرگای۷/۱-۶/۶ Mw) می‌تواند با زلزله ۳۱۲-۲۸۰ قبل از میلاد در ری مطابقت داشته باشد. آنها اشاره کردند که فاصله ۱۵۰۰ ساله بین ۱۱۷۷ در نظر گرفته شده و حدوداً زمین‌لرزه‌های ۲۸۰ قبل از میلاد در ری کمتر از میانگین دوره بازگشت زلزله‌های دیرینه آنها (۰/۷ ± ۳/۸ هزار سال) است. بر اساس داده‌های زمین‌لرزه تاریخی دیرینه لرزه‌شناسی و کلان لرزه‌ای موجود، مطابقت فرضی تأیید نشده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). Nazari و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی زمین‌لرزه‌های دیرینه گسل طالقان در ۶۰ کیلومتری شمال غرب تهران اظهار داشتند که دومین رویداد لرزه‌ای گسل طالقان (Ev.2 با ۵/۱۰-۲/۲۶ متر جابه‌جایی)، که بین سال‌های ۳۴۷۰ و ۱۵۴۰ سال قبل از میلاد کالیبره شده، می‌تواند با زلزله ری ۳۱۲-۲۸۰ قبل از میلاد مرتبط باشد. آنها افزودند که زلزله ۳۱۲ تا ۲۸۰ قبل از میلاد "در فهرست تاریخی به اشتباه تخصیص داده شده‌است". به نظر می‌رسد نویسندگان داده‌های ترانشه‌های گسل‌های طالقان و شمال تهران را مجبور کرده‌اند تا با وقوع یک زلزله تاریخی واحد در هر دو گسل موافقت کنند (Berberian and Yeats, 2016a). هیچ ترانشه‌ای در امتداد گسل پارچین برای بررسی این احتمال، حفاری نشده است. سوابق تاریخی زمین‌لرزه ۳۱۲-۲۸۰ قبل از میلاد هیچ اشاره‌ای به تخریب منطقه طالقان در ۱۱۰ کیلومتری شمال غربی ندارد و این رویداد در شهر راگا (ری) به اشتباه تخصیص داده نشده است (Berberian and Yeats, 2016a). Nazari و همکاران (۲۰۰۹)، همچنین بیان کرد که واحد رسوبی شماره ۲۰، که اولین رخداد دیرینه لرزه‌ای (با قدمت کمتر از ۸۰ میلادی) را در امتداد گسل طالقان پوشش می‌دهد، می‌تواند مربوط به یک نهشته پس از یکی از زلزله‌های تاریخی ری در سال‌های ۸۵۵، ۹۵۸، ۱۱۷۷، ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ باشد که در منطقه رخ داده است (یک بازه زمانی ۹۷۵ سال را پوشش می‌دهد). زمین‌لرزه‌های ۸۵۵-۸۵۶، ۹۵۸ و ۱۱۷۷ شهر ری و روستاهای متعدد آن دور از طالقان و قزوین را ویران و آسیب رساندند. علاوه بر این، زمین‌لرزه‌های رویان ۹۵۸ و لواسانات ۱۸۳۰، که به ری و تهران آسیب رساند، در امتداد بخش مرکزی گسل مشاء در ۳۰ کیلومتری شمال و شمال شرق ری و تهران و نه در طالقان یا در امتداد گسل طالقان روی داده‌اند. Nazari و همکاران (۲۰۰۹)، همچنین اشاره کرد که جوان‌ترین رویداد آنها (به تاریخ کمتر از ۸۰ سال پس از میلاد در ترانشه T1، در ترانشه T2 مجاور، مشاهده نشده‌است، و آنها ممکن است شکستگی در ترانشه T1 را بیش از حد تفسیر کرده باشند، زیرا از گسیختگی گسل مطمئن نیستند (Berberian and Yeats, 2016a).

**۳-۳-مطالعات ترانشه در امتداد گسل مشاء**

جدول ۲ یافته‌های سه ترانشه در امتداد گسل مشاء را خلاصه می‌کند. زلزله‌های تاریخی مستند به جدول اضافه شده‌است. فاصله بین ترانشه ایرا و آب‌علی، ۱۶ کیلومتر و ترانشه تار ۲۵ کیلومتر است. با این وجود، هیچ رویداد واحدی در هر سه ترانشه وجود ندارد. هیچ مدرکی دال بر زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۰ با بزرگای ۵/۱ و ۱۸۳۰ با بزرگای حدود ۷/۰ یا تاریخ‌گذاری مستقل در ترانشه ایرا یافت نشد. با این حال Ghassemi و همکاران (۲۰۱۴) شکستگی احتمالی مرتبط با یک زمین‌لغزش را پیشنهاد کرد که ممکن است با زلزله ۱۸۳۰ مرتبط باشد. علاوه بر این، هیچ مدرکی مبنی بر گسیختگی سطحی مرتبط با زلزله ۹۵۸ با بزرگای به ۷/۰ ≤ در ترانشه مشاهده نشد (Ghassemi et al., 2014). اما یک بخش رسوبی مرتبط با زمین‌لغزش تقریباً با این تاریخ شناسایی شد (Berberian and Yeats, 2016a).




شکل ۳- (a) نقشه زمین‌شناسی منطقه کند در شمال‌شرق تهران که بقایای سطح پدیمنت کواترنری در نوار موازی با گسل مشاء مرکزی پراکنده‌اند. سطح پایه رودخانه کند در فرورفتگی لتیان قرار دارد. خط‌چین قهوه‌ای محل برش عرضی را نشان می‌دهد. (b) برش زمین‌شناسی گسل شمال تهران (NTF). انحنای خفیف سطح پدیمنت در نزدیکی گسل، دلیل نبود رسوبات Qp در این ناحیه در نظر گرفته شده است (Naeimi et al., 2022).

Figure 3. (a) Geological map of the Kond area in northeastern Tehran, where remnants of the Quaternary pediment surface are scattered along a belt parallel to the Central Mosha Fault. The base level of the Kond River lies within the Latyan Depression. The brown dashed line marks the location of the cross-sectional profile. (b) Geological cross-section of the North Tehran Fault (NTF). A slight upwarping of the pediment surface near the fault is interpreted as the reason for the absence of Qp sediments in this area.

جدول۲- خلاصه‌ای از زمین‌لرزه‌های دیرینه و تاریخی در امتداد گسل مشاء. بازنگری شده از مطالعات (Ghassemi et al., 2014).

Table 2. Summary of paleo earthquakes and historical earthquakes along the Mosha fault. Revised from studies (Ghassemi et al., 2014).

| Paleo earthquake age (ka) | | | Historical earthquake (yr.mo.d) | Location this /study | Mw |
|---|---|---|---|---|---|
| Ira (Ghassemi et al.,2014) | Ab-e All (Solaymani Azad et al., 2011) | Tar (Ritz et al., 2003) | | | |
| 0.083 | - | - | - | - | - |
| 1.083 | - | - | - | - | - |
| 1.055 | - | - | - | - | - |
| 1.105 | - | - | - | - | - |
| - | 1.21 ± 0.15 | - | - | - | - |
| (6.9-5.2)* | - | — | - | - | - |
| - | - | 7.514-7.569 | - | - | - |
| - | - | - | Port 24-14 ka? | Lasem Seismic | - |
| ? | - | - | - | - | - |
| 120.5-89.9 | - | - | - | - | - |
| ? | - | - | - | - | - |
| 150.5-120.5 | - | - | - | - | - |
| 150.5±23 | - | - | - | - | - |

### ۳-۴- مطالعه ترانشه دیرینه لرزه‌شناسی پیشوا

دو ترانشه مجاور هم در یک محل ساخت و ساز در حومه جنوب شرقی پیشوا در امتداد گسل پیشوا توسط Majidi Niri و همکاران (۲۰۱۱)، مورد مطالعه قرار گرفتند.Majidi Niri و همکاران (۲۰۱۱)، با مقایسه رسوبات آبرفتی در امتداد گسل پیشوا با رسوبات راندگی شمال تهران در چیتگر (توسط Kaveh Firouz و همکاران (۲۰۱۲)) در دامنه کوه‌های البرز، با برآورد میانگین میزان رسوب‌گذاری ۰/۱۶ میلی‌متر در سال (از ناحیه گسل شمال تهران در دامنه رشته‌کوه‌های البرز) و بدون هیچ گونه سن‌سنجی، جوان‌ترین و مسن‌ترین رویدادها را به‌ترتیب با ۰/۸۷ هزار سال و ۲۹ هزار سال گزارش کردند (جدول ۳). سه تا پنج رویداد لرزه‌ای با بزرگی از ۵/۹ تا ۷/۰۸، با جابه‌جایی از ۰/۱۳ تا ۲/۹ متر؛ نرخ لغزش چپ‌گرد ۱۴/-۰/۱۲ میلی‌متر در سال، و کوتاه‌شدن افقی ۰/۰۱ تا ۰/۱۲ میلی‌متر در سال و زمان اوج فعالیت ۳۲۶۵ سال برآورد شد ( Majidi Niri et al., 2011). Majidi Niri و همکاران (۲۰۱۱)، و Nazari و همکاران (۲۰۱۵)، زلزله مشکوک سال ۱۳۸۴ پس از میلاد را که گفته می‌شود شهر ری را ویران کرده است، به فعال‌شدن مجدد گسل پیشوا در مطالعه ترانشه خود اختصاص دادند (جدول ۳). زلزله ۱۳۸۴ ری فاقد اعتبار مستند در تاریخ است و توسط هیچ منبع معاصر یا نزدیک به معاصر تأیید نشده‌است و بنابراین، از فهرست تصحیح شده حذف شده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). تاریخ این دوره توسط دانشمندان معاصر ایران، از جمله یزدی (۱۴۱۹-۱۴۲۵) به‌خوبی ثبت شده‌است که از تخریب ری در اثر زلزله سال ۱۳۸۴، اشاره‌ای نکرده‌است.

جدول ۳- خلاصه نتایج مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی در امتداد گسل پیشوا ، بازنگری شده از مطالعات (Majidi Niri et al., 2011).

Table 3. Summary of results of paleoseismological studies along the Pishva fault and instrumental events. Revised from studies (Majidi Niri et al., 2011).

| Event | Offset (m) | Mw | Date (Ka) | Corresponding earthquake/area | Event | Offset (m) | Mw | Date (Ka) | Date | MI | Mw |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | | | 0.87-1.113 | 1384/Ray | - | - | - | - | - | - | - |
| 2 | 0.265 | 6.4 | 7.4-11.67 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | 1 | | | 12.1-22.4 | - | - | - |
| 3 | 0.86 | 6.73 | 17.2-20.11 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 4 | 2.9 | 7.08 | 23.5-25.4 | - | 2 | 0.13 | 6.2 | 22.4-25.4 | - | - | - |
| 5 | - | - | 25.4-32.6 | - | 3 | 0.36 | 6.49 | 25.4-32.6 | - | - | - |

### ۳-۵- مطالعه ترانشه دیرینه لرزه‌ای فیروزکوه

مطالعه ترانشه دیرینه لرزه‌ای در امتداد گسل فیروزکوه در دو ترانشه TF1 و TF2 انجام شد (Nazari et al., 2014; Nazari, 2015). Nazari (۲۰۰۶)، دو رویداد ارائه کرد، درحالی‌که Nazari و همکاران (۲۰۱۴)، پنج رویداد را در دو ترانشه مشاهده کرد (جدول ۴) : (۱) رویداد ۰: با جابه‌جایی عمودی ۴ سانتی‌متر و لغزش ۳۰ سانتی‌متر تخمین زده شده، برش واحد رسوبی ۵ در ترانشه TF1. سن گسیختگی در ترانشه TF1 موجود نبود. با این حال، نویسندگان زمان آخرین گسیختگی سطح روی گسل در TF1 را نزدیک به سن بقایای اسکلت انسان در ترانشه دوم (TF2) تفسیر کردند، جایی که استخوان‌های انسان به سن رادیوکربن ۲۸ ± ۱۱۵۹ هزار سال وجود داشتند (۸۱۹-۷۶۳ پس از میلاد) (Nazari et al., 2014) . (۲) رویداد ۱: با جابه‌جایی عمودی ۲/۴۰ تا ۴/۴۰ متر، مربوط به جابه‌جایی امتدادلغز ۱۸/۲ تا ۳۳/۴ متر برآورد شده است. متوسط نرخ لغزش افقی ۱/۱ تا ۲/۲ میلی‌متر در سال محاسبه شد. نویسندگان فرض کردند که جابه‌جایی در طول چندین زمین‌لرزه ۸/۲۹-۸/۰۵ Mw با سازوکار امتدادلغز در ۰/۹ ± ۱۵/۹ هزار سال رخ داده است (Nazari et al., 2014). (۳) رویداد ۲: با جابه‌جایی عمودی ۰/۹۵ متر و زمین‌لرزه تخمینی ۷/۷۶ Mw که در فاصله بین۱/۷ ± ۲۷/۱ هزار سال و ۰/۹ ±۹/۱۵ هزار سال رخ می‌دهد (Nazari et al., 2014). (۴) رویداد ۳: با جابجایی عمودی امتدادلغز ۰/۶۰ متر و بزرگای ۷/۵۱ Mw که قبل از۱/۷ ± ۲۷/۱ هزار سال رخ می‌دهد (Nazari et al., 2014). (۵) رویداد ۴: با قطعه گسلی ناشناخته که Nazari و همکاران (۲۰۱۵)، طول گسل ۵۵ کیلومتری را در هر رویداد دیرینه با حداکثر بزرگای ۷/۱ فرض کرد. با تخمین نرخ لغزش چپ‌گرد اواخر کواترنر ۱/۱ تا ۲/۲ میلی‌متر در سال، بزرگی ۷/۱ Mw، و حدود ۱/۲ متر جابه‌جایی متوسط، نویسندگان یک دوره بازگشت ۱۱۵۰-۵۴۰ سال در امتداد گسل فیروزکوه برآورد کردند. واقعیت این است که گسل فیروزکوه یک گسل به طول ۳۸ کیلومتر است که از دو بخش ۲۶ کیلومتری در شمال شرقی و ۱۲ کیلومتری در جنوب غربی تشکیل شده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). تخمین ۸/۸-۰۵/۲۹ Mw برای حرکت امتدادلغز رویداد ۱ تا ۴ با توجه به طول ۳۸ کیلومتری گسل فیروزکوه و تاریخ لرزه‌زمین‌ساختی رشته‌کوه‌های البرز که در این مطالعه بررسی شده‌است، منطقی به نظر نمی‌رسد (Nazari et al., 2014). Nazari و همکاران (۲۰۱۴)، استدلال کردند که «از زمان زلزله ۸۵۶ قومس (کومش) با تلفات ۲۰۰،۰۰۰ نفر و ویرانی کامل در منطقه‌ای به طول ۱۵۰ کیلومتر، گسل فیروزکوه ۵۰ سال پس از رویداد دیرینه ۸۱۹-۷۶۳ آنها یا در جریان زلزله ۸۵۶ کومش گسیخته شد و یا توسط رویداد ۸۵۶ ایجاد شد. لازم به ذکر است فاصله بین ترانشه فیروزکوه (که در آن رویداد پارینه پیشنهادی ۸۱۹-۷۶۳ به طور غیرمستقیم تاریخ‌گذاری و گزارش شده‌است) و مرکز تخریب زلزله ۸۵۶ (روی گسل دامغان به سمت شمال شرقی) ۱۶۰ کیلومتر است؛ از این رو، گسل فیروزکوه در زلزله ۸۵۶ که شهر دامغان را ویران کرد، گسیخته نشد ( Berberian

and Yeats, 2016a). هیچ مبنایی برای "تعداد ۲۰۰،۰۰۰ کشته" در امتداد منطقه مه‌لرزه‌ای بسیار اغراق‌آمیز و نامحدود به طول ۱۵۰ کیلومتر مرتبط با زلزله ۸۵۶ کومش، وجود ندارد (Berberian et al., 1996; Berberian, 2014 ). بنابراین سناریوی اول به‌عنوان گسل فیروزکوه ادامه غربی گسیختگی سطحی ۸۵۶ است که توسط Nazari و همکاران (۲۰۱۴) و Nazari (۲۰۱۵)، ارائه شده است، قطعاً توسط داده‌های لرزه‌نگاری تاریخی یا منابع ادبی معاصر و نزدیک به معاصر پشتیبانی نمی‌شود. علاوه بر این، Nazari (۲۰۱۵)، بیان کرد که شهر ری قدیم در قلمرو زلزله بزرگ ۸۵۶ واقع شده‌است که اینطور نیست (Berberian and Yeats, 2016a). فاصله شهر ری تا شهر ویران شده دامغان در زلزله ۸۵۶ در حدود ۲۷۰ کیلومتر است.

جدول۴- خلاصه‌ای از رویدادهای دیرینه لرزه‌ای در ترانشه‌ها در سراسر گسل فیروزکوه. بازنگری شده از مطالعات (Nazari et al., 2014).

Table 4. Summary of paleoseismic events in trenches across the Firuzkuh Fault. Revised from studies (Nazari et al., 2014).

| Event | Vertical/horizontal displacement (m) | Average displacement (m) | MW general fault | MW normal fault | MW strike-slip fault | Date |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 0.04/0.3 | - | - | - | - | Post-1159±28 cal yr B.P. (763-819 CE) * |
| 1 | 2.40-4.40/18.2 - 33.4 | 13.82-25.34 | 7.86- 8.08 | 7.52-7.69 | 8.05-8.29 | Post-15.9±0.9 Ka |
| 2 | 0.95/- | 5.47 | 7.53 | 7.26 | 7.76 | Between 27.1±1.7 ka and 15.9±0.9 |
| 3 | 0.60/? | 3.4 | 7.36 | 7.13 | 7.51 | Pre-27.1 ka |
| 4? | - | - | - | - | - | Pre-27.1 ka |

### ۳-۶- مطالعه ترانشه دیرینه‌لرزه‌شناسی آستانه

مطالعه ترانشه دیرینه لرزه‌شناسی در امتداد گسل آستانه در ۳۰ کیلومتری غرب دامغان سه رویداد را بین۰/۶۲ ± ۱۱/۶۲ هزار سال و ۶۴۵-۴۰۲ هزار سال با میانگین دوره بازگشت تخمینی ۴/۲ ± ۳/۷ هزار سال بین R1 و R2 نشان داد (Hollingsworth et al., 2010) (جدول ۵):

(۱) R3: ۶۰۰ قبل از میلاد تا ۱۳۰۰ پس از میلاد ( بین ۱۳۰۶ و ۱۳۶۳ و ۷۷۲-۵۰۶ قبل از میلاد).

(۲) R2: ۶۰۰ تا ۴۶۰۰ سال قبل از میلاد ( بین ۷۷۲ و ۵۰۶ و ۴۷۲۹-۴۵۴۶ قبل از میلاد).

(۳) R1 : ۴۶۰۰ تا ۹۶۰۰ سال قبل از میلاد ( بین ۴۷۲۹ و ۴۵۴۶ قبل از میلاد و ۰/۶۲ ± ۱۱/۶۲ هزار سال).

مقدار دقیق جابه‌جایی توسط هر رویداد دیرینه، بزرگی نسبی آنها، و طول کل گسیختگی سطحی مورد بحث قرار نگرفته است. نویسندگان به این نتیجه رسیدند که آخرین رویداد دیرینه آنها (R3) با زلزله ۸۵۶ کومش (دامغان امروزی) مطابقت دارد. و رویداد دوم (R2) ممکن است مربوط به یک زلزله شناخته شده در تپه‌حصار باشد که توسط Houtum Schindler (۱۸۷۷) و Ambraseys and Melville (۱۹۸۲) گزارش شده‌است. Hollingsworth و همکاران (۲۰۱۰)، بدون ارائه داده‌های مستند دیگر، فرض کرد که تخریب منطقه دامغان در طول زلزله ۸۵۶ ممکن است ناشی از لغزش‌های متعدد یا خوشه‌های زمین‌لرزه در امتداد گسل‌های آستانه، دامغان و شمال دامغان در مدت زمان کوتاهی باشد. این حدس و گمان را نمی‌توان تأیید کرد، زیرا تقریباً تمام تواریخ به یک زمین‌لرزه در ۲۲ دسامبر ۸۵۶ در شبی که دامغان را ویران کرد، اشاره دارد. سناریوی گسیختگی بیش از یک گسل در یک زلزله منفرد در سال ۸۵۶ )، که همچنین برای گسل‌های طالقان و مشاء برای زمین‌لرزه‌های ۹۵۸ هم ارائه شده، فاقد هرگونه شواهد حمایتی است ( Hollingsworth et al., 2010; Nazari et al., 2014; Nazari, 2015; Berberian and Yeats, 2016a;). باتوجه به زمین‌لرزه گزارش شده در تپه باستانی حصار ()، می‌دانیم که علت تخریب ساختمان در حصار IIIB (NE فاز B: حدود ۲۴۲۰-۲۲۹۰ قبل از میلاد) حمله به‌دنبال آتش‌سوزی شدید در پایان حصار IIIB در حدود ۲۰۰۰ قبل از میلاد بوده است ( Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 2016a).

جدول ۵- خلاصه‌ای از رویدادهای دیرینه لرزه‌ای در ترانشه‌ها در امتداد گسل آستانه و داده‌های تاریخی و لرزه‌ای با خطاهای مکانی نامشخص. بازنگری شده از مطالعات (Hollingsworth et al., 2010).

Table 5. Summary of paleoseismic events in trenches along the Astaneh fault and historical and seismic data with uncertain spatial errors. Revised from (Hollingsworth et al., 2010).

| Event | Date | Average displacement (m) | M | Rupture length | Earthquakes (yr.mo.d) | mb | Ms | MW | Sources |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| R3 | 600 BCE-1300 CE (between 1306-1363 and 772- 506 cal BCE) | ? | ? | ? | - | - | | - | - |
| R2 | 4600-600 BCE (between 772-606 and 4729- 4546 cal BCE) | ? | ? | ? | | | - | | |
| R1 | 9600-4600 BCE (between 4729-4546 and 11.62 ±0.62 ka) | ? | ? | ? | - | - | - | - | - |

**۳-۷- مطالعه ترانشه دیرینه‌لرزه‌ای طالقان**

مطالعه ترانشه‌های دیرینه لرزه‌ای T1 و T2 نشان می‌دهد که جابه‌جایی گسل طالقان امتدادلغز چپ‌گرد با یک مؤلفه نرمال است (Nazari et al., 2009; Nazari et al., 2007; Ritz et al., 2006). در ابتدا چهار رویداد دیرینه لرزه‌ای در ترانشه Ta1 (T1) و دو رویداد در ترانشه Ta2 (T2) با بزرگی تخمینی ۶/۷-۸۷/۲۷ شناسایی شد (Nazari, 2006). نتایج بعداً به دو یا سه رویداد در T1 و دو رویداد در T2 تغییر یافت (Nazari et al., 2009). دومی، دو زمین‌لرزه را در T1 با بزرگی از۷/۲ تا ۷/۷ در طول ۵۳۰۰ سال گذشته نشان داد. با در نظرگرفتن یک سناریوی سه رویدادی، میانگین دوره بازگشت تقریباً ۲۰۰۰ سال به دست آمد، در حالی که یک سناریوی دو رویدادی فاصله زمانی ۱۴۶۵ ± ۳۲۹۵ سال را نشان داد (جدول ۶). جوان‌ترین رویداد دیرینه لرزه‌ای (E1 در ترانشه T1) جوان‌تر از سال ۸۰ میلادی با بزرگای تخمینی ۷/۲ تا ۷/۶ Mw در نظر گرفته می‌شود (Nazari et al., 2009). این رویداد را از واحد رسوبی ۲۰ شناسایی کردند، که واحدهای زیرین (۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳ و ۴۰) را بدون شواهدی برای یک قسمت گسلی واضح، اما با شواهدی برای افتادگی آن، پوشش داده و فرسایش داد (Nazari et al., 2009). از آنجایی که هیچ جابه‌جایی برای این رویداد قابل اندازه‌گیری نیست، به این نتیجه رسیدند که واحد همبستگی ۲۰ می‌تواند رسوبی باشد که توسط یک زلزله تاریخی قوی در سال‌های ۸۵۵، ۹۵۸، ۱۱۷۷، ۱۶۶۵ یا ۱۸۳۰ بر روی گسل طالقان ایجاد شده‌است. زمین‌لرزه ۸۵۵ (۸۵۶-۸۵۵) به شدت در شهر ری در ۷۰-۸۰ کیلومتری جنوب شرقی گسل طالقان احساس شد. داده‌های کلان لرزه‌ای، زمین‌لرزه ۹۵۸ رویان در شمال شرقی تهران، با بزرگی بیش از حد (۷/۷ M)، برآورد شده‌است، که گمان می‌رود منشأ آن از گسل طالقان باشد (Nazari, 2009; Nazari et al., 2015). زمین‌لرزه ۱۱۷۷ پس از میلاد که باعث آسیب به شهرهای ری و قزوین شد را می‌توان به بخش غربی راندگی شمال تهران نسبت داد. با این حال، مطالعه دیرینه لرزه‌ای بیشتر نیاز است. رویداد ۱۶۶۵ در امتداد بخش مرکزی گسل مشاء رخ داد و شهر دماوند را در ۱۴۵ کیلومتری جنوب شرقی گسل طالقان ویران کرد. در نهایت، منطقه مه‌لرزه‌ای زلزله ۱۸۳۰ لواسانات در امتداد بخش مرکزی گسل مشاء در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی تهران و ۸۰ کیلومتری جنوب شرقی گسل طالقان قرار داشت. رویداد دوم (Ev2 در ترانشه T1) بر اساس خمش واحدهای۴۱-۴۰ آنها در امتداد گسل پیشنهاد شده‌است، و زمانی بین ۳۴۷۰ و ۱۵۴۰ هزار سال قبل از میلاد، با تخمین ۷/۴ تا ۷/۷ Mw تاریخ‌گذاری شده‌است (Nazari et al., 2009). نویسندگان بیان کردند که رویداد دوم آنها می‌تواند با زلزله ۳۱۲ تا ۲۸۰ قبل از میلاد ری با بزرگای۷/۶ Ms مرتبط باشد و آنها حداکثر سکون لرزه‌ای را بین ۲/۲۶ و ۵/۱۰ متر تخمین زدند. رویداد ۳۱۲-۲۸۰ قبل از میلاد، شهر باستانی راگا (ری) و روستاهای شرق آن را ویران کرد و ممکن است روی گسل پارچین، در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرقی گسل طالقان رخ داده باشد. Nazari و همکاران (۲۰۰۹)، بیان کردند که اگر زلزله ۳۱۲ تا ۲۸۰ قبل از میلاد بر روی گسل طالقان رخ دهد، آنگاه این رویداد "در فهرست تاریخی به اشتباه تخصیص داده شده‌است"! سوابق تاریخی این

رویداد هیچ اشاره‌ای به تخریب منطقه طالقان در این زمان ندارد و این رویداد در راگا (ری) به اشتباه تخصیص داده نشده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). از قضا Nazari (۲۰۰۶)، Nazari و همکاران (۲۰۱۱) و Ritz و همکاران (۲۰۱۲) ادعا کردند که رویداد ماقبل آخر آنها در ترانشه وردآورد در ناحیه گسلی شمال تهران (E2، ۷/۱- ۶/۶ Mw) می‌تواند با زلزله ۳۱۲ تا ۲۸۰ قبل از میلاد در ری مطابقت داشته باشد (یک زلزله منفرد با دو منبع مختلف). Nazari و همکاران (۲۰۰۹)، بر اساس جابجایی تجمعی در گسل طالقان به این نتیجه رسیدند که بیش از دو رویداد را می‌توان در گسل ثبت کرد. با در نظرگرفتن یک سناریوی سه رویدادی، میانگین دوره بازگشت ۲۰۰۰ سال محاسبه شد، درحالی که با در نظرگرفتن یک سناریوی دو رویدادی، فاصله زمانی بین دو رویداد ۱۴۶۵ ± ۲۲۹۵ سال بود و زمان سپری شده از آخرین رویداد بین ۱۵۹۹و ۳۵۲۹ سال متغیر است (Nazari et al., 2009). اگرچه Berberian and Yeats (۲۰۱۶)، وزن زیادی برای روابط تجربی بین گسیختگی گسل سطحی و بزرگی گشتاور زلزله (روابط Wells and Coppersmith (۱۹۹۴)) قائل نیستند، نمی‌توان هیچ مدرکی برای زلزله‌ای به بزرگی ۷/۷ در البرز پیدا نمود. آخرین رویداد در ترانشه T2 مربوط به ۳۸۳۰ سال بعد با تخمین۷/۵-۷/۲ Mw، و رویداد دوم بین ۳۴۷۰ و ۸۱۱۰ سال بود.

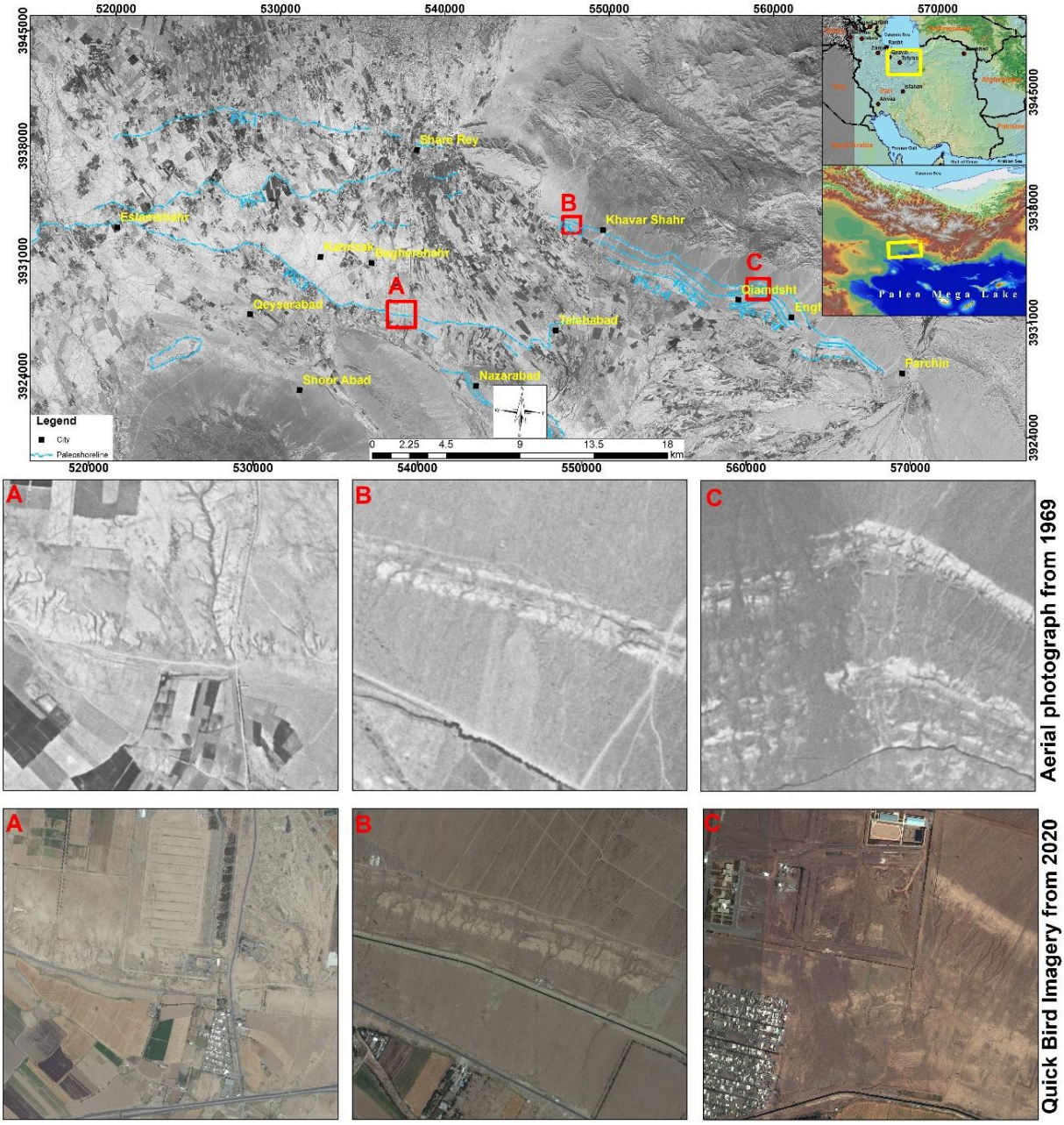
جدول ۶- خلاصه‌ای از رویدادهای دیرینه لرزه‌ای در ترانشه‌های T1 و T2 در امتداد گسل طالقان و زمین‌لرزه‌های تاریخی. بازنگری شده از مطالعات (Nazari et al., 2011; Nazari et al., 2007) (Ritz et al., 2012).

Table 6. Summary of paleo-seismic events in T1 and T2 trenches along the Taleghan fault and historical earthquakes. Revised from studies (Nazari et al., 2011; Nazari et al., 2007) (Ritz et al., 2012).

| Trench T1 (Ta1) | | | | | | | | Trench T2 (Ta2) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | | | | 2 | | | | 2 | | | |
| Event | Date | Offset (m) | $M_w$ | Event | Date | V/H Offset (m) | $M_w$ | Event | Date (cal. Yr B.P.) | V/H Offset (m) | $M_w$ |
| T1/E1 | 1600 cal CE (125±40 yr B.P.) to 134-339 cal CE (1780±60 yr B.P.) | 0.65 | 6.87 | T1/E1 | 1870 cal yr B.P. (Post-80 CE) | 0.94-1.34/ 1.12-3.70 | 7.2 - 7.6 | - | - | - | - |
| T1/E2 | Pre 134-339 cal CE (1780±60 yr B.P.) | 1.12 | 7.1 | T1/E2 | 3470-1540 cal yr B.P. | 1.46-1.86/ 1.73-5.11 | 7.4 - 7.7 | - | - | - | - |
| T1/E3 | 3687-3588 cal yr B.P. | 1.51-1.63 | 7.20 - 7.22 | T1/E3 | 4800-5300 cal CE? | ? | ? | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - | T2/E1 | Post 3830 cal yr B.P. | 1.0/1.2 -2.75 | 7.2 - 7.5 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | T2/E2 | Post 3830 cal yr B.P. | ? | ? |
| T1/E4 | 5282-4974 to 4224-4415 cal yr B.P. | - | 7.22 | | | - | - | - | - | - | - |

**۳-۸-پرتگاه‌های کهریزک، شمال ری و جنوب ری**

بر اساس اندازه‌گیری‌های سطح آب زیرزمینی اختلاف سطح آب زیرزمینی با منشأ ناشناخته در یک سفره منفرد در امتداد (۱) سیستم گسل شمال تهران، (۲) در محدوده تهران مرکزی (در امتداد ادامه غربی گسل سرخه‌حصار و ادامه شرقی گسل شهرداد) و (۳) در ناحیه ری (در امتداد لبه پرتگاه شمالی) گزارش شدند( Knill and Jones, 1968; Tchalenko et al., 1974 ; Berberian et al., 1985). بر اساس ظاهر سطحی پرتگاه‌های توپوگرافی، نهرهای بریده شده (به‌ویژه در کهریزک، گرچه بیشتر به سمت شمال ادامه می‌یابند)، و اختلاف تراز آب‌های زیرزمینی که قبلاً ذکر شد، پرتگاه‌های کهریزک، شمال ری و جنوب ری، حدس زده شد که اینها گسل‌های معکوسی هستند که رسوبات آبرفتی اخیر و همچنین سطح آب زیرزمینی را جابه‌جا می‌کنند (Berberian et al., 1985). Nazari و همکاران (۲۰۰۵)، دو بیضی را به‌عنوان نواحی لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های ۷۴۳ و ۱۸۹۵ پس از میلاد در امتداد پرتگاه شمال ری ترسیم کرد. بعدها Nazari و همکاران (۲۰۱۰) گزارش کردند که سه برجستگی توپوگرافی (پرتگاه‌های شمال ری، جنوب ری و کهریزک، به‌ترتیب در فاصله شمالی جنوب ۱۳ کیلومتری از هم در ارتفاعات ۱۰۹۷-۱۰۸۸متر، ۱۰۷۰-۱۰۵۵متر و ۱۰۲۰-۱۰۰۰ متر گسترش یافته‌اند). خطوط منطبق با خطوط ساحلی باستانی جنوب غربی گسل پارچین را در ارتفاع ۱۰۵۵ متری دنبال می‌کند. آنها پیشنهاد کردند که این سه پرتگاه به احتمال زیاد برآمدگی‌های تراس هستند و نه پرتگاه‌های گسلی. یک خط ساحلی توسط Riben (۱۹۵۵) در منطقه جنوب شرقی ری تا رودخانه جاجرود در جنوب شرقی، جنوب غربی گسل پارچین توصیف شد. بر این اساس، رسوبات افقی روشن در نوارهای افقی طولی، از مخروط‌افکنه‌های قدیمی یا هولوسن عبور می‌کنند. سه یا چهار مورد از این نوارهای نزدیک بین ارتفاعات ۱۰۵۰+ متر و ۱۰۴۰+ متر دیده می‌شوند. وی اضافه کرد که اگر دریاچه‌ای در ارتفاع ۱۰۴۰ متری وجود داشته باشد، بقایای مشابهی از خطوط ساحلی باید در سایر نقاط اطراف حوضه کویر شمال ایران مرکزی وجود داشته باشد. ریبن (۱۹۵۵)، خط ساحلی از ارتفاع ۱۰۳۶+ متر (۳۴۰۰+ فوت) در شمال غربی شروع می‌شود و سپس تا ارتفاع ۱۱۰۰+ متر (۳۶۱۲+ فوت) در جنوب شرقی نزدیک رودخانه جاجرود بالا می‌رود. ارتفاع نوار بالایی در نزدیکی رودخانه جاجرود ۱۰۷۶+ متر (۳۵۳۲+ فوت) است که تا ۱۰۷۲+ متر (۳۵۱۹+ فوت) به سمت شمال غربی پایین می‌آید، درحالی که نوار پایین در ارتفاع ۱۰۴۱+ متر (۳۴۱۸+ فوت) است. در نزدیکی رودخانه جاجرود در جنوب شرقی، بر اساس نقشه Google Earth تا ۱۰۳۶+ متر (۳۳۹۹+ فوت) به سمت شمال غربی پایین می‌آید. Riben (۱۹۵۵) حدس زد که این نوارها ممکن است با لجن‌کشی کانال‌های قدیمی ساخته شده برای انتقال آب از رودخانه جاجرود به شهر باستانی ری در شمال غربی شکل گرفته باشند. کشاورزان محلی نزدیک حصارمیر این آثار را به نیاکان خود نسبت دادند. اگر مورد دوم درست باشد، ممکن است پایین‌آمدن نوار از رودخانه جاجرود در جنوب شرقی (۳۶۱۲+ فوت/۱۱۰۰+ متر) به سمت شمال غربی نزدیک به شهر ری (۳۴۰۰+ فوت/۱۰۳۶+ متر) را توضیح دهد. با این حال، این تفسیر تأیید نشده‌است (Berberian and Yeats, 2016a). در هر صورت، ارتفاع بین ۱۰۵۰+ و ۱۰۴۰+ متر در جنوب شرقی تنها با ارتفاع گوشه شرقی پرتگاه جنوب ری مطابقت دارد. بخش اصلی پرتگاه جنوبی در ارتفاع ۱۰۷۰+ متر قرار دارد. علاوه بر این، پرتگاه شمال ری در ارتفاع حدود ۱۰۸۶+ متر (در شرق) و ۱۰۹۷+ متر (در غرب) قرار دارد که بالاتر از ارتفاع خط ساحلی Riben (۱۹۵۵) است. ارتفاع پرتگاه کهریزک به سمت جنوب از ۱۰۰۰+ متر (در شرق) تا ۱۰۲۰+ متر (در وسط) و ۱۰۴۰+ متر (در غرب) متغیر است. بنابراین، پرتگاه‌های شمال ری و کهریزک با نهشته‌های یکسان، در سطح ارتفاع خط ساحلی Riben (۱۹۵۵) در شرق نیستند (Rieben, 1955; Rieben, 1966). این دو پرتگاه از رسوبات سیلتی «سازند کهریزک» یا «q2cc» «croute calcaire» یا «Ray et Kahrizak-B» و «Bs» سیلت رسی کهریزک تشکیل شده‌اند (Rieben, 1966; Berberian et al., 1985(Engalence, 1968;) (شکل۴). ضخامت‌های گزارش شده تا ۲۰۰ و ۳۰۰ فوت (۶۰/۹ تا ۹۱/۴ متر) در دره‌های عمیق تشریح شده، مشاهده شد و ضخامت ۲۵۰ فوت (۷۶/۲ متر) در یک چاه اندازه‌گیری شد. ظاهراً سه گمانه در سازند به عمق ۲۰۰ متر حفر شد، اما به حد پایینی سازند نرسیده بود (JICA, 2000). با این حال، لاگ مربوط به گمانه‌ها برای تأیید ضخامت گزارش شده سازند در دسترس نیست.



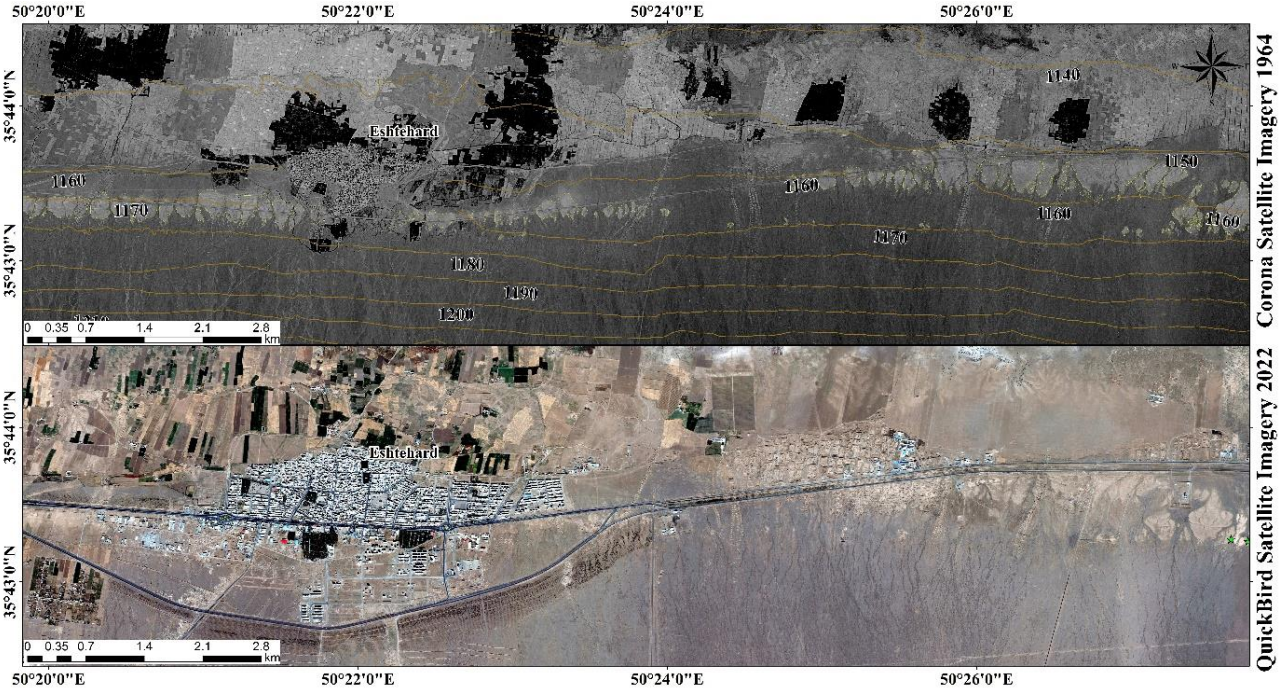

شکل ۴- وضعیت گستره دشت تهران در سال‌های ۱۹۶۹ و ۲۰۱۵ میلادی با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای کوئیک‌برد. ساختار پرتگاه‌های موجود در منطقه خصوصاً بخش شمال شرقی منطقه (پارچین و شهرک انقلاب) به روشنی تکرار کرانه‌های ساحلی را در زمان‌های آبگیری یا خشکی دریاچه ثبت نموده است (بخش‌های c). در منطقه یاد شده دست کم ۶ تراز از دریاچه دیده می‌شود که همگی با خطوط تراز موازی هستند (Jarahi, 2021).

Figure 4. Extent of the Tehran Plain in 1969 and 2015. The morphology of escarpments, particularly in the northeastern area (Parchin and Enqelab Township), clearly reflects the repeated shoreline positions formed during past lake highstands and lowstands. In the marked region (Section C), at least six distinct lake levels can be identified, all aligned with contour lines. (Jarahi, 2021)

### ۳-۹- مطالعات ترانشه‌های پرتگاه اشتهارد

اولین بررسی‌ها بر روی پرتگاه اشتهارد توسط Berberian و همکاران (۱۹۸۳)، (۱۹۸۵) انجام شد و از این پرتگاه به‌عنوان یک گسل فعال یاد شد. اما اطلاعات کافی در مورد شواهد گسلش در پرتگاه ارائه نگردید. Trifonov و همکاران (۱۹۹۶)، معتقد هستند که گسل اشتهارد ادامه شرقی گسل ایپک است.

Solaymani Azad and Hoseini (۱۹۹۸)، در یک گزارش محلی، گسلی به نام ماهدشت-کرج (با امتداد شرقی-غربی) معرفی و آن را ادامه شرقی گسل اشتهارد در نظر گرفتند. Bolourchi (۱۹۹۸)، مطالعه دیرینه لرزه‌شناسی را به قصد یافتن شواهد گسلش در پرتگاه اشتهارد، انجام داد. اما تردیدهای جدی در مورد نتایج این مطالعه وجود دارد. از جمله اینکه موقعیت تنها ترانشه حفاری شده، بر روی یک خطواره با امتداد شمال‌غربی-جنوب شرقی قرار داشت که هم از نظر فاصله و هم از نظر امتداد، ارتباطی با پرتگاه اشتهارد نداشت. در مطالعات Bolourchi (۱۹۹۸)، سن‌سنجی صورت نگرفت و تنها با استفاده از ابزارهای سنگی یافت شده در ترانشه (به سن نئولیتیک)، سه رخداد لرزه‌ای در رسوبات کاملاً رسی، معرفی و زمان شروع بالاآمدن این پرتگاه ۱۰۰۰±۹۰۰۰ بر آورد شد. مطالعات انجام شده در منطقه حاکی از آن است که تردیدهای جدی در مورد گسل فعال در موقعیت پرتگاه اشتهارد وجود دارد (Navar Noveiri, 2021; Navar Noveiri et al., 2021). ایشان، با حفاری ۸ ترانشه در این منطقه و مطالعات جامع دیرینه لرزه‌شناسی، دریافتند که این پرتگاه فاقد منشأ گسلی بوده و یک پدیده ژئومورفولوژیکی می‌باشد. بررسی‌های اخیر Jarahi (۲۰۲۴)، نشان داد که در گستره جنوب قزوین، کرانه‌های دریاچه باستانی ری قرار داشته است. انطباق پرتگاه اشتهارد با کرانه‌های این دریاچه، بر نبود منشأ گسلی تأکید دارد (شکل۵).




شکل ۵- گستره پرتگاه اشتهارد بر روی تصاویر ماهواره‌ای کرونا (۱۹۶۴ میلادی) بخش بالایی و کوئیک برد ( ۲۰۲۲ میلادی) بخش پایینی. در تصویر بالا، نوار های سفید رنگ رسوبات رسی و سیلتی هستند که در ترانشه‌های دیرینه لرزه‌شناسی مورد بررسی قرار گرفتند ( Navvar Noveiri et al., 2021). موازی بودن پرتگاه با خطوط تراز توپوگرافی، تأکیدی بر کرانه ساحلی دریاچه دارد. در متون تاریخی (Qazvini, 1275) به وجود یک دریاچه پهناور در جنوب قزوین اشاره شده است (Jarahi, 2024a).

Figure 5. The extent of the Eshtehard escarpment as seen in CORONA satellite imagery (1964) and QuickBird imagery (2022). In the upper image, the white bands represent clay and silt deposits previously examined in paleoseismic trench studies (Navvar Noveiri et al., 2021). The alignment of the escarpment with topographic contour lines reinforces its interpretation as a former lakeshore. Historical texts also reference a vast lake south of Qazvin (Qazvini, 1275), as further supported by Jarahi (2024a).

**۴-بحث**

جمیع مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی انجام شده در گستره تهران گویای حفاری نزدیک به ۳۲ ترانشه بر روی پرتگاه‌های گسلی این منطقه است. بررسی‌های انجام شده نشان داد که پرتگاه‌های شمال ری، جنوب ری، کهریزک و اشتهارد، بقایای ساحلی یک دریاچه باستانی هستند که در گذشته در این منطقه توسعه یافته بوده است (Rieben, 1955; Nazari et al., 2010; Berberian, 2014; Berberian and Yeats, 2016a; Jarahi, 2021; Navar Noveiri, 2021; Nazari et al., 2021; Jarahi et al., 2022a; Jarahi et al., 2022b; Najafian A. et al., 2022; Jarahi, 2024b; Namdar et al., 2025a; Namdar et al., 2025b). بنابراین، این پرتگاه‌ها فاقد هرگونه منشأ گسلی هستند. همچنین شواهد وجود زمین‌لرزه‌های دیرینه در دیگر ترانشه‌های حفاری شده در این منطقه یافت شد، که پیشتر به بررسی آنها پرداخته شد. خلاصه مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی گستره تهران در جدول ۷ ارائه شده‌است. جدول ۸ به بررسی زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ و تاریخی گستره تهران که بر اساس مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی یافت شده‌اند، می‌پردازد.

در تحلیل ساختارهای سطحی گسل‌ها، این پژوهش وقوع زمین‌لرزه‌های دیرینه در دیگر ترانشه‌های حفاری‌شده را مورد بررسی قرار داد. برای تکمیل داده‌های موجود، بازنگری جامعی بر روی اسناد تاریخی زمین‌لرزه‌های منطقه تهران انجام شد. مطالعات اخیر Berberian and Yeats (۲۰۱۶) بر روی زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره تهران حاکی از آن است که دست کم ۱۰ رویداد لرزه‌ای که قبلاً در فهرست زمین‌لرزه‌های تاریخی تهران قرار داشتند، دارای مستندات تاریخی کافی نیستند. با این حال، بررسی مجدد این داده‌ها نشان داد که برخی از این زلزله‌ها ممکن است دارای شواهد زمین‌شناختی باشند که تاکنون به‌درستی بررسی نشده است. به طور کلی، زلزله Mw ۷/۳ رودبار در سال ۱۹۹۰ را می‌توان به عنوان حداکثر توان لرزه‌زایی گسل‌های البرز مرکزی پذیرفت. با این حال، در این تحقیق، داده‌های حاصل از بررسی‌های میدانی و سنجش‌از دور نشان می‌دهد که برخی از گسل‌های تهران، مانند گسل شمال تهران و گسل پیشوا، ممکن است پتانسیل ایجاد زلزله‌هایی با بزرگای بالاتر را داشته باشند. این موضوع با مطالعات پیشین مطابقت دارد و نشان می‌دهد که در برخی موارد، داده‌های لرزه‌ای تاریخی باید مورد بازنگری قرار گیرند.

در این پژوهش، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های میدانی، تغییرات مورفولوژیکی ناشی از فعالیت‌های لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای در محدوده تهران ارزیابی شد. یافته‌های جدید نشان داد که بسیاری از پرتگاه‌های جنوب و جنوب غرب تهران، که در مطالعات پیشین به‌عنوان شواهد فعالیت گسلی در نظر گرفته شده بودند، در حقیقت بقایای ابر دریاچه باستانی ری هستند. تا به امروز، با استفاده از مشاهدات میدانی و تحلیل ژئومورفولوژیکی، بیش از ۳۰۰ کیلومتر از خطوط ساحلی این دریاچه باستانی در جنوب تهران شناسایی و معرفی شده است (Jarahi, 2021; Habibi et al., 2023). همانند گسل زمین‌لرزه رودبار، بررسی‌ها نشان می‌دهد که بخش مرکزی و شرقی سامانه گسلی شمال تهران، نیاوران، درکه، فرحزاد و کن دارای سازوکار امتدادلغز و عمدتاً چپ‌گرد هستند، در حالی که بخش غربی سیستم گسلی، یک گسل راندگی است (Berberian et al., 1985). علاوه بر این، چندین گسل معکوس سطحی و کور دیگر در داخل تهران رخ می‌دهند که می‌توانند به‌عنوان مکانیسم‌های جایگزین برای سیستم گسلی شمال تهران در نظر گرفته شوند و احتمالاً فعال باشند. لازم به ذکر است که خطر لرزه‌ای برای هائیتی، به دلیل فعالیت گسل امتداد لغز انریکیلو مطرح بود، اما گسیختگی زمین‌لرزه ۱۲ ژانویه ۲۰۱۰ با بزرگای ۷/۰ که شهر را ویران کرد، در واقع بر روی یک گسل معکوس کور رخ داد (Hayes et al., 2010). منطقه تهران در یک سکون لرزه‌ای قابل مقایسه با وضعیت قبل از زمین‌لرزه ۷/۳ رودبار در سال ۱۹۹۰ در شمال غربی رشته کوه البرز قرار دارد. پارامترهای لرزه‌ای مربوط به زمین‌لرزه رودبار می‌تواند شاخصی برای بیشینه توان لرزه‌زایی منطقه تهران باشد و بزرگی‌های توصیه‌شده Mw ۷/۷-۸/۱ برای تهران و البرز که در تحقیقات پیشین ذکر شده را می توان در اینجا رد نمود. کلان‌شهر تهران در منطقه‌ای پیچیده از نظر زمین‌شناسی، در محل برخورد رشته‌کوه‌های البرز مرکزی و زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی، و در مجاورت چندین گسل فعال قرار گرفته است. به دلیل نزدیکی و وسعت حداقل هشت گسل فعال مجاور و درون‌شهری در کلان‌شهر تهران و مخاطرات بالقوه آن‌ها برای شهر، این گسل‌ها نگرانی‌های جدی ایجاد می‌کنند و حدود ۱۵ میلیون نفر را با زلزله‌های بزرگ و فاجعه‌آمیز با خسارات اقتصادی سنگین و دوره بازسازی طولانی‌مدت مواجه می‌سازند. داده‌های GPS منطقه‌ای به ترتیب نرخ لغزش ۱/۵ میلی‌متر در

سال به‌صورت امتداد لغز چپ‌گرد و ۱/۸ میلی‌متر در سال در راستای شمالی-جنوبی را برای منطقه کلان‌شهر تهران نشان می‌دهند (Mousavi et al., 2013). با آنکه ابر دریاچه باستانی ری خشک شده و اثری از آن باقی نمانده است، اما شواهد مورفولوژیکی نظیر پرتگاه‌های ساحلی (مربوط به پیش‌روی‌ها و پس‌روی‌های سطح آب)، آثار فرسایشی و دیگر شواهد ژئومورفولوژیکی، همچنان در گستره تهران و اطراف آن دیده می‌شوند. تا به امروز، تنها در جنوب تهران بیش از ۳۰۰ کیلومتر از پرتگاه‌های ساحلی وابسته به این دریاچه شناسایی شده است (Jarahi, 2021; Habibi et al., 2023). رسوبات پرتگاه ساحلی، بر اثر فرایندهای اقلیمی و ژئومورفولوژیکی در طول زمان، دچار تغییرات و دگریختی شده‌اند. در برخی مناطق، ویژگی‌های مورفولوژیکی این پرتگاه‌ها به گسل‌ها شباهت دارد. نمونه بارز آن محدوده ری در جنوب تهران است، جایی که سه پرتگاه موازی با ارتفاع ۲ تا ۵ متر و طول ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر مشاهده شده است. Ambraseys and Melville (۱۹۸۲)، در مطالعات خود درباره زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران، موقعیت برخی از زمین‌لرزه‌های تاریخی را در نزدیکی قلعه باستانی ری مستند کرده‌اند. این قلعه در نزدیکی همین سه پرتگاه قرار دارد. همین موضوع دیدگاه محققین بعدی را تحت تأثیر قرار داد و باعث شد پرتگاه‌های مذکور به‌عنوان گسل‌های شمال ری، جنوب ری و کهریزک معرفی شوند (Dellenbachs, 1964; Stocklin and Nabavi, 1974; Berberian et al., 1985; Amini et al., 1993; DeMartini et al., 1998; Jafari, 2003; Nazari, 2006). اما بررسی‌های جامع دیرینه‌لرزه‌شناسی که پیش‌تر به تفصیل مورد بحث قرار گرفت، نشان داد که این پرتگاه‌ها در واقع بقایای ساحلی یک دریاچه باستانی هستند و نمی‌توان آن‌ها را به‌عنوان گسل‌های فعال پذیرفت.

تمدن شناخته شده ری/راگا با قدمتی در حدود ۶۵۰۰ تا ۷۰۰۰ سال شهری ساحلی بوده و بر روی زمینی از جنس رسوبات ریزدانه، فاقد سخت‌شدگی و با سطح آب زیرزمینی بالا، بنا شده بوده است (Monshi, 1634; Qomi and Qomi, 1934; Habibi et al., 2023). در این زمینه، تحقیقات انجام‌شده توسط این مقاله، به‌ویژه مطالعات میدانی و بررسی‌های انجام‌شده در زمینه شبیه‌سازی‌های اقلیمی، نقش مهمی در تحلیل ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطقه ایفا کرده‌اند. به‌ویژه، در تحلیل رسوبات دریاچه‌ای و ارتباط آن با آسیب‌پذیری ساختارهای قدیمی، یافته‌های این تحقیق به‌طور مشخص‌تری به مدل‌سازی خطرات لرزه‌ای پرداخته است. وقوع زمین‌لرزه‌های مهیب در ارتباط با جنبش گسل‌هایی نظیر پیشوا، شمال تهران، مشاء، فیروزکوه و دیگر گسل‌های فعال منطقه، سبب وقوع پدیده تشدید شده که این مهم تأثیر بسزایی در بالا بردن میزان تخریب و ویرانی شهر داشته است (Habibi et al., 2023). در این راستا، نقش برجسته‌ی تحقیقات این مقاله در شبیه‌سازی‌های دقیق شرایط لرزه‌ای دیرینه حاکم بر منطقه و تحلیل ارتباط میان گسل‌ها و تخریب‌های ناشی از آن‌ها قابل توجه است. از طرفی مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های ایران، بر مبنای متون کتب تاریخی، حکایت از تخریب شهر باستانی ری داشته‌اند. عدم توسعه سکونت‌گاه‌های چشم‌گیر در دیگر مناطق و نبود گزارشات مربوط به ویرانی از سایر نقاط، سبب شده تا نزدیک‌ترین عنصر تکتونیکی در آن زمان (پرتگاه‌های ری) به عنوان عامل زمین‌لرزه معرفی شود. در این بخش، بررسی‌های دقیق‌تری که توسط این تحقیق انجام شده، دیدگاه‌های جدیدتری در خصوص لرزه خیزی تهران و شواهد تاریخی تخریب‌ها به دست داده‌اند. گسل مسبب تعدادی از همین زمین‌لرزه‌ها، در مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی تهران مشخص شده‌اند. مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی انجام شده توسط این تحقیق، به‌ویژه تحلیل‌های جدیدتر در زمینه تعیین تاریخ دقیق زمین‌لرزه‌ها و بررسی ارتباط آن‌ها با آبگیری دریاچه باستانی ری، به‌طور مؤثر نقش اصلی را در شبیه‌سازی دقیق رویدادهای لرزه‌ای ایفا کرده‌اند. با ترکیب داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی و نتایج حاصل از مطالعات تحقیق حاضر، این تحقیق موفق به روشن ساختن مکان‌های دقیق گسل‌های تاریخی شده است. در شرایطی که جنس زمین این منطقه ریزدانه است، اگر سطح آب (آب دریاچه باستانی ری) به اندازه کافی بالا باشد، در زمان وقوع زمین‌لرزه‌های مهیب توسط گسل‌های اطراف، شاهد پدیده‌های تشدید، روانگرایی و ... خواهیم بود. بنابراین، یکی از بخش‌های کلیدی تحقیق حاضر که در این مقاله به‌وضوح مورد توجه قرار گرفته، تحلیل روابط میان سطح آب دریاچه باستانی ری و پدیده‌های لرزه‌ای در منطقه است. نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های تحقیق حاضر در زمینه شبیه‌سازی اثرات این پدیده‌ها، اهمیت زیادی در این زمینه داشته است. بنابراین، نیاز است تا بازه زمانی که تراز آب دریاچه در محدوده دشت تهران گسترش داشته است را بیابیم. همچنین نیاز است تا تاریخ رویدادهای لرزه‌ای با تاریخ آبگیری دریاچه مقایسه گردد. در

شرایطی که جنس زمین این منطقه ریزدانه است، اگر سطح آب (آب دریاچه باستانی ری) به اندازه کافی بالا باشد، در زمان وقوع زمین‌لرزه‌های مهیب توسط گسل‌های اطراف، شاهد پدیده‌های تشدید، روانگرایی و ... خواهیم بود. بنابراین، تحلیل‌های انجام شده در این مطالعه به‌طور دقیق به بررسی تأثیرات سطح آب دریاچه بر رفتار زمین‌لرزه‌ها پرداخته است. همچنین، نیاز است تا بازه زمانی که تراز آب دریاچه در محدوده دشت تهران گسترش داشته است، شناسایی شود. علاوه بر این، تاریخ رویدادهای لرزه‌ای باید با تاریخ آبگیری دریاچه مقایسه گردد. در جدول ۸ به ترتیب دوره زمانی، مستند تاریخی، نام قدیمی دریاچه، گستره تحت پوشش و تراز ارتفاعی بر حسب متر از سطح دریا ارائه شده است. با توجه به اینکه راگا (ری باستان) و محدوده دشت تهران در تراز تقریبی ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ متر قرار دارد، با استناد به جدول مذکور می‌توان زمین‌لرزه‌هایی که در تاریخ‌های همخوان با آبگیری دریاچه روی داده‌اند را در این بخش مورد توجه قرار داد. تحلیل‌های انجام شده در این بخش با استفاده از داده‌های تاریخی و زمین‌شناسی دریاچه، هم‌راستایی تاریخ‌گذاری آبگیری دریاچه با تاریخ زمین‌لرزه‌ها را بررسی کرده است. بدین ترتیب لازم است تا زمین‌لرزه‌هایی که در بازه زمانی ۲۰۰۰ سال قبل از میلاد تا دست کم ۵۷۰ میلادی در مناطق نزدیک دشت تهران رخ داده‌اند، از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی و دیگر مستندات گردآوری شوند. مشخصات تمامی زمین‌لرزه‌های گستره مورد مطالعه برگرفته از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی ارائه شد. در این تحقیق، داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی به‌طور دقیق گردآوری و تحلیل شده‌اند تا زمین‌لرزه‌هایی که در بازه زمانی حضور دریاچه باستانی ری به وقوع پیوسته‌اند شناسایی گردند. تعداد زیادی از زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی حضور ابر دریاچه باستانی ری در دشت تهران، به وقوع پیوسته‌اند. برای سهولت درک موضوع، اطلاعات فوق پس از یکپارچه‌سازی مقادیر زمانی، در شکل۶ نمایش داده شده‌اند. در این شکل از دو دسته مطالعات برای نمایش تراز آب دریاچه بهره گرفته شده است. بخش اول مربوط به مطالعات Jarahi (۲۰۲۱)، (۲۰۲۴) است که علاوه بر موقعیت کرانه‌های ساحلی دریاچه، زمان آبگیری را تا ۲۰۰۰ سال قبل از میلاد ارائه داده است. در این تحلیل، مدل‌سازی دقیق زمان‌بندی و تراز آب دریاچه، که به تاریخ‌گذاری رویدادهای لرزه‌ای ارتباط دارند، انجام شده است. مطالعه بعدی مربوط به بررسی‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی Nazari و همکاران (۲۰۱۰)، است که ضمن سن‌سنجی رسوبات دریاچه، پس از انطباق نتایج با موقعیت پرتگاه‌های جنوب تهران، دست کم از دوره یانگردرایس (حدودا ۱۱۸۰۰ سال قبل) تراز آب دریاچه در محدوده ری بوده است.

جدول ۷- خلاصه نتایج مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی گستره تهران

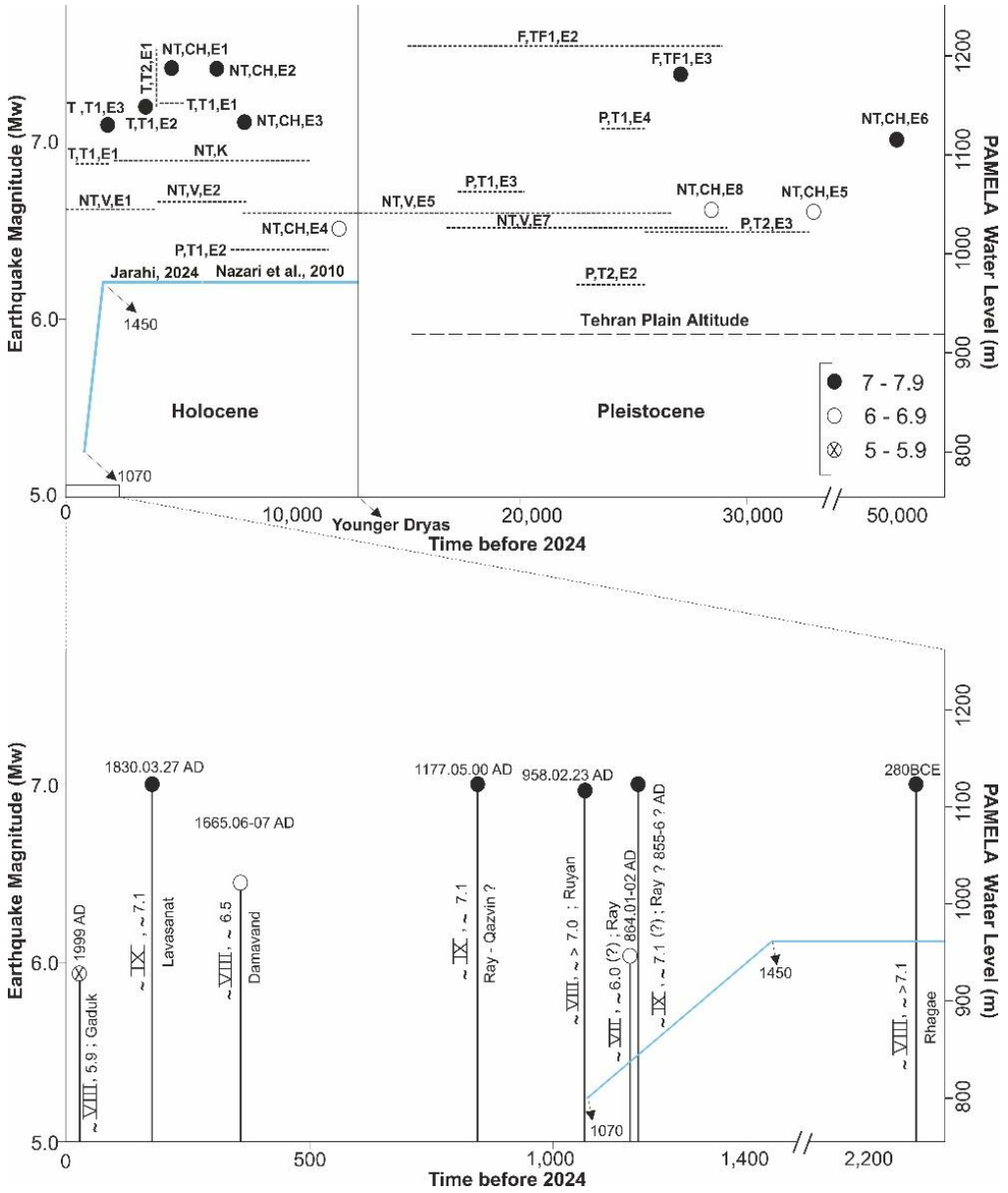
Table 7. Summary of results of paleoseismological studies in the Tehran area

| No. | Seismic source | Historical Events | | Return Period (y) | Last Event | Slip Rate (mm/y) | References |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | No. | Magnitude | | | | |
| 1 | N-Tehran | 5 | 7.2 | Not regular | 312-280 BC 1177 AD | 0.3 ± 0.05 | (Ritz et al., 2012) |
| 2 | Mosha | 8 | 6.5 to 7.1 | 160-620 | 1665 AD 1830 AD | 2 | (Allen et al., 2003; Bachmanov et al., 2004; Ritz et al., 2003; Ritz et al., 2006) |
| 3 | Firuzkuh | 4 | 6.6. to 7.5 | 1100-540 | 1321 AD | 1.1-2.2 | (Ritz et al., 2009; Ritz et al., 2006) |
| 4 | Taleqan | 4 | 6.5 to 7.2 | 2000 | 80 AD | 0.6-1.6 | (Jarahi et al., 2013; Nazari et al., 2009) |
| 5 | Pishva | 5 | 5.9 to 7.0 | 3265 | 1384 AD | 0.12 – 0.14 | Majidi Niri et ) (al., 2011 |
| 6 | Robat Karim | 0 | - | - | - | λ=0.7 for M 4.0 | Kianifar and ) (Pourkermani, 2011 |

جدول ۸- زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ و تاریخی حاصل از مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی گستره تهران

Table 8. Prehistoric earthquakes and historical earthquakes from paleoseismological studies in the Tehran area

| Seismic Fault | Trench | Date | Ms | Reference |
|---|---|---|---|---|
| North Tehran | Vardavard E1 | 0-4 ka | 6.6 | (Ritz et al., 2012) |
| | Vardavard E2 | 4-7.9 ka | 6.6 | |
| | Chtgar E1 | 4.7 ka | 7.4 | (Kaveh Firouz et al., 2012) |
| | Vardavard E3 | - | 6.5 | (Ritz et al., 2012) |
| | Vardavard E4 | - | 6.5 | |
| | Chtgar E2 | 6.7 ka | 7.4 | (Kaveh Firouz et al., 2012) |
| | Kond | 6.4±4.3 ka | 6.9 | (Ghassemi et al., 2014) |
| | Vardavard E5 | 7.9-26.7 ka | 6.6 | (Ritz et al., 2012) |
| | Chtgar E3 | 7.9 ka | 7.1 | (Kaveh Firouz et al., 2012) |
| | Chtgar E4 | 12 ka | 6.5 | |
| | Vardavard E7 | 16.7-29 ka | 6.5 | (Ritz et al., 2012) |
| | Chtgar E5 | 33 ka | 6.6 | (Kaveh Firouz et al., 2012) |
| | Vardavard E8 | 28.5 ka | 6.6 | (Ritz et al., 2012) |
| | Chtgar E6 | 50 ka | 7.0 | (Kaveh Firouz et al., 2012) |
| Taleqan | T1/E1 | 1600 cal CE (125 ± 40yr B.P.) to 134-339 cal CE (1780 ±60 yr B.P.) | 6.8 | (Nazari et al., 2009) (Berberian and Yeats, 2016b) |
| | T1/E2 | Per-134-339 cal CE )1780 ± 60 yr B.P.) | 7.1 | |
| | T1/E3 | 3687-3588 cal yr B.P. | 7.2 | |
| | T1/E4 | 5282-4974 to 4224-4415 cal yr B.P. | 7.2 | |
| | T2/E1 | Post-3830 cal yr B.P. | 7.2 | |
| Firuzkuh | TF1 | Post-15.9 ± 0.9 ka | 7.8 | |
| | | Between 27.1 ± 1.7 ka and 15.9 ± 0.9 ka | 7.5 | (Nazari et al., 2014) |
| | | Per-27.1 ka | 7.3 | |
| Pishva | T1 | 0.87-1.113 ka | 1384/Rey | |
| | | 7.4-11.67 ka | 6.4 | |
| | | 17.2-20.11 ka | 6.7 | (Majidi Niri et al., 2011) |
| | | 23.5-25.4 ka | 7.0 | |
| | T2 | 22.4-25.4 ka | 6.2 | |
| | | 25.4-32.6 ka | 6.5 | |




شکل۶ - نمودار تغییرات تراز آب دریاچه باستانی ری (PAMELA) در مقایسه با زمین‌لرزه‌های حاصل از مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی (بخش بالایی) و دستگاهی (بخش پایینی) گسل‌های اطراف تهران در طی زمان نسبت به امروز. زمین لرزه‌هایی که تاریخ رویداد آن‌ها محدود شده است با خط چین افقی نمایش داده شده‌اند. خط چین عمودی بازه بزرگا را نمایش می‌دهد. دایره‌ها زمین‌لرزه‌های فاقد حد بالا و پایین زمانی را نشان می‌دهند. تراز آب دریاچه نسبت به سطح دریای آزاد است. NT :گسل شمال تهران، V : ترانشه وردآورد،: CH :ترانشه چیتگر، :K :کند،T :گسل طالقان، F :گسل فیروزکوه، P :گسل پیشوا، T1,T2, TF1 :شماره ترانشه ها و E1 to E8: رویداد لرزه ای هر ترانشه.

Fig6. Graph of Water Level Changes in the Paleo Mega Lake of Ray (PAMELA) Compared to Seismic Events from Paleoseismology (Upper Section) and Instrumental Studies (Lower Section) of Faults Around Tehran Over Time Relative to the Present. Seismic events with constrained occurrence dates are represented by horizontal dashed lines. The vertical dashed line indicates the magnitude range. Circles represent earthquakes with uncertain upper and lower time limits. The lake water level is measured relative to mean sea level. Fault and Trench Notations: NT: North Tehran Fault, V: Vardavard Trench, CH: Chitgar Trench, K: Kond, T: Taleqan Fault, F: Firouzkouh Fault, P: Pishva Fault, T1, T2, TF1: Trench Numbers, E1 to E8: Seismic Events for Each Trench.

بر مبنای شکل۶، دست کم ۱۶ زمین‌لرزه مهیب در گستره تهران زمانی به وقوع پیوسته‌اند که تراز آب دریاچه تا دشت تهران می‌رسیده است. این موضوع اهمیت توجه به پدیده‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های بزرگ را در این منطقه نشان می‌دهد. این مطالعه تحلیل‌های گسترده‌ای در زمینه ارتباط بین تراز آب دریاچه با وقوع زمین‌لرزه‌ها انجام داده و مشخص کرده است که هم‌زمانی این رویدادها نشان‌دهنده تأثیر سطح آب بر شدت تخریب ناشی از زمین‌لرزه‌هاست. باید توجه داشت که گستره جنوبی تهران می‌تواند در اثر رویداد یک زمین‌لرزه مهیب در ارتباط با فعالیت هر یک از گسل‌های اطراف نظیر شمال تهران، مشاء، پیشوا، فیروزکوه، طالقان و ... ویران گردد.

## ۵-نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام‌شده در این تحقیق به‌طور ویژه نشان می‌دهند که تأثیرات پدیده‌های جانبی زمین‌لرزه در ارتباط با سطح بالای آب زیرزمینی و پدیده تشدید در این مناطق قابل توجه است.

*- همانطور که ذکر شد، مطالعات Berberian and Yeats (۲۰۱۶)، تعداد ۱۰ رویداد لرزه‌ای تاریخی به اصطلاح جعلی را از فهرست رویدادهای لرزه‌ای منطقه تهران حذف نموده‌اند. از سوی دیگر، داده‌های زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ حاصل از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی به فهرست زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ تهران افزوده شده‌اند. در این تحقیق، به‌طور خاص داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی به‌روز و تحلیل‌شده وارد فهرست جدید زمین‌لرزه‌های تهران شده‌اند که از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

*- تعداد چهار گسل شامل شمال ری، جنوب ری، کهریزک و اشتهارد به دلیل وجود یافته‌های جدید دیرینه‌لرزه‌شناسی، از فهرست گسل‌های منطقه مطالعه حذف شده‌اند. این نتیجه‌گیری به‌ویژه از طریق شبیه‌سازی‌های پیچیده تکتونیکی و داده‌های جدید حاصل از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی به‌دست آمده است که در گذشته کمتر مورد توجه قرار گرفته بود.

*- بررسی‌های صورت گرفته در این مطالعه، حاکی از آن است که دیگر نمی‌توان بر مبنای داده‌های تکتونیکی و لرزه‌ای، گذشته و آینده لرزه‌ای تهران را قضاوت نمود. به طور دقیق‌تر، پایتخت ایران با جمعیت ۱۵ میلیون نفری، علاوه بر آنکه توسط خطر زمین‌لرزه تهدید می‌شود، با خطر جدی‌تری به نام آشفتگی داده لرزه‌ای مواجه است. این تحقیق مشخص کرده است که تحلیل‌های دقیق و جدید در زمینه زمین‌لرزه‌های تاریخی و دیرینه‌لرزه‌ای می‌تواند تصویر بهتری از تهدیدات لرزه‌ای تهران به‌دست دهد. همین موضوع سبب شده تا محققین و ارگان‌های ذی‌ربط، گزارش‌ها و استانداردهای لرزه‌ای نظیر آیین‌نامه ۲۸۰۰ را بر مبنای چنین بانک داده بی‌نظمی، تدوین و اجرا نمایند.

*- بر اساس جمیع یافته‌های فوق، مردم جنوب تهران نزدیک به چهار دهه، مطابق با آیین‌نامه ۲۸۰۰، در حال مقاوم‌سازی لرزه‌ای برای یک رویداد مهیب با شتاب ۰/۳۵ گال هستند. در حالی که مطالعات Habibi و همکاران (۲۰۲۳)، نشان می‌دهد حداکثر شتاب در این مناطق به ۰/۱۷گال می‌رسد. این تفاوت به‌طور مشخص از طریق تحلیل دقیق شتاب‌های مختلف زمین‌لرزه در مناطق مختلف تهران و بازنگری در داده‌های لرزه‌ای موجود مشخص شده است. از سوی دیگر، خطر فرونشست زمین با نرخ بالا همین مناطق را تهدید می‌کند و هیچ راهکار علمی و کاربردی تاکنون برای آن ارائه نشده است. این نکته بر اساس تحلیل‌های داده‌های لرزه‌ای و مطالعات زمین‌شناسی جدید مطرح گردیده که در این مقاله مورد توجه قرار گرفته است. این در حالی است که براساس مطالعه فوق‌الذکر و همچنین تحقیقات Gholipur و همکاران (۲۰۰۸)، شتاب زمین‌لرزه در نیمه شمالی شهر بسیار بالاتر از ۰/۳۵ گال (نزدیک به ۰/۵ گال) برآورد شده است.

*- به نظر می‌رسد که انجام مطالعات گسترده تحلیل خطر زمین‌لرزه به‌منظور بازنگری کد لرزه‌ای تهران، ضرورت بسیار خواهد داشت. این نیاز به‌ویژه در راستای استفاده از داده‌های دقیق‌تر زمین‌لرزه‌شناسی و شبیه‌سازی‌های به‌روز شده در مطالعه حاضر تأکید شده است.

**مراجع**

Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-zadeh, I., Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics 366, 223-239. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00098-2.

Ambraseys, N., 1978. The relocation of epicentres in Iran. Geophysical Journal International 53(1), 117-121. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1978.tb04256.x.

Ambraseys, N.N., 1963. The Buyin-Zahra (Iran) earthquake of September 1962: A field report. Bulletin of the Seismological Society of America 53 (4), 705-740. https://doi.org/10.1785/BSSA0530040705.

Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge 1, 219 pp. https://doi.org/10.1002/eqe.4290110412.

Ambraseys, N.N., Tchalenko, J.S., 1969. Dasht-e-Bayaz earthquake of 31 August 1968. Bulletin of the Seismological Society of America 59 (5), 1751-1792. https://doi.org/10.1785/BSSA0590051751.

Amini, B., Emami, M., Jamshid, K., Afsharianzadeh, A.M., 1993. Geological Map of Tehran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Bachmanov, D., Trifonov, V.G., Hessami, K., Kozhurin, A., Ivanova, T.P., Rogozhin, E., Hademi, M.C., Jamali, F., 2004. Active faults in the Zagros and Central Iran. Tectonophysics 380, 221-241. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.021

Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangravesh, B., Mohajer-Ashjai, A., 1983. Recent tectonics, seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Greater Qazvin region: Contribution to the seismotectonics of Iran 61, 197p.

Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangravesh, B., Mohajer-Ashjai, A., 1985. Recent Tectonics, Seismotectonics, and Earthquake-Fault Hazard Study of the Greater Tehran region, Tehran Quadrangle Area. Contribution to the Seismotectonics of Iran Part, V56, 316p.

Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J., Priestley, K., Wallace, T., 1992. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. Bulletin of the Seismological Society of America 82(4),1726-1755. https://doi.org/10.1785/BSSA0820041726.

Berberian, M., Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bulletin of the Seismological Society of America 89,120-139. https://doi.org/10.1785/BSSA0890010120.

Berberian, M., Yeats, R.S., 2016. Tehran: An Earthquake Time Bomb; In Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions. The Geological Society of America 1(Special Paper 525), 84. http://dx.doi.org/10.1130/2016.2525(04).

Bolourchi, M.J., 1998. Paleoseismology of South Eshtehard Fault. Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran, 133 pp.

Dellenbachs, J., 1964. Contribution a letude geologique de la region situee a lest de Tehran (Iran). University of Strasbourg France, 117 pp.

DeMartini, P.M., Hessami, K., Pantosti, D., D'Addezio, G., Alinaghi, H., Ghafory-Ashtiani, M., 1998. A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). Tectonophysics 287, 187-199. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)80068-1.

Engalence, M., 1968. Contribution a la géologie, Geomorphologie, Hydrogeologie de la region de Tehran (Iran). France, 365 pp.

Ghassemi, M.R., Fattahi, M., Landgraf, A., Ahmadi, M., Ballato, P., Tabatabaei, S.H., 2014. Kinematic links between the eastern Mosha fault and the North Tehran fault, Alborz range, northern Iran. Tectonophysics 622, 81-95. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.007.

Ghodrati Amiri, G., Mahmoodi, H., Razavian Amrei, S.A., 2008. Seismic Hazard Assessment of Tehran Based on Arias Intensity Parameter. Int. Seismic Engineering Conference Commemorating the 1908 Messina

and Reggio Calabria Earthquake (MERCEA08) S. Reggio Calabria Italy, 270-276. http://dx.doi.org/10.1063/1.2963844.

Ghodrati Amiri, G., Motamed, R., ES-Haghi, H.R., 2003. Seismic Hazard Assessment of Metropolitan Tehran, Iran. Journal of Earthquake Engineering 7(3), 347-372 . http://dx.doi.org/10.1080/13632460309350453.

Gholipur, Y., Bozorgnia, Y., Rahnama, M., Berberian, M., Qureshi, M., Talebian, M., Nazari, H., ShojaTaheri, J., Shafei, A., 2008. Probabilistic Seismic Hazard Analysis-Phase I, Greater Tehran Range, Optimization Research Group Engineering. Tehran University.

Habibi, R., Pourkermani, M., Ghorashi, M., Almasian, M., Jarahi, H., 2023. The Effects of Quaternary Sediments on Earthquake Acceleration. Himalayan Geology 44, 71-80.

Hayes, G.P., Briggs, R.W., Sladen, A., Fielding, E.J., Prentice ,C., Hudnut, K., Mann, P., Taylor, F.W., Crone, A., Gold, R., 2010. Complex rupture during the 12 January 2010 Haiti earthquake. Nature Geoscience 3(11), 800-805. http://dx.doi.org/10.1038/NGEO977.

Hedayati, A., Brander, J., Berberian, M., 1976. Microearthquake survey of Tehran region, Iran. Bulletin of the Seismological Society of America 66(5), 1713-1725. https://doi.org/10.1785/BSSA0660051713.

Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H., 2003. Active fault maps of Iran. Department of Seismotectonic, Seismology Research Center, International Institute of Erathquake Engineering and Seismology.

Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M., Jackson, J., Copley, A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. Geophysical Journal International. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04591.x.

Jafari, M.K., 2003. Complementary Microzonation Studies for South of Tehran. International Institute of Erathquake Engineering and Seismology1, 2-9.

Jarahi, H., Golabatunchi, I., Pourkermani, M., Nadalian, M., 2013. Effect of Seismic Hazard Analysis Methods Selection on Economic Switching at Behjatabad Dam Plan. Journal of Applied Geology 9(1), 11-20.

Jarahi, H., Moghimi, S., Tan, O., Saygılı, O., Karagöz, O., 2022a. Paleo Mega Lake of Rey Sediments and Its Effect on Earthquake Acceleration Case Study Tehran City. Seismological Society of America (SSA) Annual Meeting 2022,Washington D.C., USA.

Jarahi, H., Moghimi, S., Tan, O., Saygılı, O., Karagöz, O., 2022b. Revision of Iranian Seismic Design Code for Tehran Region Based on Paleo Mega Lake of Rey Theory, Seismological Society of America (SSA) Annual Meeting, 2022, Washington D.C., USA.

Jarahi , H., 2024b. Historical Background of Paleo Mega Lake of Rey. History of Geology and Space Science 15(2), 12-24. http://dx.doi.org/10.5194/hgss-2024-3.

JICA, 2000. The Study on Seismic Microzoning of the Greater Tehran Area in the Islamic Republic of Iran. Japan International Cooperation Agency (JICA), Centre for Earthquake and Environmental Studies of Tehran (CEST).

Kaveh Firouz, A., Nazari, H., Arian, M., Shafei, A., Majidi, T., Shokri, M., 2012. Paleoseismologic Activity and Subsidence Rate on Tehran Alluvium Deposits in Chitgar Section; using Paleoseismological Data. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 21(84), 169-178. https://doi.org/10.22071/gsj.2012.53978.

Knill, J.L., Jones, K.S., 1968. Ground-water conditions in Greater Tehran. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 1(3), 181-194. https://doi.org/10.1144/gsl.qjeg.1968.001.03.04.

Majidi Niri, T., Nazari, H., Qarashi, M., Talebian, M., 2011. Paleoseimology study on Pishva fault (South Tehran), Iran, European Geosciences Union, general Assembly, Austria, p. 1511.

Mousavi, S., Moayeri, M., Vali, A.A., Ranjbar, A., M.R., I., Ghazavi, R., 2013. Geomorphological mapping of processes and forms in HajAliGholi playa, Central Iran. Journal of Social Issues and Humanities1(4), 9-13. https://doi.org/10.22092/ijrdr.2016.107607.

Najafian A., Jarahi, H., Bayraktutan M.S., 2022. Challenges Facing Discovery of Largest Lake in World History Geotechnical Investigation, Seismological Society of America (SSA) Annual Meeting 2022, Washington D.C., USA.

Namdar, D., Jarahi, H., Maghami Moghim, G., 2025a. Introduction to Hecatompylos Lake in Damghan, 17th Conference of the Iranian Paleontological Society, Hormozgan University, pp. 8.

Namdar, D., Jarahi, H., Maghami Moghim, G., 2025b. Paleo Mega Lake of Rey, An Introduction to Water Level-Volume Changes Over Time from a Morphological Perspective, 7th International Conference of Biology and Earth Science, Hamadan, pp. 1-9.

Navar Noveiri, M., 2021. South Eshtehard Scarp: a fault system or a morphologic scarp. Institute of Earth Sciences, Tehran, Iran.178 pp.

Navar Noveiri, M., Nazari, H., Shokri, M., Mohammadi Vijeh, M., Salamati, R., Sheikh, M., 2021. South Eshtehard Scarp: a fault system or a morphologic scarp. Quaternary Journal of Iran 7(2), 798-820.

Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. Montpellier, 247 pp.

Nazari, H., Battista, G., Najar, E., Ritz, J.F., Shokri, M., fathian, a., Rezaei, f., Rahim, A., nashli, H.F., Baharfirouzi, K., vahdatinasab, h., shahidi, a., borzooii, m., Aghaali, E., 2021. The Iranian Plateau at the end of the Quaternary: new synthesis of geological, archaeological and historical data. Iranian Journal of Geology 60(15), 101-116.Nazari, H., Ritz, J.F., Ghassemi, A., Bahar-Firouzi, K., Salamati, R., Shafei, A., Fonoudi, M., 2011. Paleoearthquakes Determination of Magnitude~6.5 on the North Tehran Fault. Journal of Seismolgical Earthquake Engineering 13, 17-24.

Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J., Massault, M., Ghorashi, M., 2009. Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran). Geophysical Journal International 178, 1028-1041. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04173.x.

Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Shahidi, A., Habibi, H., Ghorashi, M., Karimi Bavanpur, A., 2010. Distinguishing between fault scarps and shorelines: the question of the nature of the Kahrizak, North Rey and South Rey features in the Tehran plain (Iran). Terra Nova 22(3), 227-237. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00038x..

Nazari, H., Ritz, J.F, Salamati, R., Solaymani, S., Balescu, S., Michelot, J., Ghassemi, A., Talebian, M., Lamothe, M., Massault, M., 2007. Paleoseismological analysis in central Alborz, Iran. 50th Anniversary earthquake conference commemorating.

Nazari, H., Ritz, J., Talebian, M., Moosavi, A., 2005. Seismotectonic map of the central Alborz. Gelogical Survey of Iran, Seismotectonic Department, Scale, 1: 250000.

Nazari, H., Ritz, J.F., Walker, R., Salamati, R., Rizza, M., Patnaik, R., Hollingsworth, J., Alimohammadian, H., Jalali, A., Firouz, A., Shahidi, A., 2014. Palaeoseismic evidence for a medieval earthquake, and preliminary Cross Mark estimate of late Pleistocene slip-rate, on the Firouzkuh strike-slip fault in the Central Alborz region of Iran. Journal of Asian Earth Sciences 82, 124-135. https://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.12.018.

Rieben, E.H., 1955. The geology of the Tehran Plain. American Journal of Siesmology 253, 617-639. https://doi.org/10.2475/ajs.253.11.617.

Rieben, E.H., 1966. Geological observations on alluvial deposits in northern Iran. Gelogical Survey of Iran 9, 39.

Ritz, J.F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Feghhi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J., Vernant, P., 2003. Determining the Long-term Slip Rate along the Mosha Fault, Central Alborz. Iran, Implications in Terms of Seismic Activity. 4th International Conference on Seismology and Erarthquake Engineering.

Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., Saidi, A., 2012. Paleoearthquakes of the past 30,000 years along the North Tehran Fault (Iran). Journal of Geophysical Research Solid Earth. https://doi.org/10.1029/2012jb009147.

Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., 2006. Active transtension inside Central Alborz: A new insight in to the northern Iran-Southern Caspian geodynamics. Geology 34 (6), 477-480. https://doi.org/10.1130/g22319.1.

Solaymani Azad, S., Hoseini, M., 1998. Deterministic Seismic Hazard Assessment for Montazer-Ghaem Power plant; using neotectonic and morphotectonic approaches: W Tehran-Karaj, report, International Institute of Erathquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

Solaymani Azad, S., Ritz, J.F., Abbassi, M., 2011. Analyzing the junction between the Mosha and the North Tehran active faults. Tectonophysics 497, 1-14.

Stocklin, J., Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran, 1:2500000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Tchalenko, J.S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Baily, M., Arsovsky, M., 1974. Tectonic framework of the Tehran region. Geological Survey of Iran 29, 7-46.

Trifonov, V.G., Hessami, K.T., Jamali, F., 1996. West-trending oblique sinistral-reverse fault system in northern Iran. International Institute of Erathquake Engineering and Seismology, special publication, 75.

Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar ,M., Vernant, P., Chery, J., Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). Geophysical Journal International, 167, 1077-1088. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03147.x.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84(4), 974-1002. https://doi.org/10.1785/bssa0840040974.

Yeats, R.S., Huftile, G.J., 1995. The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake. Nature 373, 418-420. 10.1038/373418a0.