

## زمین ساخت پویا و شواهد تغییر آهنگ لغزش راست‌بر در امتداد گسل گیلاتو-

### سیه چشمه - خوی

سیروس اسماعیلی؛ دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

محمد مهدی خطیب\*؛ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

حمید نظری؛ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

ژان پیریورگ؛ استاد، دپارتمان علوم زمین دانشگاه ETH زوریخ، سوئیس

ابراهیم غلامی؛ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۱۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۱۰

### چکیده

گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی، با سازوکار جنبشی راستالغز راست‌بر و با راستای NW-SE، در بخش میانی پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای عربی- اوراسیا و هم‌روند با گسل‌های شمال تبریز، چالدران، نخجوان، و پامبک- سوان - سونیک در شمال باختر ایران قرار گرفته است. در این مطالعه، جایگاه زمین‌ساختی گسل گیلاتو- سیه چشمه - خوی، آهنگ لغزش، و نیز جنبه‌های ارتباطی آن با گسل‌های شمال تبریز و چالدران به عنوان جنبه‌ترین گسل‌های منطقه، که به ترتیب در پایانه‌های جنوب خاوری و شمال باختری این گسل قرار دارند، بررسی شده است. در پاره گسلی گیلاتو- سیه چشمه (پاره شمال باختری گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی)، با استفاده از جابه‌جایی راست‌بر در روانه‌های بازالتی و با استناد به سن تعیین‌شده برای این بازالت، با روش‌های  $Pb^{206}/U^{238}$  و  $Ar^{40}/Ar^{39}$ ، کمینه آهنگ لغزش  $mm\ yr^{-1}$   $1/65 \pm 0/1$  تعیین شد. همچنین، در پاره گسلی سیه چشمه- خوی (پاره جنوب خاوری گسل گیلاتو- سیه چشمه - خوی)، با تعیین سن رادیوکربن از جوان‌ترین نهشته رودخانه‌ای جابه‌جاشده در دیواره ابراهه، کمینه آهنگ لغزش  $mm\ yr^{-1}$   $4/8 \pm 0/2$  به دست آمد. نتایج آهنگ لغزش در امتداد گسل گیلاتو- سیه چشمه - خوی اتصال ساختاری پاره گسلی سیه چشمه- خوی را به ترتیب با ادامه باختری و خاوری گسل‌های شمال تبریز و چالدران نشان می‌دهد. کلیدواژه‌ها: زمین ساخت جنبه، گسل امتدادلغز، گسل چالدران، گسل شمال تبریز، گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی.

### مقدمه

منطقه قفقاز و ترکیه و شمال باختر ایران در بخش میانی برخورد صفحه‌های لیتوسفری عربی و اوراسیا قرار گرفته است؛ که دگربرختی آن به صورت کوتاه‌شدگی در جهت N-S و کشش در جهت E-W همراه گسلش و زمین‌لرزه و پدیده آتشفشانی سنوزوئیک و کواترنری (کاراخیان و همکاران ۲۰۰۲) بروز می‌کند (جکسون و مک‌کنزی ۱۹۸۴؛ تایماز و همکاران ۱۹۹۱).

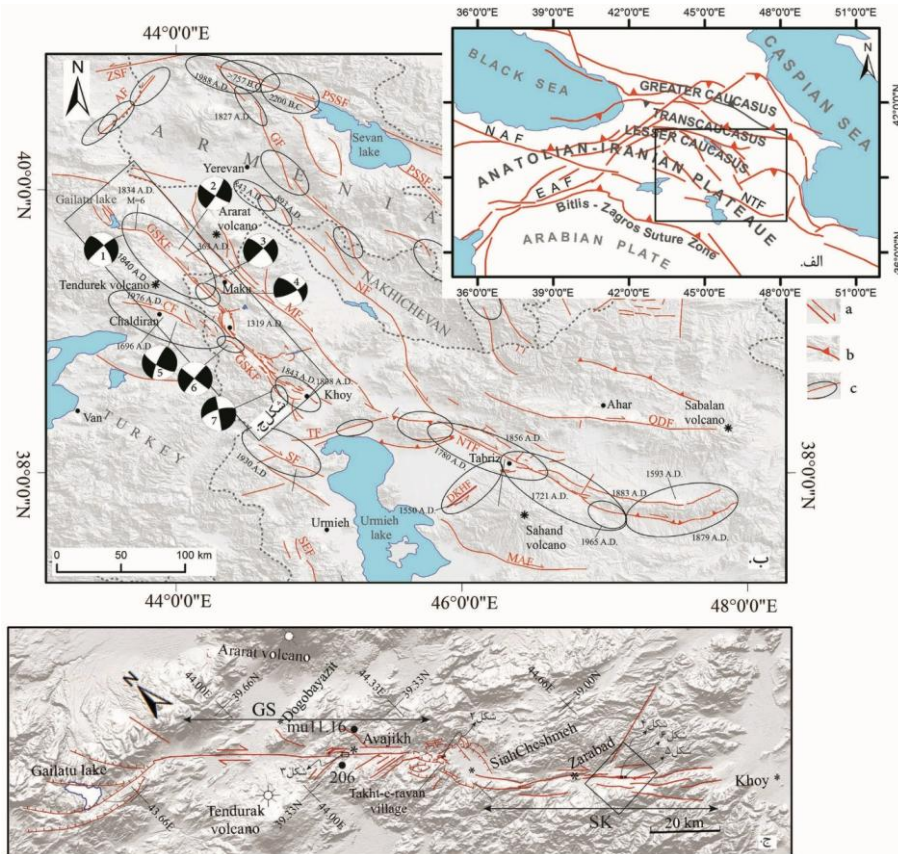
همگرایی بین صفحه عربی-اوراسیا با آهنگ لغزش  $30 - 20 \text{ mm yr}^{-1}$  (رلینگر و همکاران ۲۰۰۶) از حدود  $12 \text{ Ma}$  (دهوی و همکاران ۱۹۸۶) یا  $16 \text{ Ma}$  (آلن و همکاران ۲۰۱۱) تاکنون ثابت بوده و همچنان ادامه دارد (آوقیان و همکاران ۲۰۱۰). بررسی داده‌های جی‌پی‌اس (رلینگر و همکاران ۲۰۰۶) آهنگ لغزش کلی گسل‌های شمال باختر ایران را حدود  $8 \text{ mm yr}^{-1}$  تخمین می‌زند که تجمع اصلی این حرکت بر گسل‌های امتدادلغز راست‌بر شمال تبریز و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی (سلیمانی آزاد و همکاران ۲۰۱۵) و چالدران (جمور و همکاران ۲۰۱۱) است. بر پایه نقشه تکتونیک سوسان و همکارانش (۲۰۱۰) و سرته‌لی<sup>۱</sup> و همکارانش (۲۰۱۶)، بخش میانی زون متأثر از برخورد صفحه عربی-اوراسیا، از جنوب به شمال شامل زمین‌درز بیتلیس-زاگرس، فلات آناطولی-ایران با گسل‌های امتدادلغز مزدوج (سلجوک و همکاران ۲۰۱۶؛ جکسون ۱۹۹۲)، قفقاز کوچک با سازوکار گسلش امتدادلغز راست‌گرد (از جمله: ریتز و همکاران ۲۰۱۶) و راندگی (جکسون ۱۹۹۲)، زون گذر قفقاز و قفقاز بزرگ با گسلش‌های غالب راندگی است (شکل ۱ الف). ازین‌رو، می‌توان شمال باختری ایران را جزء فلات آناطولی-ایران با فراوانی گسل‌های جنبای امتدادلغز راست‌بر در نظر گرفت. بین گسل‌های معروف این فلات، مانند گسل‌های امتدادلغز شمال آناطولی (NAF در شکل ۱ الف) و خاور آناطولی (EAF در شکل ۱ الف) و چالدران و گسل شمال تبریز، گسل‌های کمتر شناخته‌شده‌ای، مانند گسل‌های نخجوان و ماکو و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی با سابقه زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی متعدد، وجود دارند که تاکنون جایگاه زمین‌ساختی روشنی برای آن‌ها ارائه نشده است. یکی از سؤالات اساسی در زمین‌ساخت جنبای منطقه ارتباط ساختاری پایانه خاوری گسل شمال تبریز (از جمله: سلیمانی آزاد و همکاران ۲۰۱۵) یا پایانه باختری گسل چالدران (از جمله: بربریان ۱۹۹۷؛ سلجوک و همکاران ۲۰۱۶) با ساختارهای شناخته‌شده منطقه، مانند گسل‌های ماکو و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، است. در این پژوهش، برای درک بهتر جایگاه ساختاری گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی آهنگ لغزش درازمدت و شواهد مورفوتکتونیک این گسل در نحوه ارتباط با گسل‌های نسبتاً هم‌روند با گسل‌های شمال تبریز و چالدران به عنوان فعال‌ترین ساختارهای منطقه مطالعه شده است. ازین‌رو، می‌توان نگاهی جامع‌تر به سبک دگرریختی در فلات آناطولی-ایران پیدا کرد.

### گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی

سامانه بزرگ گسل‌های امتدادلغز پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای عربی-اوراسیا دربردارنده گسل‌های امتدادلغز راست‌بر جنبایی است (جکسون و مک‌کنزی ۱۹۸۴؛ سلجوک و همکاران ۲۰۱۶) که گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی با درازای حدود  $200 \text{ km}$  با سازوکار راستالغز راست‌بر (از جمله: بربریان ۱۹۹۷) در بخش میانی این سامانه قرار می‌گیرد. اولین مطالعات درباره گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی را پژوهشگرانی چون بارکا و کاردینسکی‌کید (۱۹۸۸) و چالانکو (۱۹۷۷) انجام دادند و در نتیجه همه بررسی‌های آن‌ها به سازوکار راست‌بر این گسل اشاره شده است. سازوکار جنبشی راست‌بر این گسل در داده‌های سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ای (شکل ۱ ب و جدول ۱) نیز کاملاً مشخص است. این گسل از دریاچه گیلاتو (بالیخ‌گۆلی) ترکیه در شمال باختر تا دشت خوی با روند کلی  $N145^\circ$  (از جمله: بارکا و کاردینسکی‌کید ۱۹۸۸؛ کوبلی و جکسون ۲۰۰۶) ادامه می‌یابد (شکل ۱ الف) و در راستای خود غالباً مجموعه افیولیتی

1. Tsereteli

نئوتیس (از جمله: قاضی و همکاران ۲۰۰۳؛ سنگور ۱۹۹۰) و مجموعه‌های آتشفشانی کمربند آندزیت- لایت نئوژن (شارکو و همکاران ۲۰۱۵) و پهنه بازالتی نئوژن- کوآترنی (از جمله: آلن و همکاران ۲۰۱۱) را قطع می‌کند.



شکل ۱. الف) نقشه ساختاری بخش مرکزی پهنه برخوردی صفحه عربی- اوراسیا (بر گرفته از Tsereteli et al 2016)؛ ب) نقشه گسل‌های جنبای شمال- باختر ایران و مناطق همجوار (بر گرفته از Karakhanian et al 2004; Ritz et al 2016; Faridi et al 2017)؛ ج) نقشه گسل راست‌لغز، b. گسل معکوس c. محدوده منطقه کلان لرزه‌ای زمین لرزه‌های تاریخی. همه سازوکار کانونی زمین لرزه‌های محدوده گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی نشان دهنده سازوکار راست‌لغز است. این گسل است. AF: گسل آغری، CF: گسل چالدران، DKHF: گسل دهخوارقان و گیلاتو- سیه چشمه- خوی، F: گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی، MF: گسل ماکو، MAF: گسل مراغه، NF: گسل نخجوان، NTF: گسل شمال تبریز، PSSF: گسل پامبک- سوان- سونیک، QF: گسل قوشاداغ، SF: گسل سلماس، SEF: گسل سرو، TF: گسل تسوج، ZSF: گسل زلتوچنسک- ساری قمیش؛ (ج) نقشه ساختاری گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی محدوده شکل‌های ۲ تا ۶ و محل نمونه‌های سنگ بازالت در محدوده شهر آواجیق (نمونه mu11.16 از Allen et al 2011 و نمونه 206 از Lechmann et al 2018) نشان داده شده است. سیه چشمه- خوی و گیلاتو- سیه چشمه، به ترتیب، موقعیت پاره‌های گسلی سیه چشمه- خوی و گیلاتو- سیه چشمه را در راستای گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات کلی داده‌های سازوکار زمین لرزه‌های محدوده گسل گیلاتو- سیه‌چشمه- خوی. BER: (بربریان ۱۹۷۷)

شماره	تاریخ	بزرگا	مرجع	شماره	تایخ	بزرگا	مرجع
۱	۲۰۰۴/۰۷/۰۱	۴/۹	ZUR_RMT	۵	۱۹۷۶/۱۱/۲۴	۷/۱	ZUR_RMT
۲	۲۰۰۴/۰۷/۳۰	۴/۹	GCMT	۶	۱۹۷۷/۰۵/۲۶	۵/۶	GCMT
۳	۲۰۰۲/۰۳/۲۴	۴/۶	ZUR_RMT	۷	۱۹۷۰/۰۳/۱۴	۵/۳	BER
۴	۱۹۶۸/۰۴/۲۹	۵/۵	BER				

کاراخیان و همکارانش (۲۰۰۲ و ۲۰۰۴) وجود ارتباط گسلی پله به راست در امتداد این گسل را مسبب تشکیل چهار ساختار حوضه کششی<sup>۱</sup> می‌دانند؛ یکی دوغوبایزیت ترکیه و سه ساختار کششی دیگر در ایران در مناطق کلیسا کندی (آواجیغ) و سیه‌چشمه (با جدایش ۵ km و همپوشانی ۱۳ km) و زرآباد. مطالعات صحرایی ما در دو منطقه زرآباد و آواجیغ نشانه‌های وجود ساختار کششی در این مناطق را تأیید نکرد و به نظر می‌رسد علت اصلی معرفی این مناطق، از جمله منطقه زرآباد، به عنوان حوضه کششی فقط با در نظر گرفتن توپوگرافی هموارتر و پست‌تر این مناطق نسبت به سایر مناطق اثر این گسل، که اغلب روند خطی محصور بین ارتفاعات را شامل می‌شود، بوده است. ساختارهای کششی، مانند حوضه‌های کششی و خم‌های کششی، در طول گسل‌های امتدادلغز می‌توانند مانعی<sup>۲</sup> در برابر گسترش زمین‌لرزه یا عاملی برای تغییر رفتار گسل‌ها در دو سوی محدوده کششی باشند (بارکا و کاردینسکی کید ۱۹۸۸). با توجه به همین موضوع، بررسی زمین‌ساخت جنبای گسل گیلاتو- سیه‌چشمه- خوی در دو سوی شمال باختری و جنوب خاوری حوضه کششی سیه‌چشمه، به ترتیب، در دو پاره گسلی گیلاتو- سیه‌چشمه و سیه‌چشمه- خوی در ادامه می‌آید.

### پاره گسلی گیلاتو- سیه‌چشمه

پاره گسلی گیلاتو- سیه‌چشمه با درازای حدود ۱۱۰ km از دریاچه گیلاتو ترکیه تا دیواره شمال باختری حوضه کششی سیه‌چشمه، با روند کلی  $N140^{\circ}E$ ، ادامه می‌یابد. حدود ۷۰ km از این گسل در کشور ترکیه واقع شده و با نام گسل بالیخ گولی در چهار پاره گسلی نسبتاً موازی پله به راست و پله به چپ معرفی شده است (بارکا و کاردینسکی کید ۱۹۸۸). این پاره گسلی از شمال حوضه کششی سیه‌چشمه تا آواجیغ، در دو شاخه موازی هم، با فاصله ۵ - ۲ نسبت به هم و با سازوکار جنبشی راستالغز راست‌بر، امتداد می‌یابد (شکل ۱ ج). این گسل در انتهای شمال باختری به گسل‌های افشانه‌ای<sup>۳</sup> نرمال با روند کلی N تا NNW ختم می‌شود که در اثر کشش‌های متوالی مرتبط با این افشانه‌ها، فروافتادگی آرات، و در پی آن فوران‌های مجموعه آتشفشانی کواترنری کالک آلکان آرات- آگری داغ به وقوع پیوسته است (کاراخیان و همکاران ۲۰۰۲؛ بارکا و کاردینسکی کید ۱۹۸۸).

از سنگ‌های رخنمون‌یافته در امتداد این پاره گسلی می‌توان به پهنه‌های بازالتی کواترنری (لخمن و همکاران

1. Pull-apart  
2. barrier  
3. splay

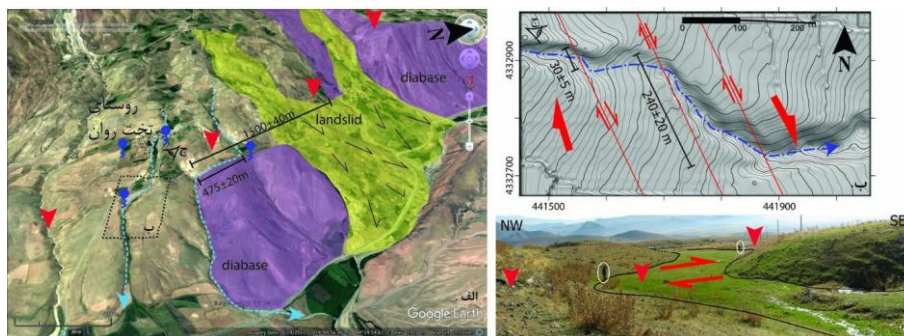
۲۰۱۸؛ آلن و همکاران (۲۰۱۱) اشاره کرد که در اغلب موارد آثار ریخت زمین شناسی قدیمی متأثر از جنبایی گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی را پوشانده است. ییلماز و همکارانش (۱۹۹۸) فعالیت های فورانی آتشفشان تندورک ترکیه، در حد فاصل گسل های گیلاتو- سیه چشمه- خوی و چالدران، را نیز حاصل عملکرد بخش شمال باختری این گسل می دانند. از زمین لرزه های تاریخی مهم این پاره گسلی می توان زمین لرزه های ۲ جولای ۱۸۴۰، معروف به زمین لرزه آرات (آمبرسیز و ملویل ۱۹۸۲) یا گیلاتو- پامبیک- آواجیغ (بربریان ۱۹۹۷) با  $M \approx 7.4$ ، زمین لرزه سال ۱۸۳۴ میلادی با  $M \approx 6$ ، و زمین لرزه سال ۱۹۶۸ میلادی با  $M \approx 5.5$  (آمبرسیز و ملویل ۱۹۸۲؛ بربریان ۱۹۹۷؛ بربریان و یتز ۱۹۹۹) را نام برد (شکل ۱ ب).

### تخمین آهنگ لغزش افقی پاره گسلی گیلاتو- سیه چشمه

کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) با توجه به هم راستایی گسل های گیلاتو- سیه چشمه- خوی، نخجوان، و پامبیک- سوان- سونیک (شکل ۱ ب) سازوکار امتداد لغز راست بر این ساختارها را حاصل یک چرخش پاد ساعت گرد هم نواخت می دانند؛ گرچه اشاره ای به گسل های چپ گرد محدود کننده این مجموعه ساختاری، که ظاهراً باید در راستای NE-SW باشند، نکرده اند. آن ها، با فرض این چرخش هم نواخت، آهنگ لغزش  $2 \text{ mm-yr}^{-1}$  به دست آمده برای گسل پامبیک- سوان- سونیک را نیز به گسل های گیلاتو- سیه چشمه- خوی و نخجوان تعمیم داده اند و با در نظر گرفتن سن شروع فعالیت گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی بین  $3/5$  تا  $6/5$  میلیون سال و جابه جایی تخمین زده شده اشکال ریخت زمین شناسی حدود  $13 \text{ km}$  در طول این گسل آهنگ لغزش  $4 - 2 \text{ mm yr}^{-1}$  را نیز برای این گسل محاسبه کرده اند. در این پژوهش، از شاخص های ریخت زمین ساختی به منظور تخمین آهنگ لغزش زمین شناسی طولانی مدت افقی این پاره گسلی استفاده شده است. جابه جایی در سیمای ریخت شناسی متأثر از فعالیت این گسل به صورت انحراف در مسیر آبراهه ها، پشته های مسدود کننده، و پشته های بریده شده در بخش های مختلف محدوده این گسل قابل تشخیص است (شکل های ۲ و ۳). نقشه توپوگرافی تهیه شده به کمک جی پی اس کینماتیک در شمال حوضه کششی سیه چشمه، نزدیک روستای تخت روان، جابه جایی راست گرد بین  $5 \pm 30 \text{ m}$  تا  $20 \pm 240 \text{ m}$  در آبراهه شکل گرفته در نهشته های رودخانه ای کواترنری و نیز جابه جایی  $40 \pm 1500 \text{ m}$  در رخنمون سنگی دیابازی در امتداد روند اصلی گسل گیلاتو- سیه چشمه - خوی را نشان می دهد (شکل ۲). مهم ترین جابه جایی اندازه گیری شده راست بر در این پاره گسلی مربوط به بریدگی  $50 \pm 725 \text{ m}$  در طول ستیخ تپه بازالتی در شمال شهر آواجیغ است (شکل ۳). در محل این جابه جایی، سنگ های بازالتی یاد شده به طور مستقیم روی نهشته های توفی داسیتی قرار گرفته اند که لخنم و همکارانش (۲۰۱۸)، با استفاده از سن یابی به روش  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ ، سن روانه های بازالتی (نمونه ۲۰۶ در شکل ۱ ج) را  $396 \text{ ka}$  به دست آوردند.

با توجه به این جابه جایی، آهنگ لغزش افقی راست بر  $1/83 \pm 0/1 \text{ mm yr}^{-1}$  برای این پاره گسلی به دست می آید. آلن و همکارانش (۲۰۱۱) سن این سنگ های بازالتی را در محل نمونه  $\text{Mu}11.16$  (شکل ۱ ج) به روش  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ ،  $490 \pm 10 \text{ ky}$  به دست آورده اند؛ که با استناد به این سن برای بازالت شمال شهر آواجیغ و با توجه به مقدار جابه جایی های راست بر اندازه گیری شده

آهنگ لغزش افقی پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه  $1/48 \pm 0/1 \text{ mm yr}^{-1}$  تخمین زده می شود. به طور کلی، با در نظر داشتن دو سن یادشده، می توان آهنگ لغزش افقی میانگین پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه را  $1/65 \pm 0/1 \text{ mm yr}^{-1}$  در نظر گرفت.

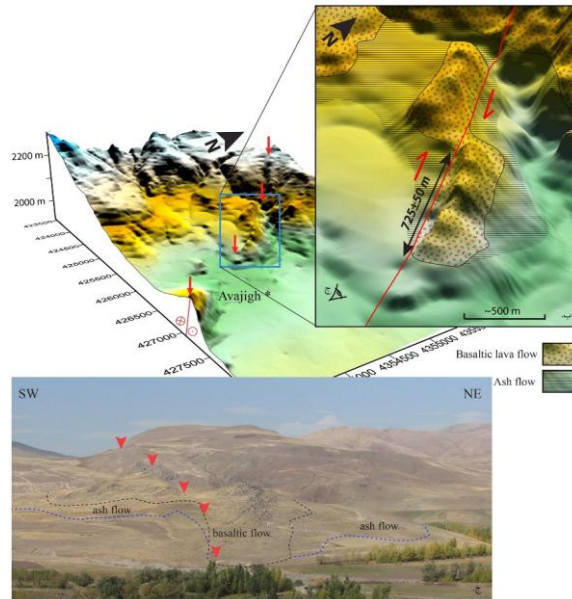


شکل ۲. (الف) جابه جایی های  $1500 \pm 40 \text{ m}$  و  $475 \pm 20 \text{ m}$ ، به ترتیب، در رخنمون دیابازی و آبراهه شمال و خاور روستای تخت روان. موقعیت این شکل در نقشه ساختاری شکل ۱ ج آمده است؛ (ب) نقشه توپوگرافی تهیه شده به کمک جی پی اس دوفر کانسسه، بریدگی  $270 \pm 25 \text{ m}$  در آبراهه منتهی به روستای تخت روان را نشان می دهد؛ (ج) نمای از بریدگی  $30 \pm 5 \text{ m}$  خاور روستای تخت روان با موقعیت مشخص شده در شکل ۲ ب.

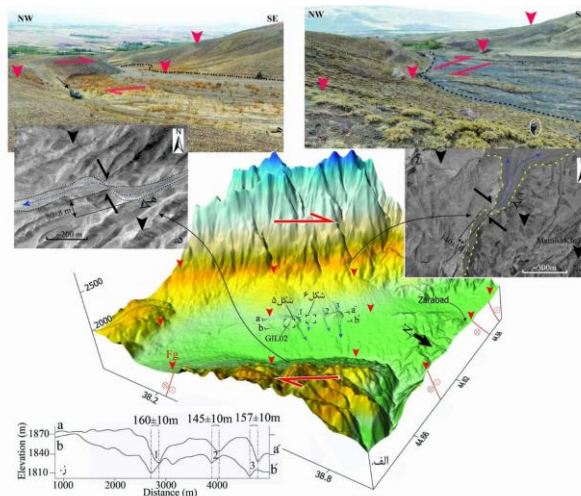
### پاره گسلی سیه چشمه - خوی

پاره گسلی سیه چشمه - خوی با درازای حدود  $65 \text{ km}$  از دیواره جنوب باختری حوضه کشی سیه چشمه تا شمال دشت خوی ادامه دارد و مهم ترین واحدهای سنگی دگرریخت شده متأثر از عملکرد آن مجموعه افیولیتی مزوزوئیک - پالتوسن خوی (از جمله: قاضی و همکاران ۲۰۰۳) و نهشته های قاره ای نئوژن است. بریدگی های ریخت زمین ساختی متعدد حاصل عملکرد این پاره گسلی به ویژه در پهنه زراباد در نهشته های مخروط افکنه ای جوان نمایانگر جنبایی کنونی این پاره گسلی است (شکل ۴). در منطقه زراباد این گسل در سه شاخه موازی روند کلی گسل گیلاتو-سیه چشمه - خوی در پهنایی به وسعت حدود  $7 \text{ km}$  گسترش می یابد که همگی سازوکار راستالغز راست بر دارند. جابه جایی های قابل توجهی روی همه شاخه ها نمایان است که می توان به جابه جایی در مخروط افکنه شمال روستای ممشخان در شاخه شمال خاوری با  $140 \pm 10 \text{ m}$  (شکل های ۴ ب و ۴ ج) و بریدگی آبراهه ها در شاخه جنوب باختری با  $8 \pm 80 \text{ m}$  (شکل های ۴ د و ۴ ه) اشاره کرد. شاخه میانی این پاره گسلی جنبایی بیشتری نشان می دهد و باعث جابه جایی آبراهه ها و نهشته های هولوسن شده است (شکل ۴ الف).

در شکل های ۴ ب تا ۴ ه دو نمونه از تصاویر بریدگی آبراهه ها و نهشته های مخروط افکنه ای با جابه جایی های  $10 \pm 140 \text{ m}$  و  $8 \pm 80 \text{ m}$  روی شاخه های این پاره گسلی می آید. در مطالعات پیشین (از جمله: بربریان ۱۹۹۷) پاره گسلی سیه چشمه - خوی، در سه پاره گسلی سیه چشمه و بدلان و کمرکسن، معرفی شده است. زمین لرزه های سال های ۱۳۱۹، ۱۸۴۳، ۱۹۰۰، ۱۹۷۰، ۱۹۷۷ (شکل ۱) از زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی بسیار مهم این پاره گسلی است.



شکل ۳. (الف) موقعیت پاره گسلی گیلاتو- سیه چشمه و ستیغ تپه بازالتی بریده شده در شمال شهر آواجیغ بر مدل ارتفاعی رقومی  $10 \pm 1$ ؛ (ب) جایگاه رخنمون روانه های بازالتی و خاکستر آتشفشانی و نیز بریدگی راست بر با طول  $725 \pm 10$  متاثر از عملکرد گسل؛ (ج) تصویری از بریدگی رخنمون بازالتی. سوی نگاه در شکل ۳ ب مشخص شده است.



شکل ۴. (الف) دورنمای سه بعدی از منطقه زراباد بر مدل ارتفاع رقومی  $30 \pm 3$  در منطقه زراباد اثر سطحی پاره گسلی در سه شاخه موازی هم در سه امتداد با پیکان های قرمز رنگ مشخص شده است. GIL02: محل نمونه گیری به منظور سن سنجی رادیوکربن؛ (ب) بریدگی  $10 \pm 14$  در شاخه جنوب باختری روی عکس هوایی؛ (ج) نمایی از این جابه جایی در نزدیکی روستای ممیشخان؛ (د) بریدگی  $80 \pm 8$  در شاخه شمال خاوری؛ (ه) نمایی از این جابه جایی؛ (ز) دو مقطع توپوگرافی موازی با راستای گسل و با فاصله حدود  $200 \pm 20$  نسبت به اثر سطحی آن. محل این مقاطع روی شکل ۴ الف با a-a' و b-b' همراه موقعیت آبراهه های ۱ و ۲ و ۳ در هر دو شکل با جابه جایی راست بر آورده شده است.

## تخمین آهنگ لغزش افقی پاره گسلی سیه‌چشمه - خوی

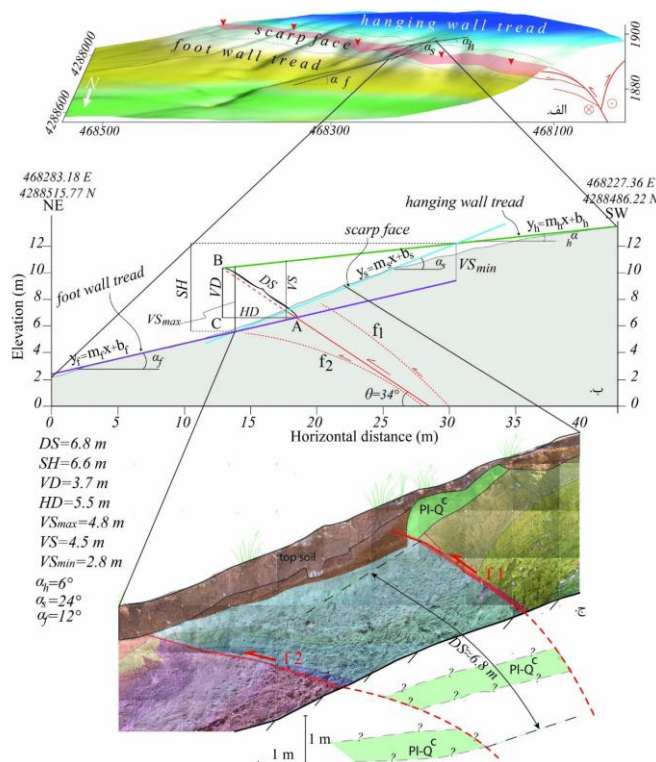
مهم‌ترین واحدهای جوان متأثر از فعالیت پاره گسلی سیه‌چشمه - خوی نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و تراس‌های رودخانه‌ای کواترنری در منطقه زراباد (شکل ۴) در شاخه میانی این پاره گسلی است. شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نشان‌دهنده آن است که این شاخه فعال‌ترین شاخه گسل سیه‌چشمه - خوی است و امتداد همین شاخه تا حوضه کششی سیه‌چشمه و دشت خوی ادامه می‌یابد (شکل ۱ ج و ۴ الف). در این شاخه گسلی، بریدگی‌هایی تا ۱۶۰ m در آبراه‌ها و پشته‌ها نیز قابل مشاهده است (شکل ۴ الف و ۴ ز). در ترانشه حفار شده در بخش افراز و عمود بر امتداد گسل (شکل ۵ ج) دو گسل معکوس ( $f_1$  و  $f_2$ ) با شیب متوسط  $34^\circ$  با جابه‌جایی بیش از ۳/۵ m (به دلیل اینکه متوسط عمق ترانشه در این بخش ۳/۵ m است) مشاهده شد (شکل ۵ ج).

جوان‌ترین طبقه‌بندی شاخص کنگلومرای سفیدرنگ پلیوسن - کواترنری در بخش فرادیواره (شکل ۵ ج) در بخش فرودیواره تشخیص داده نشد. بدین منظور نقشه توپوگرافی دقیقی به کمک جی‌پی‌اس دوفرکانسه برای تشخیص مقادیر جابه‌جایی شاقولی گسل، از جمله لغزش شبی (DS در شکل ۵ ج)، جهت استفاده در روشی که خیادونگ و همکارانش (۲۰۱۵) ارائه کردند، تهیه شد (توضیحات بیشتر در زیرنویس شکل ۵). با استفاده از روش فوق، مقدار لغزش شبی (DS) روی مجموع گسل‌های معکوس ( $f_1$  و  $f_2$ ) با استفاده از ارتفاع فراز گسلی (SH) برابر ۶/۸ m تخمین زده شد (شکل ۵ ب و ۵ ج). در ۷۰۰ متری امتداد شمال باختری این محل بیشینه جابه‌جایی افقی راست‌بر آبراه ۱۱۵±۱۰ m اندازه‌گیری شد (شکل ۶ الف و ۶ ب)؛ که با توجه به مقدار لغزش تجمعی روی گسل، ریک لغزش حدود  $SE 3^\circ$  برای مجموع گسل معکوس  $f_1$  و  $f_2$  (شکل ۵ ب و ۵ ج) تخمین زده می‌شود. سن جوان‌ترین نهشته دیواره آبراهه جابه‌جاشده (شکل ۶ الف) با طول  $42 \pm 4$  m و با شماره نمونه GIL-02، با استفاده از نتیجه سن‌سنجی به روش رادیوکربن، که در آزمایشگاه پرتویونی دانشگاه ETH سوئیس انجام پذیرفت، برابر  $6764 \pm 119$  calBC به دست آمد. با توجه به مقدار بریدگی این آبراهه، کمینه آهنگ لغزش افقی این پاره گسل  $4/8 \pm 0/2$  mm yr<sup>-1</sup> تخمین زده می‌شود. کاراخیان و همکارانش (۱۹۹۸) آهنگ لغزش افقی  $5-7$  mm yr<sup>-1</sup> را برای گسل گیلاتو- سیه‌چشمه - خوی به دست آورده‌اند که نزدیک به نتیجه حاصل از این مطالعه است.

## بحث و نتیجه‌گیری

بررسی ریخت‌زمین‌ساخت گسل گیلاتو- سیه‌چشمه - خوی حقایقی از رفتار جنبش‌شناختی این گسل را برای ما آشکار کرد. این موضوع که امتداد شمال باختری گسل شمال تبریز، به عنوان فعال‌ترین گسل آذربایجان (از جمله: سلیمانی آزاد و همکاران ۲۰۱۵)، با کدامیک از گسل‌های منطقه می‌تواند در ارتباط باشد همواره از موضوعات مهم در زمین‌ساخت منطقه بوده است. کاراخیان و همکارانش (۲۰۰۲ و ۲۰۰۴) و بربریان (۱۹۹۷) از گسل گیلاتو تبریز و بالیخ گول (گیلاتو) شمال تبریز و سلیمانی آزاد و همکارانش (۲۰۱۵) از گسل گیلاتو- سیه‌چشمه - خوی - تبریز نام برده‌اند و مجموعه گسل‌های شمال تبریز و گیلاتو- سیه‌چشمه - خوی را یک سامانه گسلی امتدادلغز راست‌بر واحد در نظر گرفته‌اند. از سویی دیگر، جمور و همکارانش (۲۰۱۱) و سلجوک و همکارانش (۲۰۱۶) جنبایی گسل چالدران را مشابه گسل شمال تبریز

دانسته‌اند و آن‌ها را ساختاری متصل به هم و واحد در نظر گرفته‌اند (شکل ۱ ب). در همه مطالعات مذکور، شباهت‌های ساختاری و جنبشی و لرزه‌زایی گسل‌ها مبنای ارتباط یا عدم‌ارتباط ساختاری این گسل‌ها در نظر گرفته شده است. بربریان (۱۹۹۷) اتصال خاوری گسل چالدران به گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی را محل رخداد زمین‌لرزه سال ۱۹۷۷ (شکل ۱ ب)، یعنی در نیمه شمال باختری پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی، در نظر گرفته و از آن با نام گسل چالدران-خوی یاد کرده است. از سویی سلجوک و همکارانش (۲۰۱۰) امتداد خاوری گسل چالدران را تا شمال خوی در نظر گرفته و آن را با نام گسل چالدران-توتک به نقشه درآورده‌اند.



شکل ۵. محاسبه مؤلفه‌های مرتبط با گسلش معکوس با استفاده از افراز نرمال (در موقعیت شکل ۱ الف) به روش ارائه شده توسط Xiaodong et al 2015. (الف) مدل ارتفاع رقومی تهیه‌شده به کمک جی‌پی‌اس کینماتیک.  $\alpha_h$  و  $\alpha_s$  و  $\alpha_f$  به ترتیب شیب سطح زمین در بخش‌های فرادیواره و افراز و فروددیواره را نشان می‌دهد. محدوده قرمز رنگ نشان‌دهنده محل تقریبی گسل‌های معکوس مشاهده‌شده بخش افراز گسلی است که با استنباط از ترانشه عمود بر گسل (شکل ج) ترسیم شده است؛ (ب) نگاره نموداری برای محاسبه مؤلفه‌های گسلش معکوس در پروفیل توپوگرافی با موقعیت مشخص شده در شکل ۵ الف. DS: لغزش شیبی، SH: ارتفاع افراز، VD: جابه‌جایی شاقولی گسل، HD: جابه‌جایی افقی گسل، VSmax: جدایش شاقولی بیشینه سطح زمین، VS: متوسط جدایش شاقولی سطح زمین، VSmin: جدایش شاقولی کمینه سطح زمین؛ (ج) دیواره جنوب خاوری ترانشه عمود بر راستای گسل در محل افراز گسلی با موقعیت مشخص شده در شکل ۵ ب. تخمین زده می‌شود واحد PL-Qc جوان‌ترین نهشته شاخص پلیوسن-کواترنری در اثر فعالیت دو گسل  $f_1$  و  $f_2$  جابه‌جا شده است.

در این صورت، با ادامه یافتن پایانه باختری گسل شمال تبریز تا دشت خوی می‌توان گسل چالدران را ادامه باختری گسل شمال تبریز در نظر گرفت. نتایج مطالعات ما نیز مؤید همین ارتباط ساختاری است و با توجه به آهنگ لغزش افقی پاره‌های گسلی سیه‌چشمه-خوی و گیلاتو-سیه‌چشمه، به ترتیب، با مقادیر  $4/6 \text{ mm yr}^{-1}$  و  $1/65 \text{ mm yr}^{-1}$ ، نتیجه می‌گیریم پاره جنوب خاوری (سیه‌چشمه-خوی) گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی جنباتر از پاره شمال باختری آن (گسل گیلاتو-سیه‌چشمه) است.

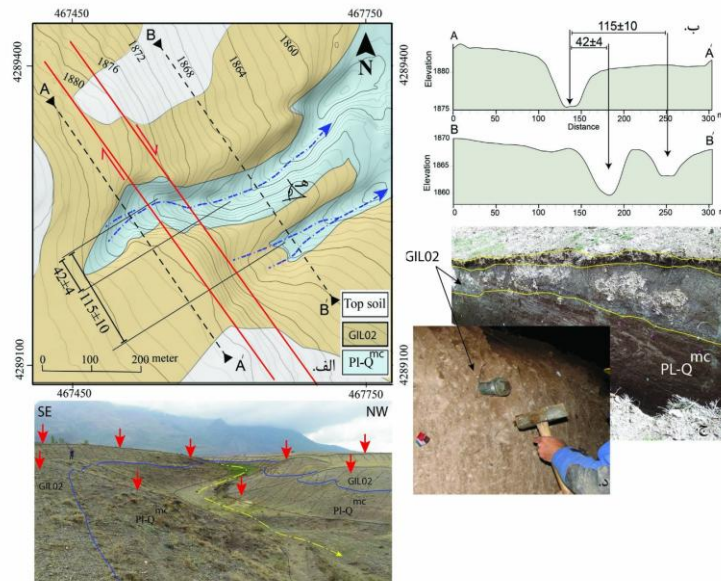
کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) و کاراخانیان و همکارانش (۲۰۰۲) مقادیر  $7-5 \text{ mm yr}^{-1}$  و  $4-2 \text{ mm yr}^{-1}$  را برای آهنگ لغزش گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی در نظر گرفته‌اند که با نتایج ما برای پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی انطباق بیشتری دارد. مطالعات صحرائی ما نشانه‌ای از وجود پله یا خم گسلی بارز در امتداد پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی نشان نداد. با وجود این، بیش از چهار خم کششی یا فشارشی در امتداد پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه گزارش شده است (از جمله: بارکا و کاردینسکی کید ۱۹۸۸؛ کاراخانیان و همکاران ۲۰۰۴). وجود خم‌های متعدد در طول پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه نسبت به پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی نشانه دیگری از آهنگ لغزش کمتر این پاره گسلی در انطباق با تئوری و سنوسکی (۱۹۸۸) است که رابطه معکوس بین فراوانی پله‌ها و خم‌های گسلی با مقدار جابه‌جایی صورت‌گرفته روی این گسل‌ها را بیان می‌کند.

با در نظر داشتن آهنگ لغزش افقی حدود  $8 \text{ mm yr}^{-1}$  گسل‌های شمال تبریز و چالدران (از جمله: سلجوک و همکاران ۲۰۱۶؛ رلینگر و همکاران ۲۰۰۶) و هم‌راستایی این دو ساختار و از سویی آهنگ لغزش زیادتر پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی نسبت به پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه به نظر می‌رسد اتصال گسل‌های شمال تبریز و چالدران می‌تواند از طریق پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی میسر باشد. این روند با نتایج مطالعات میدان سرعت جی‌پی‌اس جمور و همکارانش (۲۰۱۱)، که مرز بین بلوک‌های قفقاز کوچک و فلات آناتولی-ایران را راستای گسل شمال تبریز و پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی و چالدران می‌دانند نیز انطباق دارد. همچنین، مجموعه گسل‌های شمال تبریز و چالدران و پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی، با مرز جنوبی بلوک قفقاز، که رلینگر و همکارانش (۲۰۰۶) آن را معرفی کردند، می‌تواند منطبق باشد. همان‌طور که اشاره شد، کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) آهنگ لغزش افقی مجموع گسل‌های پامبک-سوان-سونیک، نخجوان، و گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی را با توجه به چرخش پادساعت‌گرد هم‌نواخت آن‌ها برابر با هم می‌دانند. با قبول این فرض و با استناد به آهنگ لغزش افقی حدود  $2 \text{ mm yr}^{-1}$  گسل پامبک-سوان-سونیک (ریتز و همکاران ۲۰۱۶) می‌توان فقط پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه (حدود  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ ) را جزء مجموعه چرخشی هم‌نواخت بیان‌شده در نظر گرفت.

به طور خلاصه، پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی از جنبه جنبایی شباهت بیشتری به گسل‌های چالدران دارد. ازین‌رو شاید بتوان از گسل چالدران-سیه‌چشمه-خوی نام برد؛ یعنی ادامه شمال باختری پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه نیست و با تغییر روند متمایل به گسل چالدران به سمت باختر ادامه می‌یابد.

## سپاسگزاری

از همکاری جناب آقای دکتر محمد فریدی، در همه مراحل انجام دادن این پژوهش، و نیز از آقایان طاهر خوش‌زارع و یوسف اروچی (کارشناسان محترم سازمان زمین‌شناسی مرکز تبریز)، برای همکاری در عملیات صحرائی، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنیم.



شکل ۶. محاسبه جابه‌جایی افقی پاره گسلی سیاه‌چشمه-خوی در حدود ۷۰۰ متری راستای شمال باختری موقعیت شکل ۵. الف) جابه‌جایی راست‌بر آبراهه در نقشه توپوگرافی تهیه‌شده به کمک جی‌پی‌اس دو فرکانسه. آبراهه بی‌سر و آبراهه فعال به ترتیب جابه‌جایی  $115 \pm 10$  m و  $42 \pm 4$  m را تقریباً موازی با راستای گسل (با ریک ۳۰) نشان می‌دهد؛ ب) دو مقطع توپوگرافی موازی با راستای گسل با موقعیت A-A' و B-B' مشخص شده در شکل ۶ الف؛ ج) و د) محل نمونه‌گیری به منظور تعیین سن به روش رادیوکربن.

## منابع

- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H., Saville, C. (2011).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 185 (3), pp. 1175–1188. doi:10.1111/j.1365-246x.2011.05022.x.
- Ambraseys, N. N. Melville, C. P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge Earth Science Series.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Davtyan, V. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geological Society, London, Special Publications*, 340 (1), pp. 393–408. doi.org/10.1144/SP340.17.
- Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, pp. 663–684.
- Berberian, M. (1997). Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, S., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233–311.
- Berberian, M. and Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical rupture in the Iranian Plateau. *Bull Seismol. Soc. Am.* 89 (1), pp. 120–139.
- Copley, A., Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, 25(6). doi: 10.1029/2005tc001906.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101 (2), pp. 425–478. doi:10.1111/j.1365-246x.1990.tb06579.x.

- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F., Sengor, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: The tectonics of eastern Anatolia-A young collision zone, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, pp. 3–36.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters* 307 (1–2), pp. 27–34. doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029.
- Faridi, M., Burg, J. P., Nazari, H., Talebian, M., and Ghorashi, M. (2017). Active faults pattern and interplay in the Azerbaijan region (NW Iran). *Geotectonics*, 51 (4), pp. 428–437. doi: 10.1134/s0016852117040033.
- Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A., Babaie, H. A. (2003). Biostratigraphic zonation and  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193 (2), pp. 311–323. doi:10.1016/s0031-0182(03)00234-7.
- Jackson, J. and McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77 (1), pp. 185–264.
- Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9), p. 12471. doi: 10.1029/92jb00944.
- Karakhanian, A., Hessami, K., Jamali, F. (1998). High seismic hazard of the Northern Tabriz-Gailatu Fault System (NW Iran and SE Turkey). Report of the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, IIEES, Iran, 7 pp.
- Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A. (2002). Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113 (1-2), pp. 319–344. doi: 10.1016/s0377-0273(01)00264-5.
- Karakhanian, A., Abgaryan, Y. (2004). Evidence of historical seismicity and volcanism in the Armenian Highland (from Armenian and other sources). *Annals of Geophysics* 47 (2/3), pp. 793–810. doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.020.
- Lechmann, A., Burg, J. P., Ulmer, P., Guillong, M., Faridi, M. (2018). Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, pp. 304-307, 311–328. doi:10.1016/j.lithos.2018.01.030.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012, 111. doi.org/10.1029/2005JB004051.
- Ritz, J. F., Avagyan, A., Mkrtchyan, M., Nazari, H., Blard, P. H., Karakhanian, A., Lamothe, M. (2016). Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia. *Quaternary International*, 395, pp. 61–78. doi:10.1016/j.quaint.2015.05.021.
- Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 471 pp.
- Selçuk, L., Selçuk, A. S., Beyaz, T. (2010). Probabilistic seismic hazard assessment for Lake Van basin, Turkey. *Natural Hazards*, 54 (3), pp. 949–965. doi: 10.1007/s11069-010-9517-6.
- Selçuk, A. S., Erturaç, M. K., Nomade, S. (2016). Geology of the Çaldıran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behaviour. *Tectonophysics*, 680, pp. 155–173. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.019.
- Sengor, A. M. C. (1990). A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and

- implications for Oman, in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, edited by A. H. F. Robertson, M. P. Searle, and A. C. Ries, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, pp. 797–831.
- Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., Safonova, I. (2015). The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics. *Geoscience Frontiers*, 6 (4), pp. 513–522. doi:10.1016/j.gsf.2014.07.001.
- Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., Lamothe, M. (2015). Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). *Tectonophysics*, pp. 640-641, 20–38. doi:10.1016/j.tecto.2014.11.010.
- Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Mosar, J. (2010). Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications*, 340 (1), pp. 329–352. doi:10.1144/sp340.14.
- Taymaz, T., Eyidogan, H., Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East-Anatolian fault zone (Turkey). *Geophys. J. Int.* 106, 537-550.
- Tchalenko, J. S. (1977). A reconnaissance of seismicity and tectonics on the northern border of the Arabian plate (Lake Van region). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 19, pp. 189–208.
- Wesnousky, S. G. (1988). Seismological and structural evolution of strike-slip faults. *Nature* 335, pp. 340–342.
- Xiaodong, Y, X., Wenqiao, L., Qin, Z. (2015). Calculation of reverse-fault-related parameters using topographic profiles and fault bedding. *Geodesy and Geodynamics*, 6 (2), pp. 106–112. doi:10.1016/j.geog.2014.09.002.
- Yilmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F. (1998). Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), pp. 173–210. doi: 10.1016/s0377-0273(98)00055-9.