

Active tectonics of the Gailatu–Tabriz strike-slip fault system, northwestern Iran

Rahimzadeh, S.¹  | Mirzaei, N.¹  

1. Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: nmirzaei@ut.ac.ir

(Received: 28 Nov 2022, Revised: 5 Aug 2023, Accepted: 26 Sep 2023, Published online: 15 Nov 2023)

Summary

Iran is a wide compressional deformation and seismic activity zone along the Alpine-Himalayan orogenic belt resulting from the conversion motion between the stable Arabian and Eurasian plates. Northwestern Iran is part of a complex tectonic system within the Arabia-Eurasia collision zone. The main active fault of northwestern Iran is the Gailatu–Tabriz strike-slip fault system (GTFS) that extends ~400 km in length from north of Mianeh (a town in the East-Azarbaijan province of Iran) to the southwest and south of Kaghman (in Turkey) to the northwest. It has a conspicuous history of seismicity and a controlling role in the geodynamics of the region. In this study, we utilize satellite images, DEM images, field evidence, earthquake information, and GPS data, to investigate the active tectonic characteristics of the GTFS. From the southeast to the northwest, GTFS consists of three main fault zones, named: North Tabriz Fault, Mishu-Tasuj Fault, and Gailatu-Siah Cheshmeh-Khoy Fault. Near Kaghman, the northwestern end of the GTFS forms a horsetail splay structure, with many faults having normal components, and to the east, GTFS merges with the Bozghush fault zone. GTFS shows a variety of transtension and transpression tectonic structures (stepovers, bendings, pull-apart basins, and splay structures) formed in the dextral shear zone. North Tabriz fault zone is characterized by three main NW striking right-stepping en echelon segments (Bostan Abad, Shebli, and Tabriz fault segments) and is known as the causative fault of three destructive historical earthquakes on 1042/11/04 (M_w 7/6), 1721/04/26 (M_w 7/7), and 1780/01/08 (M_w 7/7). To the east, it joins the Bozghush thrust fault zone that caused the 2019/11/07 (M_w 6/0) earthquake on its Shalgun-Yelimsi left-lateral strike-slip fault segment. In the central part of the GTFS, the Mishu-Tasuj fault zone is formed as a transpressional bend. The macroseismic epicenter of the 1786/10 (M_w 6/2) earthquake is located near this fault zone. Thrust faults in the southern part of the Mishu-Tasuj fault zone are parallel with close distances, and have uplifted the land masses; probably representing the migration of thrust faulting into the southern plains; similar to the Esfarayen and Sabzevar thrust faults in northeastern Iran. Four pull-apart basins have been created due to the movement of fault segments along the Gailatu-Siah Cheshmeh-Khoy fault. The current kinematics of the GTFS plays a key role in the tectonic of northwestern Iran and accommodates part of the convergence movement between the Eurasian and Arabian plates. Earthquake history and geometry of different segments of the GTFS imply seismic gap, especially on the North Tabriz fault, and faults interaction (e.g., between Shalgun-Yelimsi left-lateral strike-slip fault and south Bozghush thrust fault, and Gailatu-Siah Cheshmeh-Khoy right-lateral strike-slip fault and Tasuj thrust fault) which are important issues in seismic hazard in northwestern, especially for Tabriz City with a population of about 1.5 million.

Keywords: Gailatu–Tabriz fault system, Active tectonics, Stepovers, Bendings, Northwestern Iran.

Cite this article: Rahimzadeh, S., & Mirzaei, N. (2023). Active tectonics of the Gailatu–Tabriz strike-slip fault system, northwestern Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 49(3), 609-632. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.351457.1007472>

E-mail: (1) saeid.rahimzadeh@ut.ac.ir



Publisher: University of Tehran Press.
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.351457.1007472>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

زمین ساخت فعال سامانه گسلی امتدادلغز گیلاتو-تبریز، شمال غرب ایران

سعید رحیمزاده^۱ | نوربخش میرزائی^۱ ✉

۱. گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: nmirzaii@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۱/۹/۷، بازنگری: ۱۴۰۲/۵/۱۴، پذیرش نهایی: ۱۴۰۲/۷/۴، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۸/۲۴)

چکیده

سامانه گسلی فعال گیلاتو-تبریز، با روند کلی شمال غرب-جنوب شرق و طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر، در شمال غرب ایران گسترش دارد. این سامانه گسلی امتدادلغز در دوره تاریخی و دستگاهی چندین زمین‌لرزه مخرب را تجربه کرده است. در این مقاله، با استفاده از تصویرهای ماهواره‌ای، تصویرهای DEM (مدل رقومی ارتفاعی)، شواهد میدانی، داده‌های زمین‌لرزه‌ای و GPS، زمین‌ساخت فعال این سامانه گسلی بررسی شده است. این سامانه گسلی از جنوب شرق به شمال غرب، از سه زون گسلی اصلی شمال تبریز، میشو-تسوج، و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی تشکیل شده است. انتهای شمال غربی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز به ساختار دم‌اسبی (horsetail structure) شامل گسل‌های نرمال در جنوب کاقیزمان (Kaghysman) ترکیه و انتهای جنوب شرقی آن به زون راندگی بزقوش ختم می‌شود. سامانه گسلی گیلاتو-تبریز ساختارهای زمین‌ساختی ترافشاری (transpression) و تراکششی (transtension) (گسل‌های انشعابی (splay faults)، گسل‌گامه‌ها (stepovers)، خمش‌ها (bendings) و حوضه‌های کششی-جدایشی (pull-apart basins) پدیدآمده در یک زون برشی راست‌گرد، با چیدمان پلکانی (en echelon)، را در بر دارد. زون گسلی شمال تبریز که عامل سه زمین‌لرزه تاریخی ویرانگر ۱۰۴۲/۱۱/۰۴، M_w ۷/۶؛ ۱۷۲۱/۰۴/۲۶، M_w ۷/۷؛ و ۱۷۸۰/۰۱/۰۸، M_w ۷/۷ بوده است، شامل سه گسل‌پاره (fault segment) امتدادلغز راست‌گرد بستان‌آباد، شییلی و تبریز یا چینش راست‌پله (right-stepping) است. زون گسلی میشو-تسوج که رومرکز میدانی زمین‌لرزه تاریخی ۱۷۸۶/۱۰، M_w ۶/۲، در نزدیکی آن تعیین شده است، در خمش ترافشاری شکل گرفته در نواحی مرکزی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز پدید آمده است. در سوی شمال غرب، زون گسلی امتدادلغز راست‌گرد گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، که رومرکز میدانی زمین‌لرزه تاریخی ۱۸۴۰/۰۷/۰۲، M_w ۷/۴، در انتهای شمال شمال غربی آن تعیین شده است، چندین حوضه کششی-جدایشی را پدید آورده است. جنبش‌شناختی کنونی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز نقش کلیدی در لرزه زمین‌ساخت شمال غرب ایران دارد و بخشی از همگرایی میان صفحه‌های اوراسیا و عربستان را تعدیل می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سامانه گسلی گیلاتو-تبریز، زمین‌ساخت فعال، گسل‌گامه‌ها، خمش‌ها، شمال غرب ایران.

۱. مقدمه

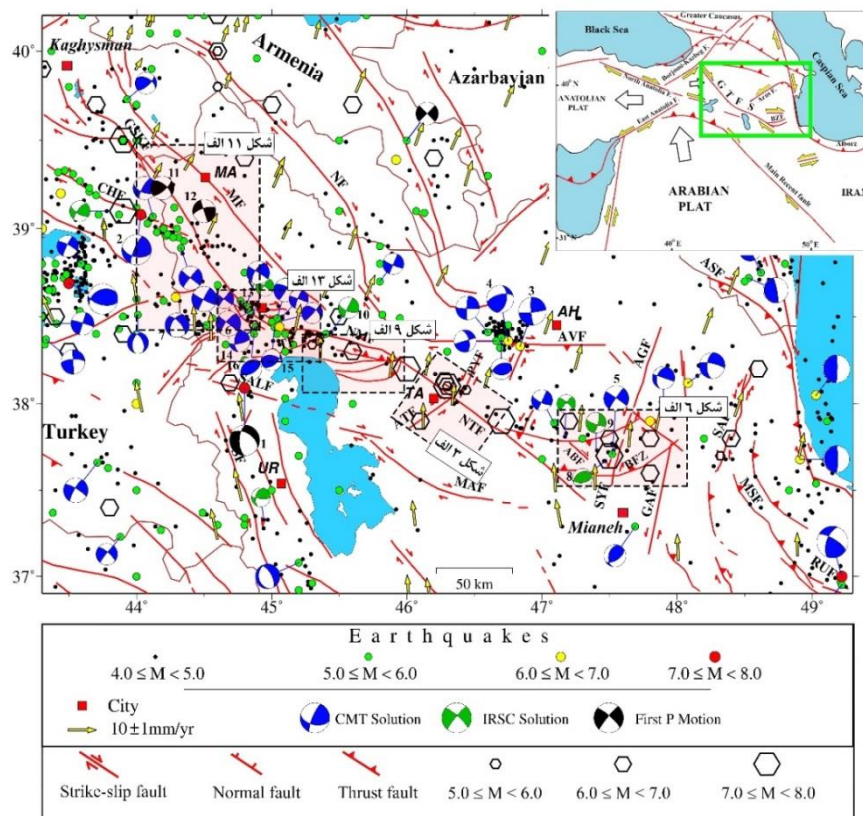
۲۰۰۴؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹)، در محدوده ایران، همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا با آهنگ ۲۵-۲۲ میلی‌متر در سال تعدیل می‌شود. به تقریب، همه این همگرایی در درون مرزهای سیاسی ایران تعدیل می‌شود (برای مثال، جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ بنی‌ادم و همکاران، ۲۰۱۹).

در اثر حرکت صفحه عربستان به سمت شمال، بلوک آناتولی (سرزمین ترکیه) نسبت به اوراسیا به صورت گوه‌ای میان گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد شمال آناتولی

کمربند کوهزایی آلپ-همالیا با طول بیش از ۱۰۰۰۰ کیلومتر، شامل سه زون همگرایی اصلی آفریقا-اوراسیا، عربستان-اوراسیا و هند-اوراسیا، از جنوب غرب اروپا تا جنوب شرق آسیا گسترش دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ مکنزی، ۱۹۷۸). فلات ایران در قسمت مرکزی این کمربند قرار دارد و همگرایی میان صفحه‌های عربستان و اوراسیا عامل دگرشکلی و لرزه‌خیزی کنونی در ایران زمین است (شکل ۱؛ بربریان، ۲۰۱۴). برپایه اندازه‌گیری‌های سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) (ورنانت و همکاران،

شمال غرب ایران زمین لرزه های ویرانگری را در دوره تاریخی (پیش از ۱۹۰۰ میلادی) تجربه کرده است (جدول ۱). در دوره دستگاهی نیز جنبش گسل های سلماس و چالدران، به ترتیب، موجب رویداد زمین لرزه های ویرانگر ۱۹۷۶/۱۱/۲۴، M_w ۷/۱، و زمین لرزه ۱۹۳۰/۰۵/۰۶ چالدران، M_w ۷/۰، شدند (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۱۴) (شکل ۱، سازوکارهای کانونی ۱ و ۲). زمین لرزه های دوتایی (doublet earthquakes) ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ اهر-ورزقان (M_w ۶/۴ و M_w ۶/۳)، با فاصله زمانی ۱۱ دقیقه روی دادند (شکل ۱؛ کوپلی و همکاران، ۲۰۱۴). سازوکار کانونی زمین لرزه اول امتدادلغز محض و سازوکار کانونی زمین لرزه دوم راندگی با مؤلفه امتدادلغز تعیین شده است (سازوکارهای کانونی ۳ و ۴ در شکل ۱). مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (BHRC) بیشینه شتاب ثبت شده برای زمین لرزه های دوتایی اهر-ورزقان را، به ترتیب، ۴۷۸ و ۵۳۱ سانتی متر بر مجذورثانیه در فاصله های ۸ و ۱۱ کیلومتری از رومرکز زمین لرزه ها، گزارش کرد. زمین لرزه ۲۰۱۹/۱۱/۰۷ ترکمنچای، M_w ۶/۰ (والیریو و همکاران، ۲۰۲۰) (سازوکار کانونی ۵ در شکل ۱)، و زمین لرزه های دوتایی ۲۰۲۰/۰۲/۲۳ قطور، M_w ۵/۹ و M_w ۶/۰ (تایماز و همکاران، ۲۰۲۲) (سازوکارهای کانونی ۶ و ۷ در شکل ۱) جدیدترین زمین لرزه های بزرگ رخ داده در این منطقه هستند که، به ترتیب، در انتهای جنوب شرقی سامانه گسلی امتدادلغز گیلانو-تبریز، بر روی زون گسلی بزقوش، و قسمت غربی این سامانه گسلی در نزدیکی منطقه مرزی ایران-ترکیه رخ دادند. بیشینه شتاب ثبت شده برای زمین لرزه ۲۰۱۹/۱۱/۰۷ ترکمنچای ۴۲۵ سانتی متر بر مجذورثانیه در فاصله ۲۱ کیلومتری از رومرکز زمین لرزه گزارش شده است (BHRC).

(North Anatolian fault) و چپ گرد شرق آناتولی (East Anatolian fault) به سوی غرب رانده می شود؛ این در حالی است که شمال غرب ایران نسبت به اوراسیا دارای مؤلفه جنبش شرق سو است (شکل ۱؛ مکنزی، ۱۹۷۲؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ جکسون، ۱۹۹۲؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷). اگرچه گریزجانبی (lateral extrusion) غرب سوی بلوک آناتولی، میان گسل های شمال و شرق آناتولی، به خوبی آشکار است؛ در شمال غرب ایران مجموعه ای از گسل های امتدادلغز به نسبت کوچک و ناپیوسته، امکان گریزجانبی شرق سوی شمال غرب ایران را فراهم می کنند (مکنزی، ۱۹۷۲؛ جکسون، ۱۹۹۲؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷). به نظر سو و همکاران (۲۰۱۷) گسل های کوچک امتدادلغز و ساختارهای چین خورده، ریختارهای دم آسبی را تشکیل می دهند و گریزجانبی شرق سوی شمال غرب ایران را تعدیل می کنند. گوربوز و ساروقلو (۲۰۱۹) وجود بلوک صلب حوضه جنوبی خزر را مانعی برای آشکار بودن گریزجانبی شرق سوی شمال غرب ایران (در مقایسه با جنبش غرب سوی بلوک آناتولی) می دانند. اندازه گیرهای GPS نشان می دهد که عمده جنبش امتدادلغز راست گرد ناشی از همگرایی در شمال غرب ایران، در سامانه گسلی فعال گیلانو-تبریز متمرکز است (شکل ۱؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۶). همگرایی مایل صفحه عربستان موجب افراز لغزش (slip partitioning) در شمال غرب ایران است (جکسون، ۱۹۹۲). گسلش راندگی (کوتاه شدگی محض) در قفقاز بزرگ و جنبش امتدادلغز راست گرد در امتداد سامانه گسلی گیلانو-تبریز و گسل چالدران از نشانه های افراز است (شکل ۱؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹).



شکل ۱. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت شمال‌غرب ایران و نواحی مجاور. رومرکز میدانی زمین‌لرزه‌های تاریخی و رومرکز زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۸-۱۹۰۱ از کاتالوگ موسوی بفری و بابائی‌ماهانی (۲۰۲۰) و رومرکز زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۳/۰۸-۲۰۱۹ از مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) برگرفته شده است. گسل‌ها از کاراخانیان و همکاران (۲۰۰۴)، بربریان (۲۰۱۴)، فریدی و همکاران (۲۰۱۷)، سو و همکاران (۲۰۱۷)، تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸)، رحیم‌زاده و همکاران (۲۰۲۳) برگرفته شده است. NTF: گسل شمال تبریز؛ MAF: گسل مراغه؛ SALF: گسل سلماس؛ RUF: گسل رودبار؛ MSF: گسل ماسوله؛ SAF: گسل سنگاور؛ GAF: گسل گرمچای؛ SYF: گسل شالگون-یلیمسی؛ SF: گسل سرو؛ ATF: گسل آذرشهر-تبریز؛ NMF: گسل شمال میشو؛ BFZ: زون گسلی بزقوش؛ AGF: گسل آجمیون؛ AVF: گسل اهر-ورزقان؛ NF: گسل نخجوان؛ MF: گسل ماکو؛ GSKF: گسل گیلان-سیه‌چشمه-خوی؛ CHF: گسل چالدران؛ TF: گسل تسوج؛ ASF: گسل آستارا؛ ABF: گسل عباس‌آباد؛ GTFS: سامانه گسلی گیلان-تبریز؛ PYF: گسل پایان؛ UR: ارومیه؛ TA: تبریز؛ AH: اهر؛ MA: ماکو؛ KH: خوی.

جدول ۱. فهرست زمین‌لرزه‌های مخرب تاریخی رخ داده در شمال‌غرب ایران (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۱۴).

تاریخ	رومرکز میدانی		بزرگی (Ms)		گسل عامل	تلفات انسانی (نفر)
	عرض جغرافیایی (°N)	طول جغرافیایی (°E)	AM*	BER**		
۱۰۴۲/۱۱/۰۴	۳۸/۱۰	۴۶/۳۰	۷/۶	> ۷/۰	گسل شمال تبریز	۴۰۰۰
۱۲۳۳/۰۱/۱۸	۳۸/۱۳	۴۶/۲۸	۶/۴	> ۶/۵	گسل شمال تبریز	۲۵۰
۱۶۴۱/۰۲/۰۵	۳۷/۹۰	۴۶/۱۰	۶/۸	۶/۸	گسل آذرشهر-تبریز	۱۲۰۰
۱۷۱۷/۰۳/۱۲	۳۸/۱۰	۴۶/۳۰	۶/۱	۵/۹	گسل شمال تبریز	۷۰۰
۱۷۲۱/۰۴/۲۶	۳۷/۹۰	۴۶/۷۰	۷/۷	۷/۳	گسل شمال تبریز	۴۰۰۰
۱۷۸۰/۰۱/۰۸	۳۸/۲۰	۴۶	۷/۷	۷/۴	گسل شمال تبریز	۵۰۰۰
۱۸۴۳/۰۴/۱۸	۳۸/۷۰	۴۴/۹	۶/۱	?	زون گسلی میشو-تسوج	۱۰۰۰
۱۸۶۳/۱۲/۳۰	۳۸/۲۰	۴۸/۶۰	۶/۰	۶/۱	گسل سنگاور	۱۰۰۰
۱۸۷۹/۰۳/۲۲	۳۷/۸۰	۴۷/۸۰	۶/۶	۶/۷	زون گسلی بزقوش	۲۰۰۰
۱۸۹۶/۰۱/۰۴	۳۷/۸۰	۴۸/۴۰	۶/۶	۶/۷	گسل سنگاور	۲۲۰۰

* امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) ** بربریان (۲۰۱۴)

شهر کاقیزمان ترکیه در شمال غرب، گسترش دارد (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴) (شکل ۱). اگرچه سلیمانی آزاد (۲۰۰۹) این سامانه گسلی امتدادلغز را یک سامانه گسلی ترادیسی (transform fault system) میان دگرشکلی های فشاری در انتهای جنوب شرقی (زون گسلی بزقوش) و کششی در انتهای شمال غربی (ساختارهای دم اسبی) معرفی کرده است (شکل ۱)؛ اما، این سامانه گسلی ویژگی اصلی گسل های ترادیسی که گسترش ژرفایی تا قاعده سنگ کره و تشکیل مرز صفحه است (برای مثال، سیلوستر، ۱۹۸۸) را ندارد. پدید آمدن ساختارهای فشاری و کششی در ابتدا و انتهای گسل های امتدادلغز، از ویژگی های این نوع گسل ها است (برای مثال، هوانگ و لیو، ۲۰۱۷) و با مدل سازی های آزمایشگاهی نیز تجربه شده است (برای مثال، دولی و شرورز، ۲۰۱۲). سامانه گسلی گیلاتو-تبریز را می توان به سه بخش عمده تقسیم کرد (شکل ۱: ۱) بخش جنوب شرقی: زون گسلی شمال تبریز، با روند به تقریب شمال غرب-جنوب شرق و جنبش غالب امتدادلغز راست گرد. ۲) بخش میانی: زون گسلی میشو-تسوج، با روند به تقریب شرقی-غربی و جنبش غالب رانندگی. ۳) بخش شمال غربی: زون گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی، با جنبش امتدادلغز راست گرد و روند شمال شمال غرب-جنوب جنوب شرق.

۳-۱. زون گسلی شمال تبریز

زون گسلی شمال تبریز با سازوکار امتدادلغز راست گرد و طول نزدیک به ۱۲۰ کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق، قسمت جنوب شرقی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز را شکل می دهد (شکل ۱). این گسل از مهم ترین ساختارهای فعال زمین ساختی در ایران است که نقش مهمی در ژئودینامیک منطقه دارد (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ گوربوز و ساروقلو، ۲۰۱۹؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹ و سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۹) و بخشی از مرز میان ایالت های لرزه زمین ساختی البرز-آذربایجان و ایران مرکزی را شکل می دهد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸).

در این مطالعه، با استفاده از شواهد میدانی، تصویرهای ماهواره ای، تصویرهای DEM، داده های زمین لرزه ای و GPS، به بررسی زمین ساخت فعال سامانه گسلی امتدادلغز گیلاتو-تبریز که در یکی از پیچیده ترین بخش های زون برخوردی عربستان-اوراسیا (شمال غرب ایران) قرار دارد، پرداخته ایم. زمین ریخت های پدید آمده در میدان های تراشکاری و تراکشی محلی را تشریح و در مورد نقش سامانه گسلی گیلاتو-تبریز در تعدیل همگرایی میان عربستان و اوراسیا و زمین ساخت فعال شمال غرب ایران بحث شده است.

۲. سیمای زمین ریختی گسل های امتدادلغز

یکی از ویژگی های بارز گسلش امتدادلغز، پدید آمدن سیمای زمین ریختی متنوع در طول گسل است. ساختارهای ثانویه گوناگون، مانند بالآمدگی های فشاری، حوضه های کششی و تنوعی از شکستگی های با چینش پلکانی در سطح زمین و در امتداد گسل های امتدادلغز شکل می گیرد (برای مثال، دولی و شرورز، ۲۰۱۲؛ چنگ و همکاران، ۲۰۲۱). در بسیاری از این محیط ها، ترکیبی از جنبش امتدادلغز با مؤلفه کششی و یا فشاری، به ترتیب، موجب پدید آمدن ساختارهای تراکشی (مانند ساختارهای گل لاله ای (tulip structures) و ساختارهای تراشکاری (مانند ساختارهای نخلی palm-tree structures) می شود (شکل ۲). انتهای گسل های امتدادلغز، اغلب به گسل های رانندگی و یا نرمال انشعابی و دم اسبی ختم می شود.

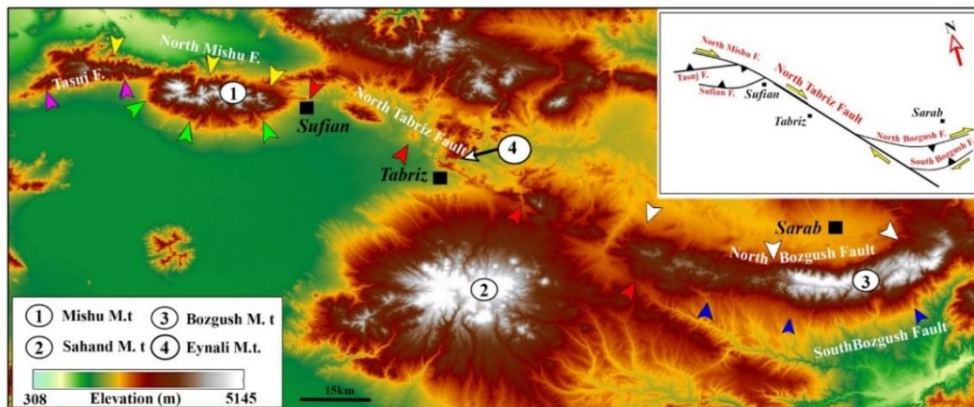
۳. سامانه گسلی گیلاتو-تبریز

سامانه گسلی گیلاتو-تبریز، که سامانه گسلی گیلاتو-شمال تبریز (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴)، سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی-تبریز (سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۵) و گسل سیه چشمه-خوی-میشو-تبریز (محمدی و همکاران، ۲۰۲۲) نیز نامیده شده است، با روند کلی شمال غرب-جنوب شرق و طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر، از شهر میانه ایران در جنوب شرق تا

مطالعات قدیمی تر گسل شمال تبریز (برای مثال، افتخارنژاد، ۱۹۷۵؛ بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶) نشان می‌دهد که این زون گسلی ساختار زمین‌ساختی اصلی در شمال غرب ایران است و نقش مهمی در تشکیل سازندهای زمین‌شناسی آن گستره ایفا کرده است. حسامی و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از شواهد جابه‌جایی رودخانه‌ها، آهنگ لغزش بر روی گسل شمال تبریز را $2/1-6/4$ میلی‌متر در سال تعیین کردند. ماسون و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از داده‌های GPS، آهنگ لغزش در امتداد این گسل را به تقریب ۸ میلی‌متر در سال برآورد کردند. جمور و همکاران (۲۰۱۱) و ریزا و همکاران (۲۰۱۳) نیز با استفاده از داده‌های GPS، آهنگ لغزش در امتداد گسل شمال تبریز را به ترتیب 7 ± 1 و $7/3 \pm 1/3$ میلی‌متر در سال برآورد کردند. کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از داده‌های InSAR، آهنگ لغزش در امتداد گسل را $8/7 \pm 2/5$ میلی‌متر در سال برآورد کردند. خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) با ترکیب سه نوع داده مستقل (آهنگ لغزش زمین‌شناسی، سرعت ژئودتیکی، جهت تنش اصلی) و استفاده از مدل اجزای محدود جنبش‌شناختی (kinematic finite-element model)، آهنگ لغزش بر روی این گسل را در حدود $5/7$ میلی‌متر در سال برآورد کردند. حاجی‌آقاجانی و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از اندازه‌گیری‌های InSAR آهنگ لغزش بر روی این گسل را $5/6 \pm 0/15$ میلی‌متر در سال برآورد کرده‌اند. اخیراً، فریدی و همکاران (۲۰۲۳) از مطالعات GPS بر روی زمین‌ریخت‌های جابه‌جا شده و نتایج سن‌یابی، آهنگ لغزش در امتداد گسل‌پاره مرکزی گسل شمال تبریز را در طی حدود ۷۵۰۰ سال گذشته، $6/4 \pm 0/5$ میلی‌متر در سال برآورد کرده‌اند.

گسل شمال تبریز در میان گسل‌های سامانه گسلی گیلانو-تبریز چیره‌ترین ساختار خطی است (شکل ۲). در تصویر

DEM روند شمال غرب-جنوب شرق این زون گسلی به‌خوبی مشخص است که به طول نزدیک به ۱۲۰ کیلومتر از غرب گسل‌های بزقوش تا شهر صوفیان گسترش دارد (شکل‌های ۱ و ۲). گسل شمال تبریز در قسمت مرکزی کوه‌های عینالی در شمال غرب شهر تبریز و حوضه فروافتاده تبریز در جنوب شرق را از هم جدا می‌کند (شکل ۲). این زون گسلی از سه گسل‌پاره امتدادلغز راست‌گرد (بستان‌آباد، شیلی و تبریز) با چینش راست‌پله تشکیل شده است (شکل ۳-الف؛ بربریان، ۱۹۹۷؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). در گسل‌گامه پدیدآمده میان گسل‌پاره‌های بستان‌آباد و شیلی، گسیختگی‌های نرمال کوچک با جابه‌جایی بین ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر فراوان دیده می‌شود (شکل ۳-ب). این گسیختگی‌ها در امتداد جاده قدیم تبریز-بستان‌آباد، در نزدیکی شیلی به طول به تقریب $1/5$ کیلومتر گسترش دارد. به سمت شمال غرب، در گسل‌گامه پدیدآمده میان گسل‌پاره شیلی و تبریز هم گسلش‌های نرمال به‌خوبی قابل مشاهده است (شکل‌های ۳-ج و د). جابه‌جایی قائم پدیدآمده در یکی از این گسل‌ها به تقریب ۱ متر (شکل ۳-ج) و در دیگری به تقریب ۸۰ سانتی‌متر (شکل ۳-د) اندازه‌گیری شد. به سمت شمال غرب، در طول گسل شمال تبریز، میان روستای اوغلی در ۱۰ کیلومتری شمال شمال غرب تبریز تا روستای چله‌خانه در ۳۰ کیلومتری شمال شمال غرب تبریز، گسیختگی امتدادلغز راست‌گرد، به طول نزدیک به ۲۰ کیلومتر، بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۴-الف و ب). این گسیختگی تمام مخروط‌افکنه‌ها و رودخانه‌های فصلی را جابه‌جا کرده است. در نزدیکی این جابه‌جایی امتدادلغز، گسلش‌های نرمال موازی هم و با فاصله کم از یکدیگر قابل مشاهده است (شکل ۴-ج). جابه‌جایی قائم در اثر این گسل‌های نرمال به تقریب بین ۳۰ تا ۶۰ سانتی‌متر است.



شکل ۲. تصویر (DEM) (Digital Elevation Model) از زون های گسلی بزقوش، شمال تبریز و میشو-تسوج (<https://search.asf.alaska.edu/#/?dataset=ALOS>). پیکان های آبی، سفید، قرمز، زرد، سبز و بنفش به ترتیب امتداد زون های گسلی جنوب بزقوش، شمال بزقوش، شمال تبریز، شمال میشو، صوفیان و تسوج را نشان می دهند. عددهای ۱ تا ۴ به ترتیب کوه های میشو، سهند، بزقوش و عینالی را نشان می دهند.

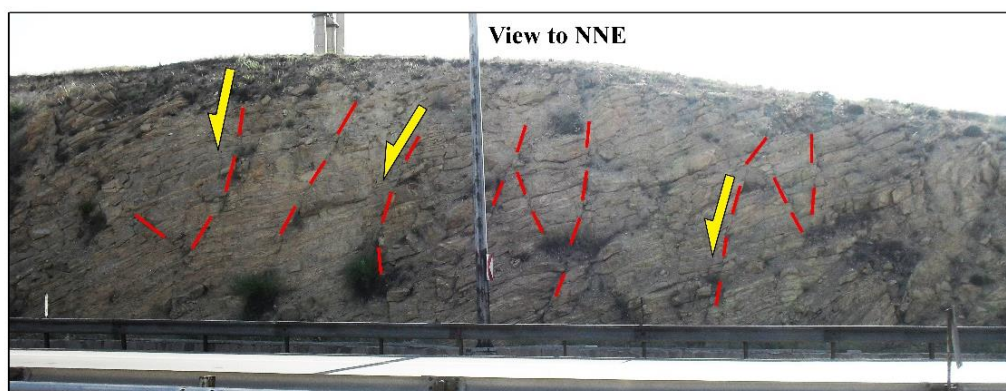
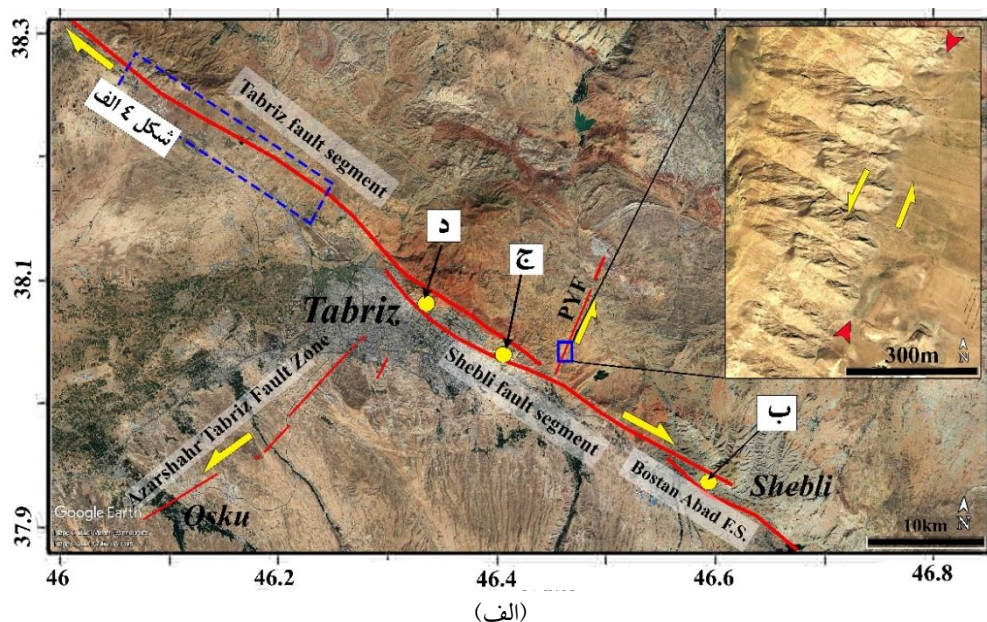
گسل شمال تبریز، در قسمت مرکزی با گسل های امتدادلغز چپ گرد پایان (فریدی و همکاران، ۲۰۱۷) و آذرشهر-تبریز (رحیم زاده و همکاران، ۲۰۲۳) پیوند دارد و با آنها تشکیل ساختار همیوگ (conjugate) را می دهد (شکل های ۱ و ۳-الف). در این منطقه، به احتمال به دلیل برهم کنش (interaction) این گسل ها، تعداد زمین لرزه ها نسبت به سایر مناطق در امتداد گسل شمال تبریز افزایش چشم گیری دارد (شکل های ۱ و ۵؛ رحیم زاده و همکاران، ۲۰۲۳). زون گسلی امتدادلغز چپ گرد آذرشهر-تبریز که رومرکز میدانی زمین لرزه تاریخی ۱۶۴۱/۰۲/۰۵، ۶/۸ $M_w \sim$ بر روی آن تعیین شده است (شکل ۱) با طول به تقریب ۴۰ کیلومتر، از چندین گسل پاره امتدادلغز با انواع ساختارهای ترافشاری و تراکشی تشکیل شده است (رحیم زاده و همکاران، ۲۰۲۳). با اندازه گیری جابه جایی های امتدادلغز در طول گسل آذرشهر-تبریز، رحیم زاده و همکاران (۲۰۲۳) آهنگ لغزش در امتداد گسل را کمتر از ۱ میلی متر در سال برآورد کردند. سابقه لرزه خیزی زون گسل شمال تبریز به خوبی ثبت شده است (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۲۰۱۴). این زون گسلی زمین لرزه های ویرانگری را در دوره تاریخی تجربه کرده است (شکل ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۲۰۱۴). رومرکز میدانی زمین لرزه های بزرگی در دوره دستگاهی، گسل شمال تبریز زمین لرزه بزرگی

۱۰۴۲/۱۱/۰۴، M_w ۷/۶؛ ۱۷۲۱/۰۴/۲۶، M_w ۷/۷ و ۱۷۸۰/۰۱/۰۸، M_w ۷/۷؛ که بر روی این زون گسلی تعیین شده است، در مجموع موجب کشته شدن بیش از ۱۳۰۰۰۰ نفر شدند (جدول ۱) (شکل ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۲۰۱۴). زمین لرزه ۱۰۴۲/۱۱/۰۴ زمین لغزش های بسیاری را به دنبال داشت که به احتمال زیاد با گسلش های سطحی همالرزهای در امتداد گسل شمال تبریز مرتبط بوده است (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۲۰۱۴). زمین لرزه ۱۷۲۱/۰۴/۲۶ که موجب تخریب کامل شهر تبریز شد (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۱۴) باعث گسیختگی سطحی بیش از ۳۵ کیلومتر، از باسمنج (۲۰ کیلومتری جنوب شرق تبریز) تا اوجان (۵۵ کیلومتری جنوب شرق تبریز)، بر روی گسل پاره جنوب شرقی گسل شمال تبریز شد (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۲۰۱۴). زمین لرزه ۱۷۸۰/۰۱/۰۸ با ویران کردن شهرهای تبریز، صوفیان و چندین روستای همجوار (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۱۴)، بیش از ۶۰ کیلومتر از گسل پاره شمال غربی گسل شمال تبریز را گسیخت (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). بربریان (۲۰۱۴) طول این گسیختگی سطحی را بیش از ۴۲ کیلومتر گزارش کرده است.

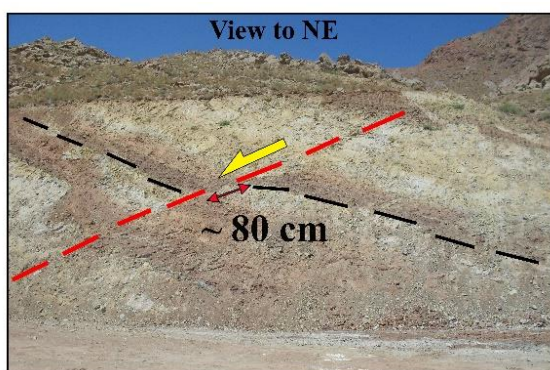
در دوره دستگاهی، گسل شمال تبریز زمین لرزه بزرگی

لرزه‌نگاری تبریز (وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری
موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) روند این زون گسلی را
به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۵).

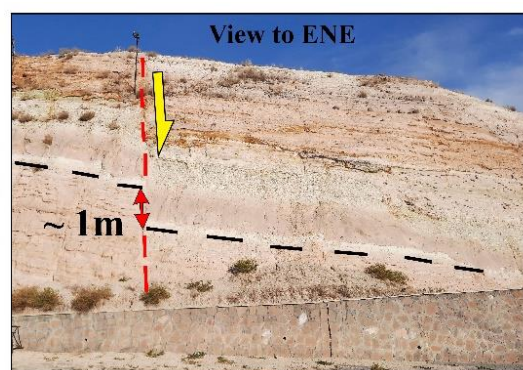
تجربه نکرده است و تنها زمین‌لرزه‌های کوچک (≤ 5.0)
در این زون گسلی رخ داده است (شکل ۱). با این
حال، خردزمین‌لرزه‌های فراوان ثبت شده در شبکه



(ب)



(د)



(ج)

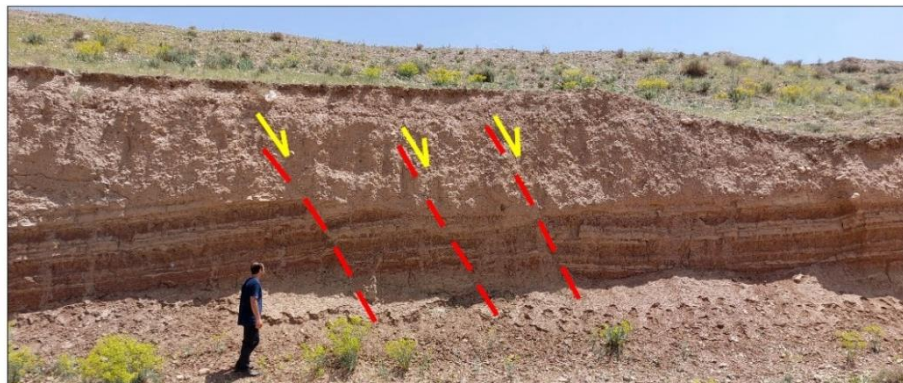
شکل ۳. الف) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از زون گسلی شمال تبریز و گسل‌های همیوگ پایان (PYF) و آذرشهر- تبریز، قسمت جنوب شرقی از سامانه گسلی گیلانو-تبریز. موقعیت تصویر ماهواره‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. ب) تصویر میدانی از گسلش‌های نرمال کوچک در کنار جاده قدیمی تبریز-بستان‌آباد. ج و د) تصویرهای میدانی از گسل‌های نرمال در قسمت‌های جنوب شرق و شمال تبریز.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۴. الف و ب) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از گسیختگی امتداد لغز راست گرد در امتداد زون گسلی شمال تبریز. موقعیت تصویر ماهواره‌ای در شکل ۳-الف نشان داده شده است. ج) نمونه‌هایی از گسلش نرمال در قسمت شمال غربی زون گسلی شمال تبریز، نزدیکی سد امند.



شکل ۵. توزیع خرد زمین لرزه‌ها ($1 \leq M_N < 3$) در امتداد سامانه گسلی گیلانو-تبریز و گسل‌های مجاور، از ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰ (IRSC).

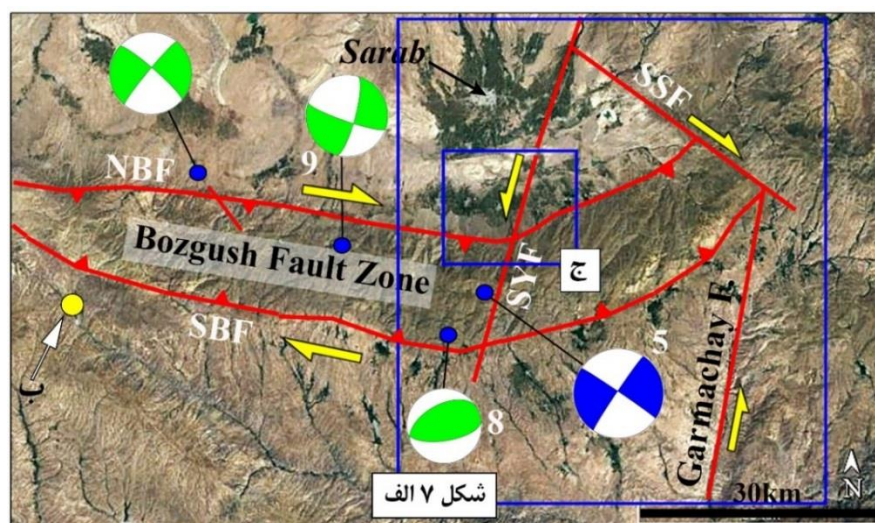
۳-۲. زون گسلی بزقوش

صابر و همکاران (۲۰۱۳) نشانه‌هایی از پیوند گسل پاره جنوب شرقی گسل شمال تبریز با گسل شمال بزقوش را ارائه داده‌اند و ایزیک و همکاران (۲۰۱۲) ارتباط ژنتیکی میان گسل شمال تبریز و گسل شمال بزقوش را پیشنهاد کرده‌اند. جمور و همکاران (۲۰۱۱) نیز با بررسی داده‌های GPS، ارتباط میان گسل شمال تبریز

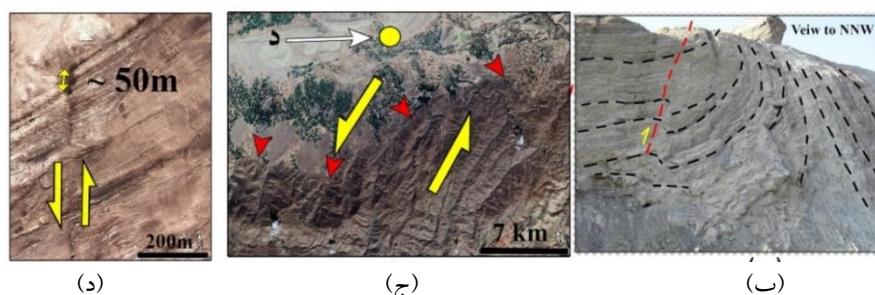
انتهای جنوب شرق سامانه گسلی گیلانو-تبریز به زون گسلی بزقوش می‌پیوندد (شکل ۱). زون گسلی کمائی شکل بزقوش با روند به تقریب شرقی-غربی و طول نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر از بستان آباد تا شمال شرق میانه گسترش دارد (شکل ۱؛ فریدی و همکاران، ۲۰۱۷).

(۲۰۱۸) آهنگ فراخاست نایکخواخت برای زون گسلی شمال بزقوش را نشان می‌دهد (در قسمت غربی $0.5/0.5$ میلی‌متر در سال و در قسمت شرقی $0.5/0.5$ میلی‌متر در سال). در نزدیکی قسمت غربی راندگی جنوب بزقوش، چین خوردگی و گسل‌های راندگی مرتبط با چین خوردگی مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب) که نشان‌دهنده میدان تنش فشاری غالب در این قسمت از زون گسلی جنوب بزقوش است. تنها سازوکارکانونی گزارش شده در این زون گسلی (برای زمین‌لرزه $M_w 4.4$ ، ۲۰۱۹/۱۱/۱۰ سازوکارکانونی ۸ در شکل‌های ۱ و ۶-الف)، و همچنین، جهت بردارهای همگرایی از مطالعات GPS (شکل ۱)، که عمود بر امتداد زون گسلی بزقوش است، با جنبش غالب راندگی در امتداد این زون گسلی سازگاری دارند.

و گسل شمال بزقوش را پیشنهاد کرده‌اند. زون گسلی بزقوش که به تقریب ۱۶۰۰ متر بالاتر از دشت‌های شمالی و جنوبی خود است، دارای بیشینه ارتفاع ۳۲۶۷ متر است (شکل ۲)، و به عنوان ساختار نخلی (ساختار گلواره مثبت (positive flower structure)) تفسیر شده است (فریدی و همکاران، ۲۰۱۷). این زون گسلی با دو گسل شمال بزقوش (با شیب به سمت جنوب) و جنوب بزقوش (با شیب به سمت شمال) که سازوکار راندگی با مؤلفه امتدادلغز راست گرد دارند و به تقریب به موازات کوه‌های مرتفع بزقوش گسترش یافته‌اند، محدود شده است (شکل ۶-الف؛ سلیمانی‌آزاد، ۲۰۰۹؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ فریدی و همکاران، ۲۰۱۷؛ صابر و همکاران، ۲۰۱۸) و ارتفاع آن از غرب به شرق افزایش می‌یابد (شکل ۲). نتایج صابر و همکاران (۲۰۱۳) و



(الف)



(د)

(ج)

(ب)

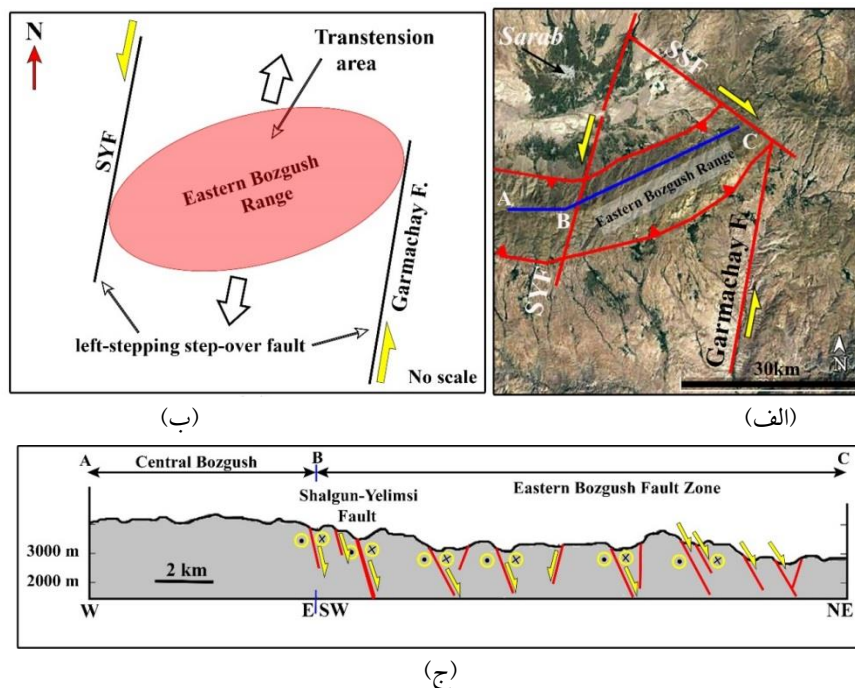
شکل ۶. الف) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از زون گسلی بزقوش، انتهای جنوب شرقی سامانه گسلی گیلانو-تبریز. موقعیت شکل (الف) در شکل ۱ نشان داده شده است. سازوکارهای کانونی و عددهای کنار آنها همانند شکل ۱ است. ب) شواهدی از دگرشکلی فشاری در زون گسلی بزقوش. (ج و د) تصویرهای ماهواره‌ای از جابه‌جایی‌های امتدادلغز چپ گرد در زون گسلی بزقوش. SBF: گسل جنوب بزقوش؛ NBF: گسل شمال بزقوش؛ SYF: گسل شالگون-یلیمسی؛ SSF: گسل سندان-سیدلر.

به تمامی ویران کرد. زمین لرزه ۱۳/۰۵/۱۸۴۴، قسمت بیشتر مناطق سراب و میانه را ویران کرد و بسیاری روستاهای میانه به طور کامل ویران شدند و تلفات بسیاری به بار آمد (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). زمین لرزه ۲۲/۰۳/۱۸۷۹، منطقه اردبیل، گرمرو و تعدادی از روستاهای شمال میانه را ویران کرد (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۱۴).

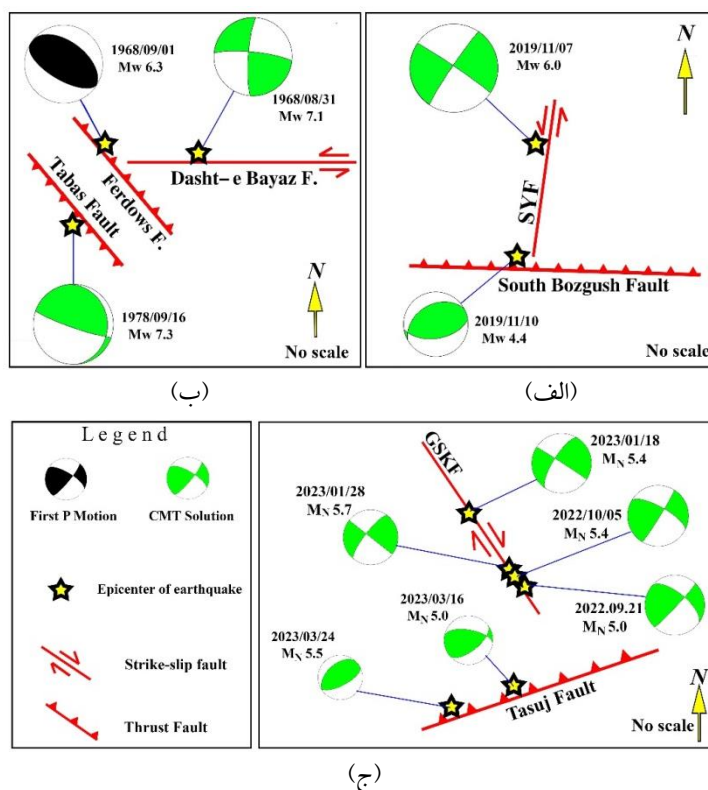
در دوره دستگاهی نیز خردزمین لرزه های فراوان و زمین لرزه های کوچک تا متوسط ($M \leq 6/0$) در این زون گسلی رخ داده است (شکل های ۱ و ۵). گسل شالگون- یلیمسی عامل بزرگ ترین زمین لرزه دستگاهی (زمین لرزه ۷/۰۷/۱۱/۲۰۱۹، $M_w 6/0$) در زون گسلی بزقوش است. حل سازوکارکانونی گزارش شده برای این زمین لرزه (سازوکارکانونی ۵ در شکل های ۱ و ۶-الف)، نشان دهنده جنبش غالب امتدادلغز است. به دنبال این زمین لرزه، دو پس لرزه، به ترتیب، با بزرگی های $M_N 4/8$ و $M_N 4/7$ در ۸/۱۱/۲۰۱۹ و ۱۰/۱۱/۲۰۱۹ رخ داد که سازوکارکانونی زمین لرزه اول، امتدادلغز با مؤلفه کوچک نرمال و زمین لرزه دوم، راندگی با مؤلفه کوچک امتدادلغز گزارش شده است (به ترتیب، سازوکارهای کانونی ۹ و ۸ در شکل های ۱ و ۶-الف). با توجه به هندسه و جنبش گسل های امتدادلغز چپ گرد شالگون-یلیمسی و راندگی جنوب بزقوش، احتمال برهم کنش این دو گسل (شکل ۸-الف)، همانند آنچه در گسل های امتدادلغز چپ گرد دشت بیاض و راندگی فردوس مشاهده شده است (شکل ۸-ب)، وجود دارد (رحیم زاده و میرزائی، ۲۰۲۳). بنابراین، به احتمال زیاد، جنبش گسل امتدادلغز چپ گرد شالگون-یلیمسی که مسبب زمین لرزه ۷/۰۷/۱۱/۲۰۱۹ بوده است، موجب چکانش (triggering) زمین لرزه ۱۰/۱۱/۲۰۱۹ بر روی گسل راندگی جنوب بزقوش شده است.

در زون گسلی بزقوش چندین گسل امتدادلغز راست گرد با روندهای به تقریب شرقی-غربی تا شمال غرب- جنوب شرق و امتدادلغز چپ گرد با روندهای به تقریب شمال شرق- جنوب غرب گسترش دارد (فریدی و همکاران، ۲۰۱۷؛ صابر و همکاران، ۲۰۱۸) که از مهم ترین آنها گسل امتدادلغز چپ گرد شالگون-یلیمسی و گسل امتدادلغز راست گرد عباس آباد را می توان نام برد (شکل ۱). در اثر جنبش گسل شالگون-یلیمسی، امتداد گسل های شمال بزقوش و جنوب بزقوش از شرقی-غربی به شمال شرق- جنوب غرب تغییر کرده است (شکل ۶-ج). گسل شالگون-یلیمسی با روند شمال شمال شرق- جنوب جنوب غرب، گسل های شمال بزقوش و جنوب بزقوش را به صورت چپ گرد جابه جا کرده است (شکل ۶-ج). در امتداد گسل شالگون-یلیمسی جابه جایی امتدادلغز چپ گرد نزدیک به ۵۰ متر در جنوب سراب مشاهده شد (شکل ۶-د). این گسل با چینش چپ پله (left stepping) نسبت به گسل امتدادلغز چپ گرد گرمچای، که انتهای شرقی زون بزقوش را محدود می کند، در زمین ساخت قسمت شرقی زون گسلی بزقوش نقش دارد (شکل ۷-الف). نوع جنبش و چینش چپ پله گسل های چپ گرد گرمچای و شالگون-یلیمسی، میدان تنش تراکشی با راستای به تقریب شمال شمال شرق- جنوب جنوب غرب در قسمت شرقی زون گسلی بزقوش را پدید آورده است (شکل ۷-ب). موقعیت گسل های امتدادلغز با مؤلفه نرمال موجود در قسمت شرقی زون گسلی بزقوش (شکل ۷-ج)، با این میدان تنش سازگاری دارد.

رو مرکز میدانی تعیین شده برای زمین لرزه های ۱۰/۰۶/۸۹۴، $M_w 7/7$ ؛ ۱۵۹۳، $M_w 6/0$ ؛ ۱۳/۰۵/۱۸۴۴، ۹/۰۶/۱۸۷۹، $M_w 6/6$ و ۳/۰۵/۱۸۸۳، $M_w 6/1$ ، بر روی زون گسلی بزقوش قرار می گیرند (شکل ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). زمین لرزه ۱۵۹۳، شهر سراب را



شکل ۷. الف) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از قسمت شرقی زون گسلی بزقوش. موقعیت تصویر ماهواره‌ای در شکل ۶-الف نشان داده شده است. ب) زون تراکششی میان گسل‌های گرمچای در شرق و شالگون-یلیمسی (SYF) در غرب. ج) مقطع عرضی قسمت شرقی زون گسلی بزقوش نشان‌دهنده گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال است (فریدی و همکاران، ۲۰۱۷). SSF: گسل سندان-سیدلر.



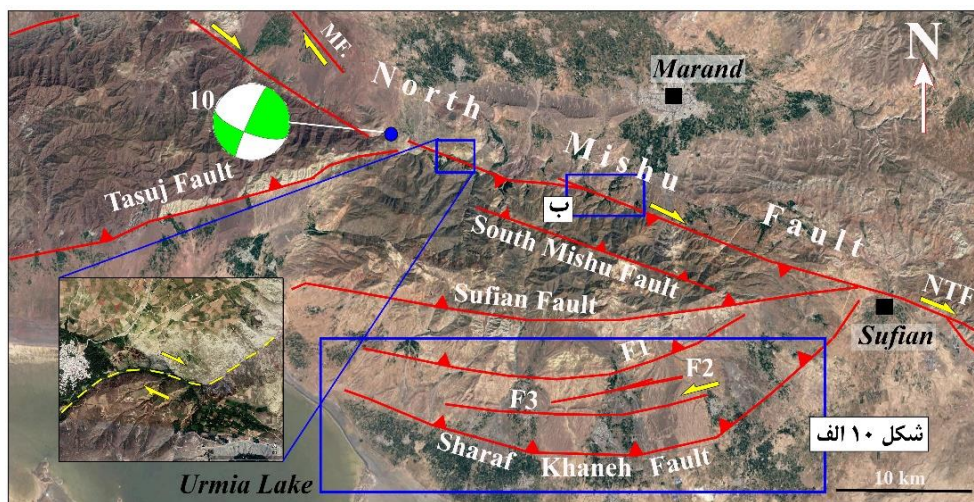
شکل ۸. الگوی زمین‌ساختی ساده‌شده از تعامل گسل امتدادلغز شالگون-یلیمسی (SYF) و گسل راندگی جنوب بزقوش در شمال غرب ایران (الف)، گسل امتدادلغز دشت بیاض و گسل‌های راندگی فردوس و طبس در شرق ایران (ب)، و گسل امتدادلغز گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی (GSKF) و گسل راندگی تسوج در شمال غرب ایران (ج). جنبش بر روی گسل‌های امتدادلغز دشت بیاض، شالگون-یلیمسی و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی به ترتیب باعث چکانش گسل‌های راندگی فردوس، جنوب بزقوش و تسوج شده است.

۳-۳. زون گسلی میشو-تسوج

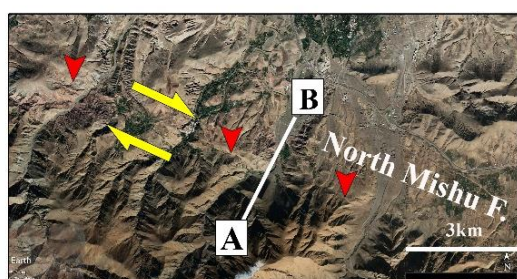
انتهای شمال غربی زون گسلی شمال تبریز به زون گسلی میشو-تسوج می پیوندد (شکل ۱). این زون گسلی کوه های محدوده میشو را تحت تأثیر قرار می دهد (شکل ۲). زون گسلی میشو-تسوج مجموعه ای از گسل های راندگی با روند به تقریب شرقی-غربی (گسل های تسوج، جنوب میشو، شمال میشو، صوفیان و شرفخانه) است که از صوفیان تا نزدیکی خوی گسترش دارند (شکل ۹-الف؛ بربریان، ۱۹۷۹؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷). حاشیه شمالی کوه های میشو با گسل شمال میشو محدود شده است (شکل ۹-الف؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷؛ گوربوز و ساروقلو، ۲۰۱۹). این گسل به احتمال به سمت شمال غرب به زون گسلی گیلانو-سیه چشمه-خوی (گوربوز و ساروقلو، ۲۰۱۹) و به سمت جنوب شرق به زون گسلی شمال تبریز (برای مثال، سو و همکاران، ۲۰۱۷؛ گوربوز و ساروقلو، ۲۰۱۹) می پیوندد (شکل ۱). گسل شمال میشو با طول ۷۵-۸۰ کیلومتر از دو گسل پاره شرقی و غربی تشکیل شده است (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ گوربوز و ساروقلو، ۲۰۱۹). کاراخانیان و همکاران (۲۰۰۴) پیشینه و کمینه جابه جایی امتدادلغز راست گرد در بزرگ ترین و کوچک ترین پرتگاه های گسلی در امتداد گسل شمال میشو را به ترتیب ۱۰ و ۳-۱ متر گزارش کرده اند. سو و همکاران (۲۰۱۷) مقدار جابه جایی افقی طولانی مدت در امتداد گسل شمال میشو را به تقریب ۳ کیلومتر گزارش کرده اند. برپایه اندازه گیری های ژئودتیکی، آهنگ جابه جایی امتدادلغز راست گرد در امتداد گسل شمال میشو به تقریب ۲/۶ میلی متر در سال گزارش شده است (سو و همکاران، ۲۰۱۷). خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) با ترکیب سه نوع داده مستقل (آهنگ لغزش زمین شناسی، سرعت

ژئودتیکی و جهت تنش اصلی) و استفاده از مدل اجزای محدود جنبش شناختی، آهنگ لغزش بر روی گسل راندگی تسوج را در حدود ۱/۸ میلی متر در سال برآورد کردند.

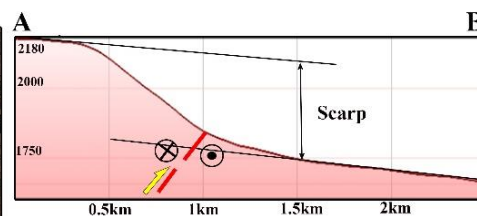
گسل شمال میشو با اندکی تفاوت امتداد نسبت به گسل شمال تبریز، ضلع شمال شرقی کوه های میشو را محدود کرده و موجب جابه جایی مسیر آبراهه ها به صورت امتدادلغز راست گرد شده است (شکل ۹-الف و ب). رومرکز زمین لرزه ۲۰۱۳/۰۴/۱۸، M_w ۴/۹، بر روی این گسل تعیین شده است (سازوکارکانونی ۱۰ در شکل های ۱ و ۹-الف). حل سازوکارکانونی این زمین لرزه نشان از وجود مؤلفه غالب امتدادلغز است که با جنبش غالب گسل شمال میشو سازگاری دارد. جنبش گسل شمال میشو فراخاست کوه های میشو را در پی داشته است که نشانگر نقش این گسل در تعدیل همگرایی است (سو و همکاران، ۲۰۱۷؛ شکل ۹-ب). به سمت شمال غرب، گسل شمال میشو به گسل راندگی تسوج و به احتمال گسل امتدادلغز راست گرد ماکو می پیوندد (شکل های ۱ و ۹-الف). قسمت جنوبی زون گسلی میشو-تسوج، از چندین گسل راندگی تشکیل شده است (شکل ۱۰-الف). جنبش راندگی بر روی گسل F1 موجب فراخاست رسوبات نئوژن به اندازه دست کم ۳۰ متر شده است (شکل ۱۰-ب). در شمال شبستر، گسل راندگی دیگری (F3) به موازات سایر گسل های راندگی منطقه با امتداد به تقریب شرقی-غربی گسترش یافته است که در اثر جنبش آن، رسوبات منطقه دستخوش فراخاست شده است (شکل ۱۰-الف و ج). در امتداد برخی از این گسل های راندگی، مؤلفه ای از جنبش امتدادلغز نیز به چشم می خورد. برای مثال، در امتداد گسل راندگی F2 ساختارها به صورت امتدادلغز چپ گرد جابه جا شده اند (شکل ۱۰-د).



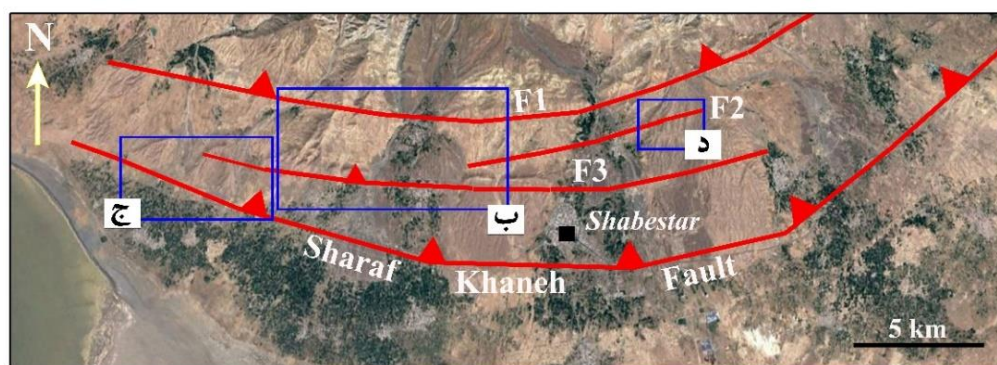
(الف)



(ب)



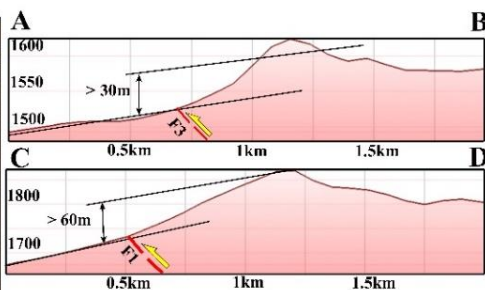
شکل ۹. الف) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از زون گسلی میشو-تسوج. موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است. ب) جابه‌جایی امتدادلغز راست‌گرد در امتداد گسل شمال میشو. سازوکارکانونی و عدد کنار آن همانند شکل ۱ است. MF: گسل ماکو؛ NTF: گسل شمال تبریز.



(الف)



(ب)





(د)

(ج)

شکل ۱۰. الف) تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث: <https://earth.google.com/web>) از قسمت جنوبی زون گسلی میشو-تسوج. موقعیت تصویر در شکل ۹-الف نشان داده شده است. (ب-ج) تصویر ماهواره‌ای از امتداد گسل‌های راندگی و فراخاست ایجاد شده در اثر فعالیت گسل‌های راندگی، در مقطع‌های AB و CD قابل مشاهده است. (د) جابه‌جایی امتدادلغز چپ‌گرد در امتداد گسل F2 که نشان‌دهنده مؤلفه امتدادلغز در گسل‌های راندگی است. پیکان‌های قرمز نشان‌دهنده امتداد گسل‌ها است.

چهار حوضه کششی-جدایشی در اثر جنبش امتدادلغز راست‌گرد در زون گسلی گیلانو-سیه‌چشمه-خوی پدید آمده است (شکل ۱۱-الف و ب). سه حوضه کششی-جدایشی (در نزدیکی روستاهای کلیسا کندی، سیه‌چشمه و زورآباد) در ایران و دیگری در ترکیه واقع شده است و هر یک ۱۰-۱۲ کیلومتر طول و ۴-۵ کیلومتر پهنا دارند و کناره‌های آنها را پرتگاه‌های گسلی جوان که ارتفاع آنها از شرق به غرب حوضه‌های فروافتاده کاهش پیدا می‌کند، تشکیل داده است (کاراخیان و همکاران، ۲۰۰۴). پرتگاه‌های گسلی طرفین حوضه‌ها بر روی تصویرهای ماهواره‌ای قابل مشاهده است (شکل ۱۱-ج). در امتداد لبه‌های این حوضه‌های فروافتاده، جابه‌جایی‌های امتدادلغز ۱۰ تا ۱۵ متر و در برخی موارد تا ۵۰ متر هم گزارش شده است (کاراخیان و همکاران، ۲۰۰۴). شکل‌گیری حوضه‌ها امکان قطعه‌بندی این قسمت از سامانه گسلی گیلانو-تبریز را امکان‌پذیر کرده است. پایان شمال‌غربی زون گسلی گیلانو-سیه‌چشمه-خوی، به‌صورت مجموعه‌ای از گسل‌های نرمال با ساختار دم‌اسبی است (شکل ۱؛ کاراخیان و همکاران، ۲۰۰۴).

کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) از شواهد جابه‌جایی رودخانه‌ها، مقدار جابه‌جایی کلی امتدادلغز راست‌گرد در امتداد گسل گیلانو-سیه‌چشمه-خوی را ۱۳ کیلومتر برآورد کردند. آنها با فرض این‌که گسلش ۳/۵-۶/۵ میلیون سال پیش شروع شده باشد، آهنگ لغزش در امتداد

رومکز میدانی زمین‌لرزه تاریخی ۱۷۸۶/۱۰، $M_w 6/2$ ، بر روی زون گسلی میشو-تسوج قرار می‌گیرد (شکل ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). در دوره دستگامی نیز خردزمین‌لرزه‌های فراوان و زمین‌لرزه‌های کوچک (تا بزرگی ۵) بر روی گسل‌های راندگی صوفیان، شرفخانه، جنوب و شمال میشو رخ داده است (شکل‌های ۱ و ۵). به‌طور واضح، قسمت غربی گسل شمال میشو نسبت به قسمت شرقی آن، زمین‌لرزه‌های بیشتری را در دوره دستگامی تجربه کرده است (شکل ۱). پیش‌تر نیز برپایه شواهد جابه‌جایی در روددره‌ها، کاراخیان و همکاران (۲۰۰۴) گسل‌پاره شرقی این گسل را بسیار فعال‌تر از گسل‌پاره غربی آن دانسته‌اند. در قسمت غربی زون گسلی میشو-تسوج، گسل تسوج علاوه بر زمین‌لرزه‌های کوچک فراوان، چند زمین‌لرزه متوسط ($M < 6/5$) را نیز تجربه کرده است (شکل ۱).

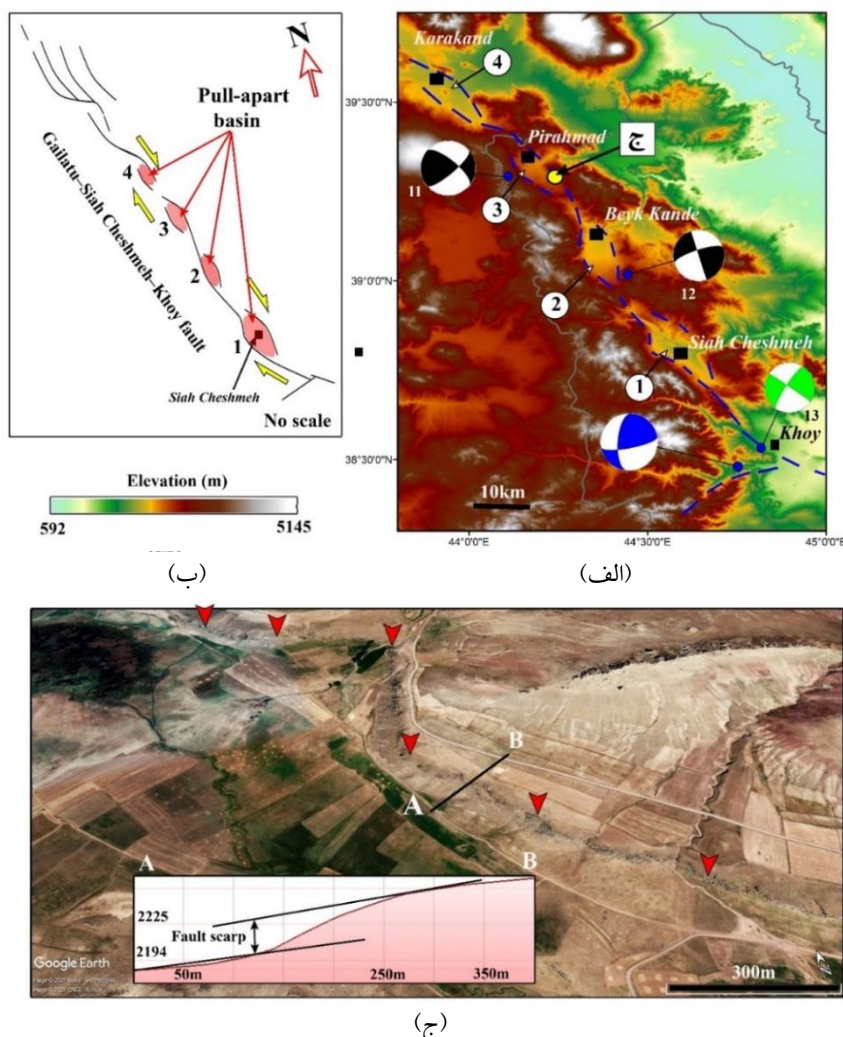
۳-۴. زون گسلی گیلانو-سیه‌چشمه-خوی

زون گسلی امتدادلغز راست‌گرد گیلانو-سیه‌چشمه-خوی، بخش شمال‌غربی سامانه گسلی گیلانو-تبریز را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). این زون گسلی با طول نزدیک به ۱۶۰ کیلومتر و روند به‌تقریب شمال‌شمال‌غرب، از چندین گسل‌پاره با چینش پلکانی تشکیل شده است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ کاراخیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ بربریان، ۲۰۱۴). تصویرهای DEM منطقه نشان می‌دهد

اثر جنبش این زون گسلی رخ داد و موجب کشته شدن شمار زیادی شد (جدول ۱؛ امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). در دوره دستگاہی نیز خرد زمین‌لرزه‌ها و زمین‌لرزه‌های کوچک تا متوسط ($M < 6/0$) بر روی این گسل داده است (شکل‌های ۱ و ۵). رومرکز زمین‌لرزه‌های $M_w 5/6$ ، ۱۹۶۸/۰۴/۲۹ (سازوکارکانونی ۱۱ در شکل‌های ۱ و ۱۱-الف)؛ $M_w 5/6$ ، ۱۹۶۸/۰۴/۲۹ (سازوکارکانونی ۱۲ در شکل‌های ۱ و ۱۱-الف)؛ و $M_w 4/3$ ، ۲۰۱۶/۰۶/۲۲ (سازوکارکانونی ۱۳ در شکل‌های ۱ و ۱۱-الف) در امتداد گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی تعیین شده است.

این گسل را ۲-۴ میلی‌متر در سال گزارش کردند. خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) با ترکیب سه داده مستقل (آهنگ‌لغزش زمین‌شناسی، سرعت ژئودتیک و جهت تنش اصلی) و استفاده از مدل اجزای محدود جنبش‌شناختی، آهنگ‌لغزش در امتداد این گسل را، به تقریب، ۲/۹ میلی‌متر در سال برآورد کردند.

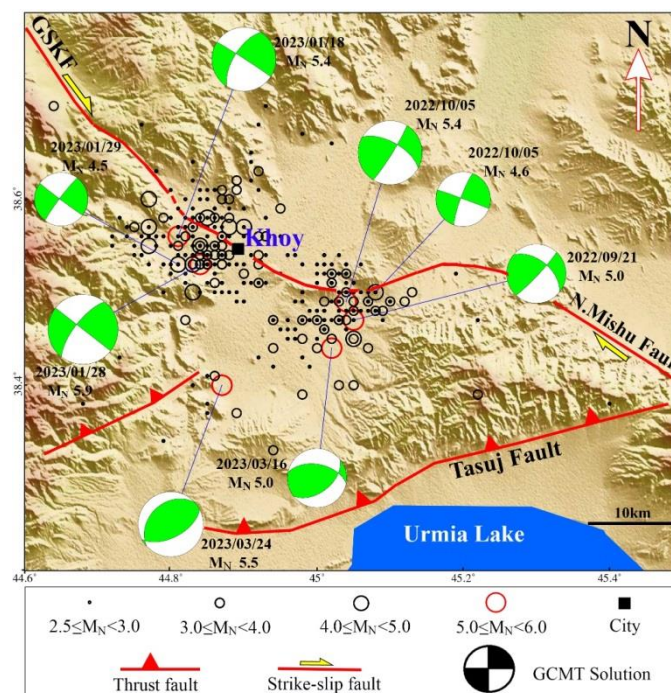
رومرکز میدانی زمین‌لرزه تاریخی $M_w 7/4$ ، ۱۸۴۰/۰۷/۰۲، در انتهای شمال‌غربی سامانه گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی تعیین شده است (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). زمین‌لرزه $M_w 6/1$ ، ۱۸۴۳/۰۴/۱۸، در نزدیکی خوی، در



شکل ۱۱. (الف) تصویر DEM از زون گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، قسمت شمال‌غربی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز (https://search.asf.alaska.edu/#/?dataset=ALOS). عددها نشان‌دهنده حوضه‌های تراکشی و خط‌چین‌های آبی نشان‌دهنده امتداد گسل‌ها در دو طرف حوضه‌ها است. موقعیت تصویر DEM در شکل ۱ نشان داده شده است. سازوکارهای کانونی و عددهای کنار آنها همانند شکل ۱ است. (ب) حوضه‌های فروافتاده در امتداد زون گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی. عددها، همانند شکل (الف)، نشان‌دهنده حوضه‌های تراکشی هستند. (ج) تصویر ماهواره‌ای سه بعدی از پرتگاه گسلی پدیدآمده در لبه حوضه فروافتاده در نزدیکی روستای پیراحمد.

سازوکار غالب راندگی رخ دادند که رومرکز آنها در جنوب خوی تعیین شده است (شکل ۱۲). با توجه به سازوکارهای کانونی گزارش شده، موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های اصلی و پس‌لرزه‌ها، و همچنین، هندسه گسل‌های گیلانو-سیه‌چشمه-خوی و تسوج، به احتمال زیاد این گسل‌ها برهم‌کنش دارند (شکل ۸-ج). همانند گسل‌های راندگی و امتدادلغز در سونگیان (Songpan) فلات تبت (هان و همکاران، ۲۰۰۸)، گسل راندگی هوشاب (Hoshab fault) و گسل امتدادلغز قازابند (Ghazaband fault) در مرز شرقی پاکستان (آوواک و همکاران، ۲۰۱۴) و گسل راندگی میناهاسا (Minahassa fault) و گسل امتدادلغز پالو-کورو (Palu-Koro fault) در اندونزی (لیو و شی، ۲۰۲۲)، برهم‌کنش دو گسل گیلانو-سیه‌چشمه-خوی و تسوج نیز امکان‌پذیر است (شکل ۸-ج). بنابراین، احتمال دارد، جنبش گسل امتدادلغز راست‌گرد گیلانو-سیه‌چشمه-خوی که مسبب زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۲/۰۹/۲۱، ۲۰۲۲/۱۰/۰۵، ۲۰۲۳/۰۱/۱۸ و ۲۰۲۳/۰۱/۲۸ بوده‌است، موجب چکانش زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۳/۰۳/۱۶ و ۲۰۲۳/۰۳/۲۴ بر روی گسل راندگی تسوج شده باشد (شکل ۸-ج).

انتهای جنوبی این زون گسلی اخیراً تحت‌تأثیر چندین زمین‌لرزه بزرگ قرار گرفت است (شکل‌های ۱ و ۱۲). در ابتدا زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۲/۰۹/۲۱، M_N ۵/۰ و ۲۰۲۲/۱۰/۰۵، M_N ۵/۴ که رومرکز آنها در جنوب شرقی خوی تعیین شده است (IRSC) رخ دادند (شکل ۱۲). زمین‌لرزه ۲۰۲۲/۱۰/۰۵ در شهرهای همجوار، از جمله تبریز، سلماس و ارومیه احساس شد. در طول ۱۱ روز بعد از زمین‌لرزه اصلی، بیش از ۸۰ پس‌لرزه ($M_N \geq 2/5$)، توسط IRSC ثبت شد که بزرگ‌ترین آنها دارای بزرگی M_N ۴/۶ بود. در ادامه، زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۳/۰۱/۱۸، M_N ۵/۴ و ۲۰۲۳/۰۱/۲۸، M_N ۵/۹ که رومرکز آنها در غرب خوی تعیین شده است (IRSC) رخ دادند و به شدت خرابی‌ها افزودند (شکل ۱۲). بیشینه شتاب ثبت‌شده برای این دو زمین‌لرزه به ترتیب ۱۷۲ و ۲۸۹ سانتی‌متر بر مجذورثانیه در فاصله ۱۰ و ۵ کیلومتری از رومرکز زمین‌لرزه‌ها گزارش شده است (BHRC). سازوکار کانونی این زمین‌لرزه‌ها (۲۰۲۳/۰۱/۱۸ و ۲۰۲۳/۰۱/۲۸)، امتدادلغز غالب با مؤلفه کوچک راندگی گزارش شده است (شکل ۱۲). به تقریب، یک‌و نیم ماه بعد، زمین‌لرزه‌های ۲۰۲۳/۰۳/۱۶، M_N ۵/۰ و ۲۰۲۳/۰۳/۲۴، M_N ۵/۵ با



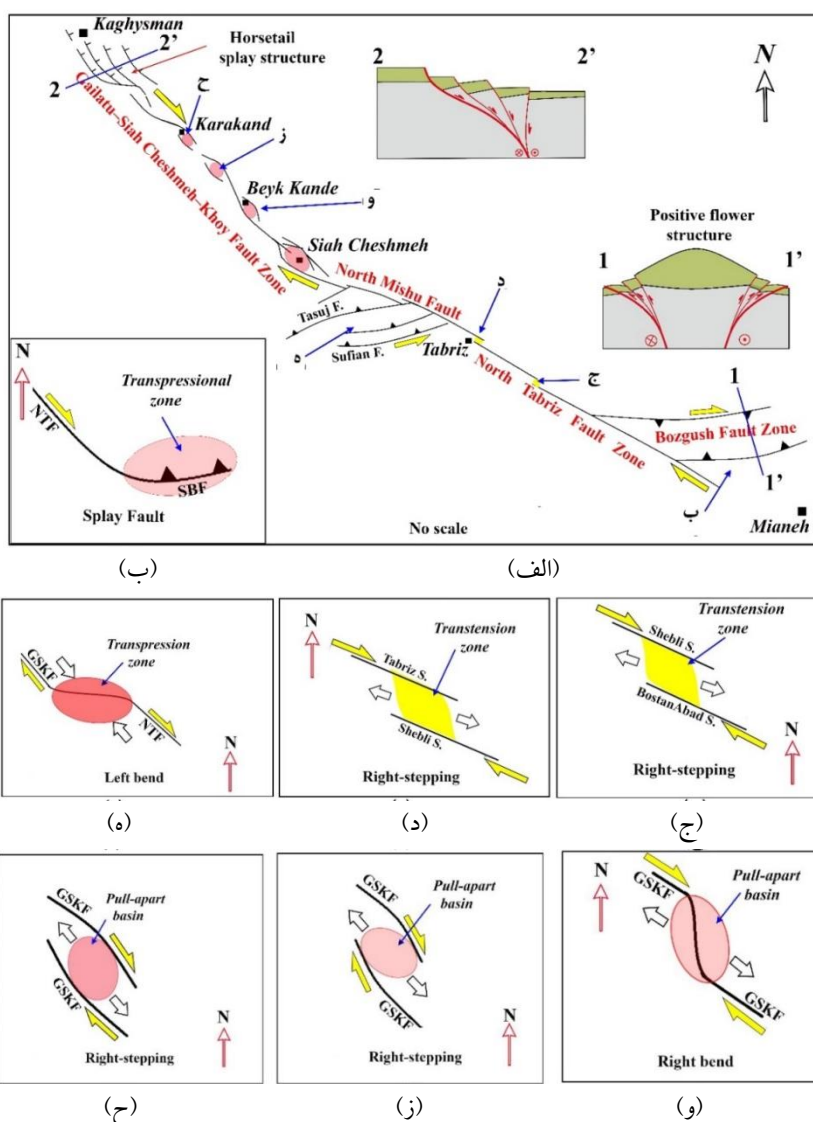
شکل ۱۲. نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های خوی از ۲۰۲۲/۰۹/۰۱ تا ۲۰۲۳/۰۳/۳۰ (برپایه گزارش شبکه لرزه‌نگاری تبریز، وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران). GSKF: گسل گیلانو-سیه‌چشمه-خوی.

برخلاف گسل پاره‌های شمال‌غربی و جنوب‌شرقی گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، قسمت مرکزی آن به طول ۷۰ کیلومتر، بدون گسیختگی باقی‌مانده است (بربریان، ۲۰۱۴) و زمین‌لرزه بزرگی را تجربه نکرده است (شکل ۱)؛ بنابراین، ویژگی کاف‌لرزه‌ای (seismic gap) را دارد.

۴. بحث

بیشتر گسل‌های امتدادلغز، لاقل در نزدیکی سطح زمین، دارای شیب تقریباً قائم هستند. در نتیجه، اثرات سطحی آنها بر روی نقشه، حتی در زمین‌های ناهموار، بصورت

خط‌های راست یا با خمیدگی ملایم ظاهر می‌شوند. گسل‌های امتدادلغز بزرگ، معمولاً، در دو انتها با ساختارهای گوناگونی مانند ساختارهای دم‌اسبی و انشعابی و در طول آنها با خمش‌های رهایی (releasing bends) و خمش‌های فشاری (restraining bends) و گسل‌گامه‌های کششی و فشاری همراه هستند که موجب پدید آمدن تنوعی از ساختارهای ترافشاری و تراکششی محلی می‌شوند (برای مثال، دولی و شرورز، ۲۰۱۲). سامانه گسلی امتدادلغز راست‌گرد گیلاتو-تبریز نمونه‌ای از چنین گسل‌های امتدادلغز بزرگ است که در امتداد آن تنوعی از ساختارهای محلی پدید آمده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. الف) مدل زمین‌ساختی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز. نواحی رنگی نشان‌دهنده تنش‌های تراکششی و یا ترافشاری محلی است. (ب-ح) مدل‌های زمین‌ساختی محلی در طول سامانه گسلی گیلاتو-تبریز. NTF: گسل شمال تبریز؛ GSKF: گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی؛ SBF: گسل جنوب بزقوش.

گسل امتدادلغز پورنگ در شرق ایران (واکر و خطیب، ۲۰۰۶)؛ گسل راندگی سفیدآبه در انتهای شمالی گسل امتدادلغز زاهدان در شرق ایران (بربریان و همکاران، ۲۰۰۰؛ بربریان، ۲۰۱۴) و گسل های راندگی آوج در انتهای شمال غربی گسل امتدادلغز کوشک نصرت (واکر و همکاران، ۲۰۰۵). راندگی موجود در حاشیه جنوبی کوه های بزقوش که انتهای غربی آن به گسل امتدادلغز شمال تبریز می پیوندد نیز نمونه ای از این نوع ساختارها است (شکل ۱۳-ب). گسل های راندگی سفیدآبه و آوج، به ترتیب، زمین لرزه های سه تایی (triplet earthquakes) ۱۹۹۴ سفیدآبه، M_s ۶/۰-۶/۱ (بربریان و همکاران، ۲۰۰۰)، و زمین لرزه ۲۰۰۲/۰۶/۲۲ چنگوره، M_w ۶/۴ (واکر و همکاران، ۲۰۰۵، بربریان، ۲۰۱۴)، را پدید آورده اند.

در امتداد گسل شمال تبریز، در گسل گامه میان گسل پاره های بستان آباد و شیبلی، میدان کششی محلی (شکل ۱۳-ج) عامل گسلش های نرمال است (شکل ۳-ج). به سمت شمال غرب، گسل پاره های شیبلی و تبریز هم گسل گامه راست پله را پدید آورده اند که نوع جنبش و چینش آنها نیز پدید آورنده میدان تنش کششی است (شکل ۱۳-د) و گسل های نرمال قسمت های جنوب شرقی و شمالی شهر تبریز در آن پدید آمده است (شکل ۳-د و ه). در قسمت شمال غربی زون گسلی شمال تبریز، شواهدی از گسلش های نرمال موازی هم وجود دارد که در لایه های زیرین تا ۵۰ سانتی متر جابه جایی قائم ایجاد کرده اند و هیچ اثری از جابه جایی در لایه های رویی پوشاننده این گسل ها دیده نمی شود (شکل ۴-ج). واکر و جکسون (۲۰۰۴) از چنین شواهدی برای تایید نبود لغزش بی لرزه در امتداد گسل ده شیر استفاده کرده اند. بنابراین، اگر این استدلال را بپذیریم، شواهد میدانی، نبود لغزش بی لرزه در این قسمت از گسل شمال تبریز را تایید می کند. با توجه به این که مطالعات دیرینه زلزله شناسی (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) رخداد دست کم چهار زمین لرزه در طی حدود ۳۶۰۰ سال پیش در قسمت شمال غربی گسل شمال تبریز را نشان داده است، این گسیختگی های زیرسطحی

گسل های امتدادلغز می توانند در دو انتها به زون های دگرشکلی کششی یا فشاری منتهی شوند. انتهای جنوب شرقی سامانه گسلی گیلانو-تبریز به زون راندگی بزقوش و انتهای شمال غربی آن به زون کششی جنوب کاقیزمان منتهی می شود. این ساختار، شباهت بسیاری به گسل های انتقالی (transfer faults) دارد. به احتمال زیاد، سامانه گسلی گیلانو-تبریز، همانند زون گسلی انتقالی آلپوجاراس (Alpujarras) در جنوب اسپانیا (مارتینز و همکاران، ۲۰۰۶) و زون گسلی انتقالی تانگشان (Tangshan) در چین (میرنس و سورنتی، ۲۰۲۱) عمل می کند و زون گسلی راندگی بزقوش در انتهای جنوب شرقی سامانه گسلی را به زون کششی (گسلش نرمال) در جنوب کاقیزمان در انتهای شمال غربی این سامانه گسلی متصل می کند (شکل ۱۳-الف).

در جنوب شرق سامانه گسلی گیلانو-تبریز، محدوده کوه های بزقوش، ساختار گلواره مثبت، که حاصل گسلش امتدادلغز با مؤلفه شیب لغز معکوس است، تشکیل شده است (شکل ۱۳-الف). فریدی و همکاران (۲۰۱۷) نیز به وجود چنین ساختاری اشاره داشته اند. در قسمت شرقی زون گسلی بزقوش، چینش گسل های امتدادلغز چپ گرد گرمچای و شالگون-یلیمسی، موجب پدید آمدن مؤلفه نرمال در درون زون گسلی بزقوش شده است (شکل ۷). این میدان تنش زمین ساختی (برپایه شواهد زمین ساختی)، با نتایج مطالعات ژئودزی (جمور و همکاران، ۲۰۱۱) سازگاری دارد. نوع جنبش و هندسه گسل های امتدادلغز و راندگی در زون گسلی بزقوش، امکان برهم کنش این گسل ها را فراهم ساخته است.

در موارد بسیاری، گسل های امتدادلغز به گسل های راندگی انشعابی ختم می شوند؛ مانند: گسل های راندگی در انتهای گسل امتدادلغز هونگ چه (Hong-Che fault) در شمال غرب حوضه جونگار (Junggar Basin) در شمال غرب چین (یو و همکاران، ۲۰۱۶)؛ گسل های راندگی در انتهای گسل امتدادلغز گردیمائو (Ghardimaou fault) در غرب مدیترانه (سومایا و همکاران، ۲۰۱۸)؛ گسل راندگی نوزاد در انتهای شمالی

می‌توانند با دیرین‌زمین‌لرزه‌ها پدید آمده باشند.

خمش چپ‌پله در امتداد گسل شمال میشو، به احتمال، باعث شکل‌گیری زون ترفشاری میشو-تسوج شده است (شکل ۱۳-ه). سازوکارهای کانونی گزارش شده برای زمین‌لرزه‌های رخ داده در این زون (زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۲/۱۲/۲۳، ۲۰۲۳/۰۳/۱۶ و ۲۰۲۳/۰۳/۲۴ به ترتیب، سازوکارهای کانونی ۱۴، ۱۵ و ۱۶ در شکل ۱) با میدان تنش ترفشاری حاکم بر زون گسلی میشو-تسوج سازگار است. در قسمت جنوبی زون گسلی میشو-تسوج؛ گسل‌های راندگی F1، F2، F3 و شرفخانه، که شباهت زیادی به گسل‌های راندگی نیشابور و اسفراین در شمال شرق ایران (هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰) دارند (فاصله نزدیک گسل‌ها، راندگی‌های موازی، فراخاست پهنه میان گسل‌های راندگی)، به احتمال، مهاجرت گسلش راندگی به سمت مناطق هموار جنوبی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف).

در امتداد گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، چهار حوضه تراکشی فروافتاده پدید آمده است. در گسل گامه میان دو گسل پاره امتدادلغز راست‌گرد با چینش راست‌پله، میدان تنش تراکشی عامل شکل‌گیری حوضه فروافتاده در منطقه سیه‌چشمه است (شکل ۱۳-الف). حوضه دیگر، به احتمال زیاد، در اثر میدان تراکشی پدید آمده در محل خمش راست‌پله در منطقه بیک‌کندی پدید آمده است (شکل ۱۳-و). دو حوضه تراکشی دیگر (شکل ۱۳-ز و ح) نیز در گسل گامه‌های راست‌پله در منطقه‌های پیراحمد و کاراکند شکل گرفته‌اند. شکل‌گیری حوضه‌های کششی با روند به تقریب شمال غرب-جنوب شرق در امتداد زون گسلی راست‌گرد گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، لغزش در امتداد این گسل را تعدیل می‌کند.

موقعیت مکانی زمین‌لرزه‌های سامانه گسلی گیلاتو-تبریز (شکل ۱)، نشان از کاف‌لرزه‌ای در گسل شمال تبریز و قسمت مرکزی گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی دارد. گسل شمال تبریز که در دوره تاریخی چند زمین‌لرزه بزرگ ویرانگر را تجربه کرده است، در دوره دستگاهی در آرامش لرزه‌ای بوده است و تنها زمین‌لرزه‌های کوچک و

خردزمین‌لرزه‌ها بر روی این گسل روی داده‌است. بنابراین، کرنش انباشت شده در گسل شمال تبریز پتانسیل خطر آن را به شدت افزایش داده است. برای قسمت مرکزی گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، برخلاف قسمت‌های شمال غربی و جنوب شرقی آن، گزارشی از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی بزرگ یافت نشده است. با توجه به این که نشانی از رفتار بی‌لرزه در این گسل پاره در دست نیست، انتظار می‌رود، انباشت کرنش ناشی از جنبش‌های زمین‌ساختی، زمین‌لرزه بزرگ را در پی داشته باشد.

در امتداد سامانه گسلی گیلاتو-تبریز، بردارهای همگرایی تغییرات کوچک با چرخش ساعتگرد نشان می‌دهند (شکل ۱). در قسمت شرقی زون گسلی بزقوش، بردارهای همگرایی نسبت به امتداد ساختارها، مایل است؛ اما، در قسمت غربی این زون گسلی، بردارهای همگرایی به تقریب بر روند زون گسلی بزقوش عمود است، که با جنبش راندگی غالب با مؤلفه کوچک امتدادلغز در این زون گسلی سازگاری دارد. در امتداد زون گسلی شمال تبریز، روند بردارهای همگرایی از شمالی-جنوبی در غرب زون گسلی بزقوش به تقریب به شمال شرق در امتداد گسل شمال تبریز تغییر می‌کند. مؤلفه امتدادلغز حاصل از این همگرایی با جنبش امتدادلغز راست‌گرد در امتداد زون گسلی تبریز سازگاری دارد (شکل ۱). به سمت زون گسلی میشو-تسوج، در قسمت مرکزی این زون گسلی، بردار همگرایی به تقریب شمالی-جنوبی است که با ساختارهای راندگی در منطقه سازگار است و به سمت گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، روند بردارهای همگرایی از شمال شرق به شمال شرق تغییر می‌کند (شکل ۱). بردارهای همگرایی در طرفین سامانه گسلی گیلاتو-تبریز، روندهای متفاوتی دارند. در قسمت جنوب غربی این سامانه گسلی، روند بردارهای همگرا شمال شرق-جنوب شرق تا شمالی-جنوبی است؛ اما، در قسمت شمال شرقی سامانه گسلی گیلاتو-تبریز، روند به شمال شرق-جنوب غرب تغییر کرده است و تا آذربایجان و ارمنستان این روند به تقریب ثابت باقی می‌ماند (شکل ۱).

عربستان و اوراسیا را تعدیل می‌کند. زمین‌ریخت‌های ترافشاری و تراکشی (گسل گامه‌ها، خمش‌ها و ساختارهای دم‌اسبی و انشعابی) در امتداد سامانه گسلی گیلانو-تبریز، نشانه وجود گسل‌پاره‌های پرتعداد در این سامانه گسلی است. گسل‌پاره‌ها الگوی هندسی تکامل یافته ساختاری یک زون برشی راست‌گرد در شمال غرب ایران را به‌خوبی نشان می‌دهند. هندسه و جنبش‌های امتدادلغز و راندگی در این گسل‌پاره‌ها، همبستگی زمین‌ساختی میان آنها را ممکن ساخته است. جنبش زمین‌ساختی سامانه گسلی گیلانو-تبریز، که زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ویرانگری را پدید آورده است، برای بخش بزرگی از شمال غرب ایران، بویژه کلان شهر تبریز با جمعیت به‌تقریب ۱/۵ میلیون نفر، خطرزا است.

مراجع

- Ambraseys, N.N., & Melville, C.P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, Cambridge, 219 pp.
- Avouac, J. P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J. P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., & Helmberger, D. (2014). The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault. *Earth Planet Sci. Lett.*, 391, 128-134.
- Baniadama, F., Shabanian, E., & Bellier, O. (2019). The kinematics of the Dasht-e Bayaz earthquake fault during Pliocene-Quaternary: Implications for the tectonics of eastern Central Iran. *Tectonophysics*, 772, 228218.
- Berberian, M. (1997). Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, 28, 311- 233.
- Berberian, M. (2014). Earthquakes and Coseismic Faulting on the Iranian Plateau: A Historical, Social and Physical Approach, *Elsevier Series Development in Earth Surface Processes*, 17, Amsterdam, the Netherlands, 776 pp.
- Berberian, M., & Arshadi, S. (1976). On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran Rep.*, 39, 397-418.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., & Priestley, K. (2000). The 1994 Sefidabeh earthquakes in

دو گسل همیوگ بزرگ بوجومی-کاسبگ و ادامه جنوب شرقی گسل شمال آناطولی با پدیدآوردن تنش شرق سو، موجب تغییر جهت بردارهای همگرایی به سمت شرق می‌شوند (شکل ۱). احتمال دارد این میدان تنش موجب تغییر روند سامانه گسلی گیلانو-تبریز شده باشد (شکل ۱).

۵. نتیجه گیری

سامانه گسلی امتدادلغز راست‌گرد گیلانو-تبریز با طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر، به مانند یک سامانه گسلی انتقالی، زون‌های دگرشکلی فشاری در انتهای جنوب شرقی (زون گسلی بزقوش) و کششی در انتهای شمال غربی (ساختارهای دم اسبی) را به هم متصل و جنبش زمین‌ساختی میان آنها را تعدیل می‌کند. این سامانه گسلی در ژئودینامیک شمال غرب ایران نقش کلیدی دارد و بخشی از همگرایی میان صفحه‌های

- eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. *Geophys. J. Int.*, 142, 283-299.
- Berberian, M., & Yeats, R.S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Cheng, F., Zuza, A.V., Haproff, P.J., Wu, C., Neudorf, C., Chang, H., Li, X., & Li, B. (2021). Accommodation of India-Asia convergence via strike-slip faulting and block rotation in the Qilian Shan fold-thrust belt, northern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of the Geological Society*, 178, <https://doi.org/10.1144/jgs2020-207>.
- Copley, A., & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, 25, TC6006.
- Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B., & Talebian, M. (2014). The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish-Iranian Plateau. *Geophys. J. Int.*, 196, 15-21.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H., & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth planet. Sci. Lett.*, 307, 27-34.
- Dooley, T.P., & Schreurs, G. (2012). Analogue modeling of intraplate strike-slip tectonics: A

- review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574–575, 1–71.
- Faridi, M., Burg, J.P., Nazari, H., Talebian, M., & Ghorashi, M. (2017). Active Faults Pattern and Interplay in the Azarbaijan Region (NW Iran). *Geotectonics*, 51, 428–437.
- Faridi, M., Burg, J.P., Nazari, H., Haghipour, N., & Faridi, M. (2023). Neotectonics and paleoseismology of the North Tabriz Fault, Azerbaijan Region, Northwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 254, 105727.
- Eftekhari Nezhad, J. (1975). Brief history and structural development of Azarbaijan. *Geol. Surv. Iran Rep.*, 8.
- Gurbuz, A., & Saroglu, F. (2019). Right-Lateral Strike-Slip Faulting and Related Basin Formations in the Turkish-Iranian Plateau. *Developments in Structural Geology and Tectonics*, 3, 101-130.
- Haji-Aghajany, S., Voosoghi, B., Amerian, Y. (2019). Estimating the slip rate on the north Tabriz fault (Iran) from InSAR measurements with tropospheric correction using 3D ray tracing technique. *Advances in Space Research*, 64, 2199–2208.
- Han, Y., ZhuQi, Z., & CHEN, Y. J. (2008). Interaction between adjacent left-lateral strike-slip faults and thrust faults: the 1976 Songpan earthquake sequence. *Chinese Science Bulletin*, 53, 2520-2526.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M.R., Feghhi, K., & Solaymani, S. (2003). Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46, 903-915.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M.J., 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. *Geophys. J. Int.*, 181, 1214-1246.
- Huang, L., & Liu, C.y. (2017). Three types of flower structures in a divergent-wrench fault zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 10478–10497.
- Isik, V., Saber, R., & Caglayan, A. (2012). Is there any relationship between active Tabriz fault zone and Bozkush fault zone, NW Iran? *AGU Fall Meeting*, 3–7 December 2012; San Francisco, USA, T33A–2640.
- Jackson, J.A. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.
- Jackson, J.A., & McKenzie, D.P. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214–245.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, B., Arakelian, S., Davtian, V., & Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics*, 380, 189–219.
- Karimzadeh, S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Schmalzle, G., Miyajima, M., Amiraslazadeh, R., & Djamour, Y. (2013). Interseismic strain accumulation across the North Tabriz Fault (NW Iran) deduced from InSAR time series. *J. Geodyn.*, 66, 53–58.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H. & Rahimian, M. (2015). Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau. *Tectonics*, 34, 2190–2220.
- Khorrami, F., Vernant, Ph., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., & Alijanzade, M. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophys. J. Int.*, 217, 832–843.
- Liu, C.H., & Shi, Y. (2022). The role of fault interaction in earthquake migration in Central Sulawesi, Indonesia. *Tectonophysics*, 839, 229530.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., & Vernant, P. (2006). Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth Planetary Science Letters*, 252, 180–188.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 55, 217-254.
- Martínez J. M. M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., & Torcal, F. (2006). Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422, 159–173.
- Mearns, E., & Sornette, D. (2021). A transfer fault complex to explain the geodynamics and faulting mechanisms of the 1976 M7.8 Tangshan earthquake China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 213, 104738.
- Mirzaei, N., Gao, M., & Chen, Y.T. (1998). Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *J. Earthquake prediction Research*,

- 7, 465-495.
- Mohammadi, A., Burg, J. P., & Guillong, M. (2022). The Siah Cheshmeh-Khoy-Misho-Tabriz fault (NW Iran) is a cryptic neotethys suture: evidence from detrital zircon geochronology, Hf isotopes, and provenance analysis. *International Geology Review*, 64, 182-202.
- Mousavi-Bafrouei, S.H., & Babaie Mahani, A. (2020). A comprehensive earthquake catalogue for the Iranian Plateau (400 B.C. to December 31, 2018). *J. Seismol.*, 24, 709-724.
- Rahimzadeh, S., Mirzaei, N., & Moshasha, Y. (2023). Evidence of active faulting in the Azarshahr-Tabriz fault zone of northwestern Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 16, 53-68.
- Rahimzadeh, S., & Mirzaei, N. (2023). The role of tear faults on the morphology and seismic activity of the Ashkhaneh fault zone, Kopeh-Dagh, NE Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering* (accepted for publication).
- Rizza, M., Vernant, J., Ritz, F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S., & Masson, F. (2013). Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). *Geophys. J. Int.*, 199, 25-37.
- Saber, R., Isik, V., & Caglayan, A. (2013). Geology of the north Bozgush fault zone and its tectonic significance, NW Iran. *Yerbilimleri*, 34, 83-100.
- Saber, R., Caglayan, A., & Isik, V. (2018). Relative tectonic activity assessment and kinematic analysis of the north Bozgush fault zone, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164, 219-236.
- Solaymani Azad, S. (2009). Evaluation de l'aléa Sismique Pour les Villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan Dans le NW de l'Iran. Approche Morphotectonique et Paléosismologique. *PhD. Thesis*, University of Montpellier, France, pp. 150 (in French and in English).
- Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., Tabassi, H., & Lamothe, M. (2015). Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). *Tectonophysics*, 640-641, 20-38.
- Solaymani Azad, S., Nemati, M., Abbassi, M.R., Foroutan, M., Hessami, K., Dominguez, S., Bolourchi, M.J., & Shahpasandzadeh, M. (2019). Active-couple indentation in geodynamics of NNW Iran: Evidence from synchronous left- and right-lateral co-linear seismogenic faults in western Alborz and Iranian Azarbaijan domains. *Tectonophysics*, 754, 1-17.
- Soumaya, A., Ayed, N. B., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., Ziegler, M., Maouche, S., & Braham, A. (2018). Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb region: Constraints on active convergence in the western Mediterranean. *Tectonics*, 37, 3148-3173.
- Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bull.*, 52, 1229-1258.
- Su, Z., Wang, E.C., Hu, J.C., Talebian, M., & Karimzadeh, S. (2017). Quantifying the Termination Mechanism Along the North Tabriz-North Mishu Fault Zone of Northwestern Iran via Small Baseline PS-InSAR and GPS Decomposition. *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*, 10, 130-144.
- Sylvester, A.G. (1988). Strike-slip faults. *Bulletin of Geological Society of America*, 100, 1666-1703.
- Taghipour, K., Khatib, M.M., Heyhat, M., Shabanian, E., & Vaezihir, A. (2018). Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones. *Tectonophysics*, 742-743, 15-33.
- Taymaz, T., Ganas, A., Berberian, M., Eken, T., Irmak, T.S., Kapetanidis, V., Yolsal-Çevikbilen, S., Erman, C., Keleş, D., Esmaeili, C., Tsironi, V., & Özkan, B. (2022). The 23 February 2020 Qotur-Ravian earthquake doublet at the Iranian-Turkish border: Seismological and InSAR evidence for escape tectonics. *Tectonophysics*, 838, 229482.
- Valerio, E., Manzo, M., Casu, F., Convertito, V., De Luca, C., Manunta, M., Monterroso, F., Lanari, R., & De Novellis, V. (2020). Seismogenic Source Model of the 2019, Mw 5.9, East-Azerbaijan Earthquake (NW Iran) through the Inversion of Sentinel-1 DInSAR Measurements. *Remote Sensing*, 12, 1346.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chery, J. (2004). Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- Walker, R.T., Bergman, E., Jackson, J., Ghorashi, M., & Talebian, M. (2005). The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology. *Geophys. J.*

- Int.*, 160, 707–720.
- Walker, R., & Jackson, J. (2004). Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23, TC5010.
- Walker, R. T., & Khatib, M. M. (2006). Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *Tectonics*, 25, TC4016.
- Yu, Y., Wang, X., Rao, G., & Wang, R. (2016). Mesozoic reactivated transpressional structures and multi-stage tectonic deformation along the Hong-Che fault zone in the northwestern Junggar Basin, NW China. *Tectonophysics*, 679, 156–168.