

بررسی رفتار دینامیکی گسل شمال تبریز در دوره بین لرزه‌ای با استفاده از مدل‌های فیزیکی چرخه زمین لرزه در نیم‌فضای گرانروی کشسان

میلاذ سلمانیان^۱، اصغر راست‌بود^{۲*} و مسعود مشهدی حسینعلی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ استاد، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۲۸، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۷/۱۰)

چکیده

پیشرفت‌های قابل توجهی در درک مکانیسم‌ها و مکان‌های دخیل در تجمع کرنش بین‌لرزه‌ای در امتداد گسل‌ها حاصل شده است که شناسایی بخش‌های گسلی با تمایل بالاتر برای وقوع زلزله را تسهیل می‌کند. با این وجود، پاسخ مکانیکی در انتقال از قفل شدگی گسل به رفتار خزشی گسل مبهم باقی می‌ماند. برآورد دقیق کسری لغزش در چنین مناطقی انتقالی یک چالش پیچیده است. فرض رایج در وارون‌سازی‌های ژئودتیکی برای نرخ‌های تغییر شکل سطحی در نظر گرفتن توزیع عمق نرخ لغزش بین لرزه‌ای در امتداد گسل به صورت ثابت در طول زمان است. مدل اولیه مورد استفاده برای محاسبه تغییر شکل گسل، مدل تانژانت معکوس است که با پیشرفت‌های بعدی که منجر به توسعه مدل‌هایی مانند مدل Okada شد. محدودیت اولیه این مدل‌ها از فرض عمق قفل شدگی ثابت آنها ناشی می‌شود که منجر به مشکلات تکینگی در خلال حل قضیه تنش می‌شود و معادلات خاصی را بی‌پاسخ می‌کند. در این مطالعه، فرض عمق قفل شدگی ثابت رد می‌شود و مشکل تکینگی با در نظر گرفتن عمق قفل متغیر حل می‌شود. روش بکار گرفته شده در این تحقیق بر انتشار خزش در محیط کشسان متمرکز است و این امر مستلزم محاسبه تغییر شکل طولانی مدت ناشی از جریان ویسکوالاستیک در گوشته بالایی و پوسته پایینی است. در حالی که مدل‌های کاملاً الاستیک معمولاً اعماق قفل شدگی را بیشتر از اعماق لرزه‌ای برآورد می‌کنند، گنجانیدن اثرات ویسکوالاستیک باعث بهبود تناسب با نرخ‌های تغییر شکل بین‌لرزه‌ای می‌شود. در این تحقیق، میدان سرعت با استفاده از روش مسئله مستقیم و المان مرزی بازیابی می‌شود و متعاقباً از یک رویکرد وارون سازی مبتنی بر فیزیک (خزش عمیق بین لرزه‌ای) برای استنباط مقادیر پارامترهای عمق گسیختگی کامل، ضخامت الاستیک، نرخ لغزش، جابجایی هم‌الرزه‌ای، زمان آرامش لرزه‌ای، دوره بازگشت لرزه‌ای، عمق قفل شدگی، عمق خزش یکنواخت و سرعت انتشار در گسل شمال تبریز استفاده می‌شود.

کلمه‌های کلیدی: خزش بین‌لرزه‌ای، روش المان مرزی، زنجیره مارکوف مونت کارلو، میدان سرعت GPS، چرخه زمین لرزه، گسل شمال تبریز (NTF)

۱ مقدمه

با توجه به اینکه زمین لرزه‌ها از آزاد شدن ناگهانی کرنش الاستیک در امتداد فصل مشترک گسل ناشی می‌شوند، به دست آوردن تقریب‌های معقول از کسری لغزش و در نتیجه تجمع کرنش اهمیت بالایی برای ارزیابی خطر زلزله دارد. علی‌رغم پیشرفت قابل توجه در درک مکانیسم‌ها و مکان‌های دخیل در تجمع کرنش بین لرزه‌ای در امتداد گسل‌ها، که شناسایی بخش‌های گسل با تمایل بالاتر برای وقوع زلزله را ممکن می‌سازد، پاسخ مکانیکی در خلل انتقال از قفل شدگی گسل به رفتار خزشی نامشخص باقی می‌ماند. تخمین دقیق کسری لغزش در چنین مناطق انتقالی به طور قابل توجهی پیچیده است.

به دست آوردن اندازه‌گیری‌های ژئودزیکی که هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی مترکم هستند، در مطالعه مکانیک گسل، به‌ویژه مربوط به خواص رئولوژیکی و اصطکاکی در امتداد بخش‌های گسلی که از نظر لرزه‌ای قفل شده‌اند، اهمیت زیادی دارد (فیالکو، ۲۰۰۶؛ بورگمان، ۲۰۱۸). این اندازه‌گیری‌ها به درک رفتارهای لرزه‌ای و لغزش لرزه‌ای در طول مراحل مختلف چرخه زمین لرزه و در ارزیابی متغیرهای مکانی-زمانی کمک می‌کنند (اصلان و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارتویت و همکاران، ۲۰۱۳؛ حسین و همکاران، ۲۰۱۸). خطرات لرزه‌ای تغییر شکل سطح به دنبال یک زلزله قابل توجه در مناطق فعال زمین ساختی در سراسر جهان به خوبی تایید شده است. استفاده از روش‌های ژئودتیک فضایی درک ما را از جابجایی سطح (نرخ‌ها) در مقیاس‌های مکانی و زمانی مختلف افزایش داده است. سیگنال‌های تغییر شکل پس لرزه‌ای را می‌توان در بالای نویز پس‌زمینه مرتبط با الگوهای تغییر شکل بین لرزه‌ای، با روندهای پس لرزه‌ای که در بازه‌های زمانی متفاوت از روزها تا دهه‌ها مشاهده می‌شوند، تشخیص داد (نیجهولت، ۲۰۲۱).

در طول مراحل اولیه بررسی تغییر شکل بین لرزه‌ای، نمایش گسل در مدل‌ها معمولاً شامل یک نابجایی تک پیچ است که در یک نیم‌فضای الاستیک قرار دارد. این رویکرد، همانطور که توسط (ساویج و برفورد، ۱۹۷۰) پیشنهاد شد، فرض می‌کند که گسل در عمق خاصی قفل می‌شود در حالی که سرعت ثابتی دارد. با این حال، مدل نابجایی پیچ به دلیل وجود تراکم تنش بی‌نهایت در نوک دررفتگی فاقد واقع‌گرایی فیزیکی است. برای غلبه بر این محدودیت و دستیابی به یک تصویر واقعی‌تر از رفتار گسل، توسعه مدل‌هایی ضروری است که مناطق انتقالی بین گسل‌های کاملاً قفل شده و مناطق با خزش آزادانه را ترکیب کنند. در کاربردهای عملی، بسیاری از وارون‌سازی‌ها برای نرخ لغزش بین لرزه‌ای شامل نوعی ساده‌سازی یا انتقال خطی از یک گسل قفل شده به یک گسل خزننده است، همانطور که در مطالعاتی مانند (فلوک و همکاران، ۱۹۹۷) مشاهده شد. در این مطالعات، هدف به حداقل رساندن تکنیکی‌های تنش است، صرف نظر از اینکه آیا این رویکرد منجر به حذف تدریجی یا سریع چنین تکنیکی‌هایی می‌شود. با وجود استفاده گسترده از این رویکردها، همانطور که توسط (بروات، ۲۰۲۰) اشاره شد، درک محدودی از خواص فیزیکی حاکم بر این مناطق انتقالی وجود دارد.

گنجانیدن شبیه‌سازی‌های چرخه زمین لرزه کاملاً دینامیک، تکامل قابل توجهی از گذار قفل شدگی به خزش را نشان می‌دهد. همانطور که توسط (جیانگ و لاپوستا، ۲۰۱۶) نشان داده شده است، تقویت رفتار تضعیف دینامیکی در ناحیه تقویت کننده سرعت می‌تواند انتشار گسیختگی دینامیکی را در طول انتقال قفل شدگی به خزش پس از زمین لرزه تسهیل کند. شبیه‌سازی‌های شبه دینامیکی، که تنش حرارتی را ادغام می‌کنند و رویدادهای آهسته لغزش را بررسی می‌کنند، این یافته‌ها را با نشان دادن انتشار تدریجی منطقه رخداد آهسته لغزش در منطقه قفل

نزدیکی کلانشهر تبریز به گسل شمال تبریز بر اهمیت حیاتی بررسی اندرکنش مکانیکی این گسل برای ارزیابی خطر لرزه‌ای در شهر تاکید دارد. (ریزه و همکاران، ۲۰۱۳) مطالعه‌ای را با استفاده از دو تکنیک مشاهده ژئودزیکی برای تعیین مقادیر نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز انجام دادند. بر اساس مشاهدات ثبت شده در ایستگاه های GPS، آنها نرخ لغزش ۷/۳ میلی متر بر سال و عمق قفل ۱۸/۳ کیلومتر را گزارش کردند، در حالی که تجزیه و تحلیل تداخل سنجی رادار نرخ لغزش ۶/۰ میلی متر بر سال را به دست آورد. در تحقیقی دیگر، (جمور و همکاران، ۲۰۱۳) نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز را ۷/۳ میلی متر بر سال و عمق قفل شدگی را در ۱۶/۶ کیلومتر با استفاده از رویکرد مدل بلوکی تخمین زد. علاوه بر این، (خداوردیان و همکاران، ۲۰۱۵) مدل سازی المان محدود سینماتیک تغییر شکل های سطح زمین را در فلات ایران انجام دادند. داده‌های مورد استفاده برای این مدل سازی شامل هندسه گسل، نرخ های لغزش به دست آمده از مطالعات زمین شناسی و ژئومورفولوژی، میدان های سرعت GPS در طول دوره های وقوع زلزله های مهم و در غیاب چنین فواصل، جهت های تنش اصلی و مقادیر سرعت در نقاط مرزی بود. مدل سازی آن ها با استفاده از این روش، میزان لغزش گسل شمال تبریز را ۵/۸ میلی متر بر سال برآورد کرد.

(کریم زاده و همکاران، ۲۰۱۳) همچنین از یک رویکرد مدل سازی مبتنی بر شکست الاستیک ساده خطوط پایه کوتاه مشاهدات تداخل سنجی راداری یا InSAR در طول زمان استفاده کردند که منجر به نرخ لغزش متوسط پیشنهادی ۸/۷ میلی متر بر سال و عمق قفل شدگی ۱۶ کیلومتر برای گسل شمال تبریز شد. در مطالعه دیگری که توسط (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) در ناحیه شمال غربی گسل واقع در غرب شهر تبریز انجام شد، از روش های دیرینه لرزه نگاری برای تخمین میزان لغزش استفاده شد. یافته های روش های مختلف از ۳/۱ میلی متر بر سال تا ۶/۴

شده بین زمین لرزه های بزرگ تأیید کرده اند (سگال و بردلی، ۲۰۱۲). در مطالعه اخیر، (بروات و سگال، ۲۰۱۷) یک رویکرد جدید را برای توصیف نرخ لغزش بین لرزه ای معرفی کردند، که امکان انتشار رو به بالای لغزش در منطقه قفل شده را فراهم می کند. این مدل ساده شده لغزش عمیق بین لرزه ای را به عنوان یک گسل بارگذاری شده نشان می دهد که نرخ لغزش ثابتی را در پایانه رو به پایان خود نشان می دهد.

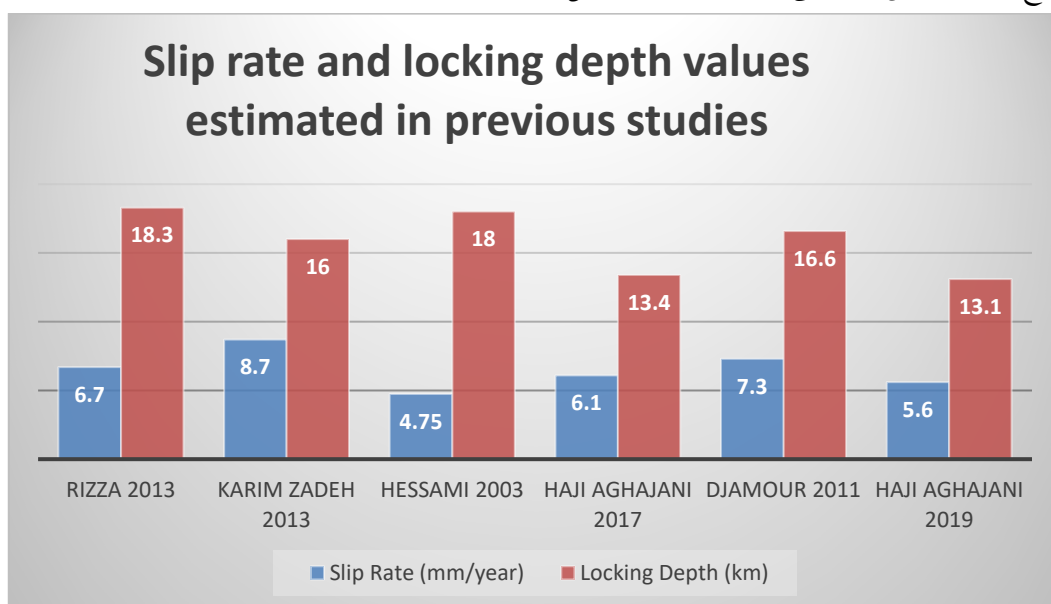
در مطالعه انجام شده توسط (بروات و سگال، ۲۰۱۷)، تمرکز اولیه بر روی انتشار خزش در محیطی بود که منحصراً کشسان باشد. با این حال، (بروات، ۲۰۲۰) به بررسی تغییر شکل طولانی مدت ناشی از جریان ویسکوالاستیک در پوسته پایینی و گوشته بالایی می پردازد. هدف از مطالعه (بروات، ۲۰۲۰) بررسی چندین مدل الاستیک و ویسکوالاستیک به منظور توصیف دقیق نرخ های سطح افقی بود. به طور خاص، روش خزش عمیق بین لرزه ای مستلزم نفوذ رو به بالای لغزش بین لرزه ای به منطقه قفل شده است. رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای منطقه ای را مدل سازی می کند که شامل شکاف و ناحیه ETS (لرزش و لغزش ایزودیک) است. این منطقه به عنوان یک ترک شبه استاتیک طولانی مدت شناخته می شود که به دلیل محدودیت شیب ثابت تحمیل شده توسط سرعت حرکت منطقه ETS تشکیل شده است. بر اساس مدل های ترک کلاسیک گسل ها، یک مدل ساده برای محاسبه رشد ترک در طول زمان معرفی می شود. عبارات تحلیلی برای افت تنش ترک، لغزش و نرخ لغزش در امتداد گسل در این مدل مشتق شده اند. این تحقیق با ترکیب آخرین پیشرفت ها و در نظر گرفتن جفت بین خزش گسل و اثرات ویسکوالاستیک، بینش های ارزشمندی را در مورد رفتار خزش عمیق بین لرزه ای و تأثیر آن بر نرخ های سطح افقی در امتداد گسل شمال تبریز (NTF) ارائه می کند.

شدگی ۱۵/۶ کیلومتر تعیین شد. روش دوم در این تحقیق از ردیابی پرتو سه بعدی استفاده کرد که منجر به نرخ لغزش تخمینی ۵/۶ میلی متر بر سال برای گسل شمال تبریز شد. همچنین عمق قفل شدگی در منطقه شمال تبریز با استفاده از این روش ۱۳/۱ کیلومتر گزارش شد.

در تحقیق حاضر، ترکیبی از مسئله مستقیم و مسئله معکوس برای تخمین مقادیر هشت پارامتر تغییر شکل لرزه‌ای (عمق گسیختگی کامل، ضخامت الاستیک، سرعت لغزش، جابجایی همالرزه‌ای، زمان آرامش ماکسول، عمق خزش یکنواخت، عمق قفل شدگی و سرعت انتشار) برای گسل شمال تبریز استفاده شد. مسئله معکوس با استفاده از ابزار زنجیر مونت مارکوف کارلو حل شد و برای ایجاد توزیع‌های قبلی برای هشت پارامتر هدف و اطمینان از خروجی‌های جامع، از داده‌های یک مطالعه تحقیقاتی قبلی متمرکز بر تعیین عمق قفل شدگی و نرخ لغزش گسل شمال تبریز استفاده شد. مقادیر عمق قفل شدگی و نرخ لغزش به دست آمده از شش مطالعه قبلی برای گسل شمال تبریز در شکل ۱ ارائه شده است.

میلی متر بر سال و عمق قفل شدگی ۱۸ کیلومتر متغیر بود که تخمین‌های نرخ لغزش متفاوتی را برای این بخش خاص از گسل ارائه می‌دهد. از طریق این رویکردهای متنوع، محققان بینش‌های ارزشمندی را در مورد تخمین‌های نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز ارائه کرده‌اند که هر کدام از تکنیک‌های مشاهده و روش‌های مدل‌سازی متفاوتی برای روشن کردن این ویژگی زمین ساختی مهم استفاده می‌کنند.

یکی دیگر از مطالعات مرتبط در مورد گسل شمال تبریز که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته است، بررسی انجام شده توسط (آقاجانی و همکاران، ۲۰۱۷) است. در مطالعه آنها، نرخ لغزش با ادغام GPS، InSAR تصحیح شده با تروپوسفر و داده‌های تراز دقیق ۶/۱ میلی متر بر سال برآورد شد. این تحقیق همچنین عمق قفل شدگی را ۱۳/۴ کیلومتر گزارش کرده است. در مطالعه بعدی توسط (حاجی آقاجانی و همکاران، ۲۰۱۹)، بهبودهایی در اصلاحات تروپوسفر و اصلاحات اینترفروگرام انجام شد. با استفاده از روش اول (نسبت فاز به ارتفاع)، میزان لغزش ۷/۶ میلی متر بر سال با عمق قفل



شکل ۱. مقادیر نرخ لغزش و عمق قفل برآورد شده در مطالعات قبلی.

۲ منطقه مورد مطالعه

ایران در منطقه برخورد مورب بین صفحات تکتونیکی عربستان و اوراسیا قرار دارد و تغییر شکل درون قاره ای را تجربه می کند. پیکربندی زمین شناسی ایران عمدتاً توسط این برخورد شکل می گیرد، جایی که نرخ هم گرایی بین صفحات تقریباً 22 ± 2 میلی متر بر سال است. منطقه شمال غرب ایران به طور فعال در این همگرایی مشارکت دارد و به میزان تقریباً 8 ± 2 میلی متر بر سال کمک می کند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). همگرایی کلی در بین فرآیندهای زمین شناسی مختلف، از جمله کوتاه شدگی در رشته کوه های زاگرس، تغییر شکل درونی عمدتاً ناشی از گسل های امتداد لغز در ایران مرکزی و کوتاه شدن در رشته کوه های البرز توزیع می شود. این فرآیندهای تکتونیکی در مجموع به تکامل پیچیده زمین شناسی منطقه کمک می کنند.

منطقه شمال غربی ایران که گسل آنا تولی شمالی، گسل شرقی آنا تولی و رشته کوه های قفقاز را در بر می گیرد، در محل همگرایی صفحه عربستان، فلات آنا تولی و صفحه اوراسیا قرار دارد و یک سیستم زمین شناسی پیچیده و پویا را تشکیل می دهد. این تعامل پیچیده انتقال بخشی از حرکت به سمت شمال صفحه عربستان به فلات آنا تولی را از طریق سیستم گسلی مذکور تسهیل می کند (جکسون، ۱۹۹۲). علاوه بر این، کج شدن ناحیه برخورد در کوه های زاگرس منجر به آزاد شدن حرکت می شود و تعامل بین کوتاه شدن در قفقاز و لغزش راستگرد در امتداد گسل شمال تبریز را تسهیل می کند (جکسون، ۱۹۹۲). این محیط پیچیده زمین شناسی نقش مهمی در شکل دادن به فعالیت و حرکت تکتونیکی در منطقه شمال غرب ایران ایفا می کند و اهمیت درک پویایی و مفاهیم آن را برجسته می کند.

گسل شمال تبریز یک مجموعه زمین شناسی پیچیده است که در ناحیه شمال غربی ایران قرار دارد. این گسل به طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر (و با در نظر گرفتن گسل شمالی

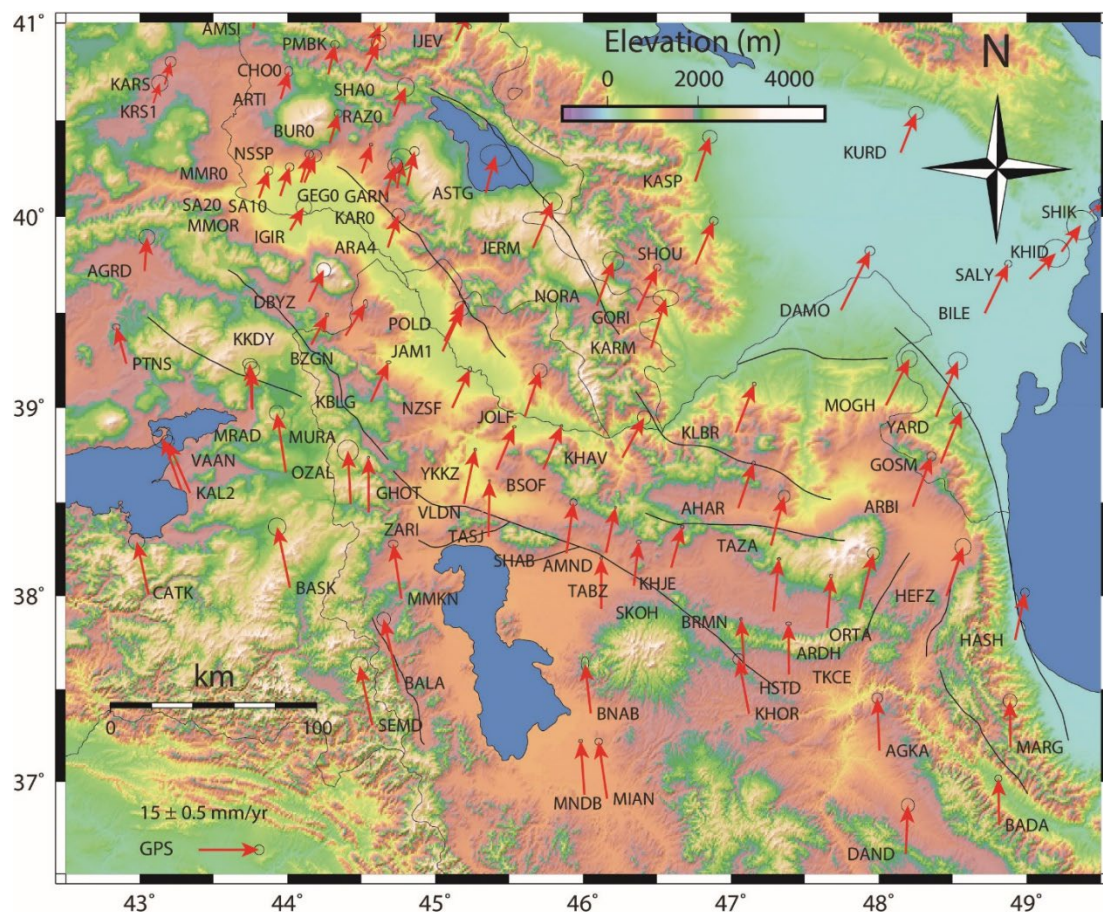
میشو به عنوان ادامه شمال غربی آن، حدود ۲۱۰ کیلومتر) از ناحیه جنوبی مرند آغاز شده و جهت شمال غربی-جنوب شرقی را دنبال می کند و از حاشیه شمالی شهر تبریز تا رسیدن به نزدیک بستان آباد امتداد می یابد. همچنین گسل مذکور از سمت شمال غربی خود به یک پهنه گسلی واژگون متصل می شود که با چرخش غرب به جنوب غربی در ناحیه شمالی دریاچه ارومیه مشخص می شود که گسل های صوفیان و تسوج را در بر می گیرد. در گستره جنوب شرقی خود، گسل شمال تبریز به پهنه های گسلی بزگوش شمالی و جنوبی، دوزدوزان و سراب جنوبی متصل می شود که منجر به پیکربندی ساختاری پیچیده ای می شود که به روند شرقی-شمال شرقی تغییر می کند (بربریان و بیتس، ۱۹۹۹). شکل ۲ نقشه زمین ساختی را نشان می دهد که گسل شمال تبریز را به همراه بردارهای سرعت GPS برگرفته از (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹) نشان می دهد. این بردارهای سرعت GPS برای نشان دادن و مشخص کردن نرخ تغییر شکل در منطقه آورده شده اند.

در گزارش های اولیه لرزه ای (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶)، گسل شمال تبریز در ابتدا به عنوان یک گسل معکوس شیب دار شناسایی شد. با این حال، با بررسی عکس های هوایی، نشانه هایی از جابجایی امتداد لغز راستگرد در امتداد این گسل برجسته شد. متعاقباً، سایر محققان با مستند کردن حرکت جهت عقربه های ساعت آبراه ها و سایر ویژگی های ژئومورفولوژیکی کوتاه تر در امتداد گسل بر روی زمین، شواهد قانع کننده تری ارائه کردند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). این شواهد انباشته از درک این موضوع پشتیبانی می کند که گسل شمال تبریز ویژگی های گسلس معکوس و حرکت امتداد لغز راستگرد را نشان می دهد، که بر ماهیت پیچیده رفتار زمین ساختی آن تأکید می کند. با توجه به نتایج وارون سازی میدان تنش و بر اساس نظریه گسلس اندرسون، مشخص شده است که گسل شمال تبریز

خطر لرزه‌ای برخوردار است. قسمت غربی از شهر صوفیان تا شهر تبریز امتداد دارد و نشانه‌های واضحی از حرکت آبراهه را نشان می‌دهد که حاکی از وقوع حرکت امتداد لغز راستگرد در طول گسل است. علاوه بر این، آثار آشکاری از گسل‌های سطحی ناشی از زمین‌لرزه‌های گذشته از طریق پیچیدگی‌های مورفو-ژئوساختاری و بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی در طول این بخش قابل تشخیص است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). وجود این ویژگی‌ها بینش‌های ارزشمندی را در مورد فعالیت لرزه‌ای و خطرات بالقوه مرتبط با این بخش گسل ارائه می‌دهد.

ویژگی‌های یک گسل امتداد لغز راستگرد را نشان می‌دهد (سلمانیان و همکاران، ۲۰۲۴-ب).

(بربریان، ۱۹۹۷) گسل شمال تبریز را به چند بخش به طول ۲۱۰ کیلومتر تقسیم کرد. این تقسیمات بر اساس تجزیه و تحلیل گسیختگی‌های سطحی مشاهده شده در زمین لرزه‌های تاریخی که در سال‌های ۱۷۸۰، ۱۷۲۱ و ۱۷۸۶ رخ داده‌اند، تعیین شدند. بر اساس تحقیقات (کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴)، هندسه این گسل شامل قطعات ناهم تراز است که در پله‌های خطی چیده شده‌اند. در بین این بخش‌ها، دو بخش اصلی، یکی در شرق و دیگری در غرب شهر تبریز، از اهمیت ویژه‌ای برای برآورد



شکل ۲. نقشه زمین‌ساختی گسل‌های فعال در ناحیه شمال غرب ایران. این شکل گسل‌های فعال در منطقه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد که تغییر شکل زمین ساختی منطقه را از طریق بردارهای سرعت GPS نشان می‌دهد که با فلش‌های قرمز نشان داده شده‌اند. داده‌های میدان سرعت GPS ارائه شده در این شکل از (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹) تهیه شده است. خطوط گسل موجود در تصویر با خطوط سیاه نشان داده شده‌اند و از (بربریان و بیس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۱۹۹۴؛ امبراسیز و ملویل، ۲۰۰۵) به دست آمده‌اند.

۳ داده

در این مطالعه، از رویکرد مسئله مستقیم با استفاده از روش المان مرزی سه بعدی برای بازسازی میدان جابجایی و داده‌های سرعت GPS در امتداد یک پروفیل عمود بر گسل استفاده شده است. در طول فرآیند بازسازی، نرخ لغزش و عمق قفل شدگی به دست آمده از مطالعه (آقاجانی و همکاران، ۲۰۱۷) را در نظر می‌گیریم. برای بازیابی میدان سرعت، از عملیات مسئله مستقیم استفاده می‌کنیم که شامل کل صفحه گسل شمال تبریز به عنوان یک شبکه 1×1 است، یعنی گسل به صورت یک تکه و به عنوان یک موجودیت واحد در نظر گرفته شده است. مشخصات هندسی گسل شمال تبریز که برای اعمال رویکرد مسئله مستقیم و بازیابی میدان سرعت ضروری است، در جدول ۱ بیان شده است.

در این تحقیق، در نظر گرفتن مقادیر اولیه ۸ پارامتر تحت وارون‌سازی ضروری است. پارامترهای نرخ لغزش و عمق قفل شدگی در مطالعات قبلی مورد بررسی قرار گرفته‌اند، در حالی که برای پارامترهای باقی‌مانده، مقادیر اولیه ضروری برای فرآیند زنجیر مارکوف مونت کارلو، همانطور که در جدول ۲ ارائه شده است، تعیین شد. قابل ذکر است که جدیدترین زلزله بزرگ در سال ۱۷۸۶ روی داد. بر این اساس مولفه t که نشان دهنده زمان سپری شده از وقوع آخرین زلزله مهم است، ۲۳۷ سال تعیین شد.

علاوه بر این، زمان بازگشت لرزه ای (T) در این تحقیق ۴۵۰ سال تعیین شد که از طریق میانگین‌گیری از یافته‌های تحقیقات قبلی تعیین شد. بر اساس بینش‌های

(بروات، ۲۰۲۰)، تناسب بهینه زمانی حاصل می‌شود که زمان آرامش لرزه‌ای (t_R) معادل $1/3.3$ در طول دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ای ($t_R = T/3.3$) باشد. در نتیجه زمان سکون لرزه‌ای تقریباً $136/3636$ سال تعیین شد. از طرف دیگر، مطابق با رابطه، جابجایی همالرزهای برابر است با حاصل ضرب نرخ لغزش مشاهده شده و مدت زمان دوره بازگشت لرزه‌ای ($C = v^\infty \times T$).

جدول ۳ خلاصه‌ای مختصر از یافته‌های قبلی را ارائه می‌دهد و مرزهای قبلی را برای ۸ پارامتر ذکر شده ارائه می‌کند.

برای این مطالعه، در مجموع ۱۰۰۰۰۰۰ شبیه‌سازی با استفاده از چرخه زنجیر مارکوف مونت کارلو انجام شد. پارامترهای ورودی مدل مربوط به مقادیر اولیه و حد بالایی و پایینی پارامترهای عمق گسیختگی کامل (D)، ضخامت الاستیک (H)، نرخ لغزش (v^∞)، جابجایی همالرزهای (C)، زمان آرامش لرزه‌ای (t_R)، دوره بازگشت لرزه‌ای (T)، عمق قفل شدگی (d)، عمق خزش یکنواخت (H_{creep}) و پارامتر آزاد برای محاسبه حرکت بلوک صلب (α) است. مقادیر تخمینی عمق قفل شدگی و نرخ لغزش از شش مطالعه قبلی، همانطور که در شکل ۱ نشان داده شده است، تفاوت‌های قابل توجهی را نشان می‌دهد. دوره بازگشت لرزه‌ای از مطالعات قبلی به طور میانگین محاسبه شد و زمان آرامش لرزه‌ای بر اساس این میانگین محاسبه شد. با ترکیب دوره بازگشت لرزه‌ای و نرخ لغزش، جابجایی زمین لرزه برای شش مجموعه داده ورودی تعیین شد.

جدول ۱. مشخصات گسل شمال تبریز در سناریوی ساده‌ترین حالت با استفاده از مقادیر میانگین. این جدول جزئیاتی از جمله نام بخش گسل در ستون اول، مختصات UTM نقاط شروع گسل در ستون دوم و سوم، آزیموت و شیب گسل در ستون چهارم و پنجم، و طول و عرض گسل در ستون ششم و هفتم را ارائه می‌دهد.

Section Number	$(m)X_{UTM}$	$Y_{UTM} (m)$	Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)	Length (km)	Width (km)
1	528493	4255466	120	90	200	10000

جدول ۲. مقادیر اولیه ضروری برای فرآیند زنجیره مونت کارلو مارکوف.

Parameter	D (km)	H (km)	v^∞ (mm/year)	c (m)	t_R (year)	d (km)	H_{creep} (km)	α (mm/year)
Initial value	14.9818	28.8926	6.1	2.745	136.3636	13.4	27.2109	29.0365

جدول ۳. مرزهای پیشینی برای وارون سازی های مونت کارلو.

Parameter	Symbol	Minimum	Maximum
Maximum depth of full earthquake rupture, km	D	10	15
Long-term fault slip rate, mm/year	v^∞	3	12
Elastic thickness, km	H	23	100
Half-space relaxation time, years	t_R	0	500
Coseismic displacement, m	Δu	1	5
Present-day locking depth, km	d	D	H
Depth of constant creep, km	H_{creep}	d	H
Recurrence time, year	T	$\frac{\Delta u}{v^\infty}$	$\frac{\Delta u}{v^\infty}$
Propagation speed, m/year	v_{up}	$\frac{(d-D)}{(T-237)}$	$\frac{(d-D)}{(T-237)}$
Time since 1786 earthquake, years	t	237	237 (fixed)
Block motion, mm/year	α	none	none

۴ روش شناسی

در پژوهش حاضر برای بررسی تغییر شکل بین لرزه‌ای، از ترکیب مسئله مستقیم و مسئله وارون استفاده شده است. مرحله اولیه شامل استفاده از مسئله مستقیم، با استفاده از راه حل اساسی Okada و روش عنصر مرزی سه بعدی است. هدف اصلی این رویکرد بازبازی سرعت‌های GPS در امتداد یک نمایه عمود بر گسل است. متعاقباً، مرحله دوم این مطالعه شامل فرآیند وارون‌سازی است که از رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین لرزه‌ای و ابزار زنجیره مارکوف مونت کارلو استفاده می‌کند. سرعت‌های GPS حاصل از مسئله مستقیم در مسئله معکوس برای تعیین مقادیر هشت پارامتر تغییر شکل بین لرزه‌ای در محدوده گسل شمال تبریز استفاده می‌شود.

۱-۴ مسئله مستقیم

در مرحله اولیه این مطالعه، روش المان مرزی سه بعدی، که توسط (گومبرگ و ایس، ۱۹۹۴) معرفی شد، برای انجام روش مسئله مستقیم در گسل شمال تبریز به کار گرفته شد.

با توجه به ساختار جوان پوسته در ناحیه شمال غرب ایران، به ویژه در پهنه گسلی شمال تبریز، می‌توان محدوده‌ای را برای ضخامت الاستیک منطقه در نظر گرفت. ضخامت الاستیک به شدت تحت تأثیر ساختار حرارتی لیتوسفر، ضخامت آن و جفت شدن بین پوسته و گوشته است. به طور خاص، لیتوسفر از پوسته تا عمق ۶۰ تا ۱۰۰ کیلومتری گسترش می‌یابد و ضخامت الاستیک نشان دهنده ضخامت تخمینی یک صفحه الاستیک است که می‌تواند جایگزین لیتوسفر برای بررسی تغییر شکل مشاهده شده شود. در نواحی جوان، ضخامت الاستیک بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر متغیر است، در حالی که در مناطق مسن‌تر، معمولاً ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر است. با توجه به جوان بودن پوسته در شمال غربی ایران، ضخامت کشسانی تقریباً بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر را می‌توان در نظر گرفت. مقدار پارامتر آزاد برای محاسبه حرکت بلوک صلب بر اساس مقادیر جهانی تعیین می‌شود. اطلاعات دقیق در مورد حد بالا و پایین و همچنین مقادیر اولیه برای همه پارامترها در جدول ۲ و ۳ ارائه شده است.

پارامترهای فیزیکی گنجانده شده در این مدل شامل ضرایب لامه μ و λ مربوط به منطقه مورد بررسی است. این ضرایب به طور ایده آل شناخته شده اند، اما اگر در دسترس نباشند، نتایج تحلیل های حساسیت مدل Okada ممکن است استفاده از مقادیر میانگین جهانی را تسهیل کند.

پارامترهای هندسی ادغام شده در مدل Okada شامل ابعادی مانند طول و عرض گسل، عمق قفل شدگی، شیب، آزیموت، نرخ جداشدگی یا نرخ لغزش است. علاوه بر این، مختصات نقطه گسل اولیه و مختصات نقاط مشاهده نیز در نظر گرفته شده است. اساساً، بر اساس هندسه گسل و ویژگی های فیزیکی زیربنایی منطقه، این مدل جابجایی یا نرخ لغزش گسل را به میدان های جابجایی حاصل یا میدان های سرعت تبدیل می کند.

۴-۲ رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین لرزه ای

در طول مرحله بعدی این مطالعه، رویکردی که توسط (بروات، ۲۰۲۰) برای ارزیابی نرخ های تغییر شکل بین لرزه ای از طریق یک مدل چرخه زمین لرزه ویسکوالاستیک ارائه شد، به کار گرفته شد. این روش شامل در نظر گرفتن فرآیندهایی مانند انتشار صعودی خزش عمیق بین لرزه ای است. با به کارگیری این رویکرد، هشت پارامتر تغییر شکل بین لرزه ای متمایز در بافت سیستم گسلی شمال تبریز تعیین شد.

۴-۲-۱- مدل سازی چرخه زمین لرزه

در این تحقیق، ابتدا بر تأثیرات ناشی از زمین لغزش های مکرر ناشی از زمین لرزه تمرکز شد. ما یک گسل امتداد لغز را بررسی می کنیم که در یک لایه الاستیک با ضخامتی که به صورت H نشان داده شده است، در بالای نیم فضای ویسکوالاستیک ماکسول قرار دارد. این گسل که به طور بی نهایت در امتداد جهت آزیموت بدون تغییر امتداد می یابد و هر T سال یک بار فعالیت لرزه ای دوره ای را

بازسازی میدان جابجایی با در نظر گرفتن ویژگی های ذاتی گسل شمال تبریز از جمله ابعادی مانند طول، عرض، شیب و آزیموت (به تفصیل در جدول ۱) و همچنین داده های نرخ لغزش و عمق قفل شدگی به دست آمده از مطالعات قبلی انجام شد. بازسازی در چارچوب یک نمایه مقطع عمود بر گسل، به طور خاص بر روی داده های سرعت GPS انجام شد.

در طول این تحقیق، مدلی مبتنی بر نیم فضای همگن و کشتان اتخاذ شد. ویژگی های هندسی گسل، همراه با پارامترهای رئولوژیکی منطقه، از منابع مختلف جمع آوری شده و به عنوان مقادیر ثابت برای تحلیل در نظر گرفته شد. فرمول بندی شرایط مرزی از ویژگی های هندسی گسل شمال تبریز به همراه داده های نرخ لغزش و عمق قفل شدگی به دست آمده از تلاش های تحقیقاتی قبلی استخراج شده است. در نتیجه حرکت عمودی گسل محدود شد، در حالی که حرکت مماسی بدون محدودیت مجاز بود.

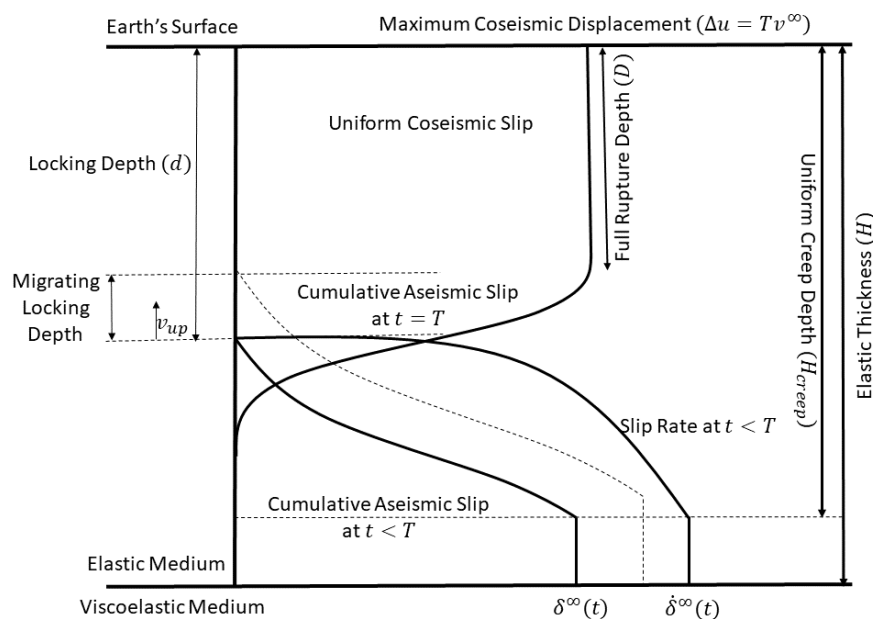
با اعمال شرایط مرزی فوق، میدان سرعت در امتداد پروفیلی عمود بر گسل بازسازی شد. روش عنصر مرزی و راه حل اساسی Okada برای فرآیند بازیابی مورد استفاده قرار گرفت. هدف اولیه استفاده از روش مسئله مستقیم، به دست آوردن بردارهای جابجایی کافی، حذف حرکات و جابجایی های نامربوط به داده های سرعت GPS، اعمال اصلاحات سه بعدی، اصلاحات کرویت زمین، ترکیب اصلاحات مرتبط با اوراسیا مبنای بودن داده های میدان سرعت GPS و تمرکز انحصاری در جابجایی های صرفاً مرتبط با گسل مطالعاتی بود.

برای شبیه سازی جابجایی های ناشی از نرخ لغزش و عمق قفل شدگی گسل در این مطالعه، چارچوب تحلیلی پیشنهاد شده توسط (اوکادا، ۱۹۸۵) اتخاذ شده است. مدل اوکادا بر اساس اصول تئوری نابجایی ساخته شده است. به طور کلی، پارامترهای ورودی برای مدل Okada به دو گروه: پارامترهای فیزیکی و هندسی دسته بندی می شوند.

عمق D یکنواخت است و پس از آن به شکل مخروطی تبدیل می‌شود. در طول دوره بین لرزه‌ای، بخش عمیق‌تر گسل خزش می‌کند که منجر به افزایش عمق قفل شدگی d ، با نرخ v_{up} می‌شود. لغزش بین لرزه‌ای به تدریج از ۰ در عمق d به $\delta^{\infty}(t)$ در عمق H_{creep} تکامل می‌یابد. به طور مشابه، سرعت خزش از ۰ به $\delta^{\infty}(t)$ در عمق H_{creep} تغییر می‌کند. بین عمق H_{creep} و ضخامت الاستیک H ، هر دو پارامتر سرعت خزش و لغزش ثابت می‌مانند. توجه به این نکته مهم است که لغزش کل لرزه‌ای در تمام اعماق حرکت صفحه ثابت است. شکل ۳ اصول بنیادی را نشان می‌دهد که در رویکرد خزش عمیق بین لرزه‌ای این مطالعه در دستور کار گرفته شد.

تجربه می‌کند که منجر به شکستگی یک قطعه می‌شود. برای اطمینان از سازگاری با حرکت مشاهده شده در مناطق دوردست، بیشترین جابجایی هم‌لرزه‌ای به عنوان $\Delta u = Tv^{\infty}$ تعریف می‌شود، جایی که v^{∞} نشان دهنده نرخ حرکت طولانی مدت صفحه زمین ساختی پایدار یا نرخ لغزش است.

در یک محیط الاستیک با ضخامت H و یک نیمه فضای ویسکوالاستیک که با زمان استراحت ماکسول t_R مشخص می‌شود، جابجایی طولانی مدت گسل v^{∞} در امتداد صفحه رخ می‌دهد. به صورت دوره‌ای، هر T سال، رویدادهای لرزه‌ای قسمت بالایی پوسته کشسان را می‌شکند. حداکثر لغزش در هنگام زلزله توسط Tv^{∞} تعیین می‌شود. الگوی گسیختگی زمین لرزه در ابتدا از سطح تا



شکل ۳. نمای شماتیک کلی از نحوه چیدمان پارامترها و رفتار آنها در رویکرد خزش عمیق بین لرزه‌ای.

سرعت سطح حاصل v_i ناشی از جابجایی لرزه‌ای δ_i بین Z_i و Z_{i+1} از طریق رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$(1)$$

$$v_i(x, t) = \frac{\delta_i}{\pi t_R} e^{-t/t_R} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{G_n(x, Z_i, H)}{(n-1)!} \sum_{k=0}^K e^{-kT/t_R} \left(\frac{t+kT}{t_R} \right)^{n-1}$$

با در نظر گرفتن مطالعات (ساویج و پرسکات، ۱۹۷۸) و همچنین (سگال، ۲۰۱۰)، تأثیر جمعی توالی‌های دوره‌ای زمین لرزه‌های K در نمونه $t_{eq} = -kT$ ، با در نظر گرفتن k از مقادیری در محدوده $0.1 \dots K$ بررسی شد. متعاقباً،

می شود که در آن $z \in [0, a]$ برقرار است. این مشخصات تضمین می کند که وضعیت ثابت قسمت پایینی ترک زیرین، واقع در $z = 0$ ، هم چنان که فرآیند انتشار ترک آشکار می شود، حفظ می شود. در این مطالعه، از خصوصیات اصلی ترک که در (بروات و سگال، ۲۰۱۷) توضیح داده شده است، استفاده شد. این مشخصه مستلزم توزیع خطی افت تنش در امتداد ترک است. با این وجود، قابل توجه است که تعداد ضرایب در بسط چیشف برای تطبیق ویژگی های اصطکاکی متمایز قابل تنظیم است و در نتیجه سازگاری مدل را افزایش می دهد.

برای محاسبه سرعت های سطحی الاستیک ناشی از خزش عمیق بین لرزه ای که گستره گسل Λ را در بر می گیرد، این معادلات با توابع گرین برای نیم فضای یکنواخت (G) ادغام می شوند که توسط (بروات، ۲۰۲۰) ارائه شده است:

$$v_{elcreep}(x, t) = \int G(x, \xi) \dot{s}(\xi, t) d\xi \quad (4)$$

این مدل گسل Λ را به بخش های متمایز Z_i و Z_{i+1} گسسته می کند که با شاخص های $i = 1, 2, \dots, N$ مشخص می شوند. این گسسته سازی امکان تقریب گسسته عبارت فوق را فراهم می کند:

$$v_{elcreep}(x, t) \approx G \dot{s} \quad (5)$$

۳-۲-۴ پاسخ ویسکوالاستیک خزش بین لرزه ای متغیر با زمان

در این بخش، تکنیک معرفی شده توسط (بروات، ۲۰۲۰) بررسی می شود که برای محاسبه تحلیلی واکنش ویسکوالاستیک ناشی از نرخ های لغزش متغیر در طول زمان در منطقه کاملاً قفل شده طراحی شده است. پارامتر $\dot{s}(t)$ نشان دهنده توزیع نرخ لغزش در امتداد گسل در ناحیه تعریف شده بین حد پایینی عمق گسیختگی زلزله D و مرز بالایی لایه ویسکوالاستیک H است. با توجه به (سگال، ۲۰۱۰)، پاسخ ویسکوالاستیک مرتبط با خزش $\dot{s}_i(t)$ در

که مدت زمان سپری شده از وقوع رویداد لرزه ای قبلی را نشان می دهد، که مقادیر مثبت را در زمینه گسل های امتداد لغز راستگرد نشان می دهد. زمان آرامش ماکسول که به عنوان t_R نشان داده می شود، مربوط به بستر ویسکوالاستیک از طریق رابطه $t_R = 2\eta/\mu$ مشخص می شود، که در آن η نشان دهنده ویسکوزیته و μ نشان دهنده مدول برشی است. اثر تجمعی توزیع لغزش همالزه ای، که به عنوان $v_{EQcycle}$ تعیین می شود، به عنوان آرایش جابجایی لرزه ای که توسط توزیع δ_i در عمق $Z = Z_1, Z_2, \dots, Z_i, \dots, Z_N$ رخ می دهد، آشکار می شود. این پدیده مشابه مفاهیم ارائه شده توسط (بروات، ۲۰۲۰)، با رابطه زیر تعیین می شود:

$$v_{EQcycle}(x, t) = \sum_{i=1}^N v_i(x, t) \quad (2)$$

۲-۲-۴ مدل سازی ترک برای خزش عمیق بین لرزه ای

خزش بین لرزه ای در زیر عمقی که در آن قفل شدگی رخ می دهد، منجر به اعوجاج الاستیک در سطح سطح می شود. در این بخش، تکنیک معرفی شده توسط (بروات و سگال، ۲۰۱۷) برای مشخص کردن خزش عمیق بین لرزه ای بررسی می شود. این سناریو شامل یک ترک 1 بعدی عمودی با ابعاد a است که در لایه الاستیک قرار دارد و در معرض یک جابجایی رو به بالا با اندازه δ^∞ بر روی بستر ویسکوالاستیک قرار می گیرد. (بروات و سگال، ۲۰۱۷) کاهش تنش در شکاف را با استفاده از چند جمله ای چیشف نوع اول، که با عنوان T_i نشان داده می شود، گسترش داد، همانطور که در رابطه زیر مشخص شد:

$$\Delta T(\xi, t) = \mu \sum_{i=0}^{\infty} c_i T_i(\xi) \quad (3)$$

در معادله (۳)، c_i ضرایب مرتبط با چند جمله ای چیشف را نشان می دهد، در حالی که ξ به عنوان یک متغیر فضایی و $\xi \in [-1, 1]$ است و به صورت $\xi = 1 - 2z/a$ بیان

تعیین مقادیر چندین پارامتر از طریق وارون سازی است. این پارامترها شامل ضخامت الاستیک H ، عمق گسیختگی کامل D ، موقعیت امروزی عمق قفل (که با بالای منطقه خزش مشخص می شود) d ، نرخ حرکت طولانی مدت صفحه v^∞ ، زمان آرامش ویسکوالاستیک t_R ، و حداکثر جابجایی همالرزهای Δu (که با دوره بازگشت زمین لرزه T مرتبط است) می شود. علاوه بر این، یک وارون سازی برای تخمین عمق پایین تر منطقه خزش یعنی H_{creep} انجام می شود تا احتمال خزش ثابت در ناحیه انتقال بین مناطق الاستیک و ویسکوالاستیک را در نظر بگیرد. قابل توجه است که گسل نرخ لغزش ثابت δ^∞ بین اعماق H و H_{creep} را نشان می دهد.

توزیع لغزش زمین لرزه ها را می توان به صورت زیر توصیف کرد: از سطح زمین تا عمق گسیختگی کامل D ، توزیع لغزش لرزه ای مربوط به حداکثر جابجایی همالرزهای، Δu است. برای اطمینان از همسویی کل لغزش در امتداد گسل با حداکثر جابجایی زمین لرزه ای در پایان یک چرخه لرزه ای، توزیع لغزش بین بالای ناحیه خزش یعنی d و عمق پایین منطقه خزش یعنی H_{creep} ، به صورت مکمل توزیع لغزش در انتهای چرخه تعریف می شود. این نشان می دهد که توزیع لغزش که با $T = \Delta u / v_{up}$ مشخص می شود، نه تنها تا زمان کنونی بلکه در کل چرخه یکپارچه شده است. به طور مشابه، سرعت انتشار در ناحیه گسیختگی رو به بالا یعنی v_{up} ، برای مطابقت با لغزش در ناحیه الاستیک با Δu در انتهای چرخه محدود شده است. علاوه بر این، برای منطقه خزننده بسیار مهم است که با پایان چرخه زمین لرزه تا مرز زیرین شیب منطقه زمین لرزه گسترش یابد.

$$v_{up} = \frac{d - D}{T - 237} \quad (9)$$

هدف اصلی این مطالعه توسعه تکنیک های معکوس برای ارزیابی مدل های مختلف تغییر شکل بین لرزه ای است که برخی از آن ها انتشار خزش عمیق بین لرزه ای را در نظر

عمق Z_i به عنوان یک سری بی نهایت از رخدادهای لغزش مکرر در بازه زمانی t' از $-\infty$ تا زمان فعلی t به صورت زیر قابل بیان است:

$$\hat{v}_i(x, t, Z_i) = \frac{1}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{G_n(x, Z_i, H)}{(n-1)!} \int_{-\infty}^t \dot{s}_i(t') e^{-(t-t')/t_R} \left(\frac{t-t'}{t_R}\right)^{n-1} dt' \quad (6)$$

در رابطه (۶)، G_n عملگر فضایی است. تأثیر تجمعی ناشی از توزیع نرخ های لغزش، که با آرایه ای از بخش های لغزش مشخص می شود و به صورت \dot{s}_i در بین اعماق Z_i و Z_{i+1} برای شاخص های $i = 1, 2, \dots, N$ مشخص است، می تواند به صورت زیر تعیین شود:

$$v_{vecreep}(x, t) = \sum_{i=1}^N \hat{v}_i(x, t, Z_i) \quad (7)$$

۴-۲-۴ وارون سازی نرخ لغزش

سرعت های سطحی مشتق شده، که با V_{horz} نشان داده می شوند، از اثرات ترکیبی چرخه لرزه ای ویسکوالاستیک و پاسخ های الاستیک و ویسکوالاستیک مرتبط با خزش بین لرزه ای، که به ترتیب با $V_{elcreep}$ و $V_{vecreep}$ نشان داده می شوند، ناشی می شوند:

$$\begin{aligned} V_{horz} &= f(H, D, t_R, \Delta u, v_{up}, d, v_{up}, H_{creep}, \alpha) \\ &= V_{EQcycle} + V_{elcreep} + V_{vecreep} + \alpha + \varepsilon \\ &\text{with } \varepsilon \sim N(0, \Sigma) \end{aligned} \quad (8)$$

معادله (۸) پارامتر α را معرفی می کند، که تفاوت بین چارچوب های مرجع مدل گسل (معمولاً ضد تقارن در مورد گسل را نشان می دهد) و سرعت های اندازه گیری شده را مشخص می کند. پارامتر آزاد که با α نشان داده می شود، برای محاسبه حرکت بلوک صلب استفاده می شود. ماتریس کوواریانس Σ ، روابط آماری بین متغیرهای موجود در داده ها را در بر می گیرد.

رابطه بین $V_{elcreep}$ و بردار نرخ لغزش \dot{s}_i ، که ناشناخته باقی مانده است، با استفاده از توابع گرین G در یک نیمه فضای الاستیک همگن برقرار می شود. هدف از این مطالعه

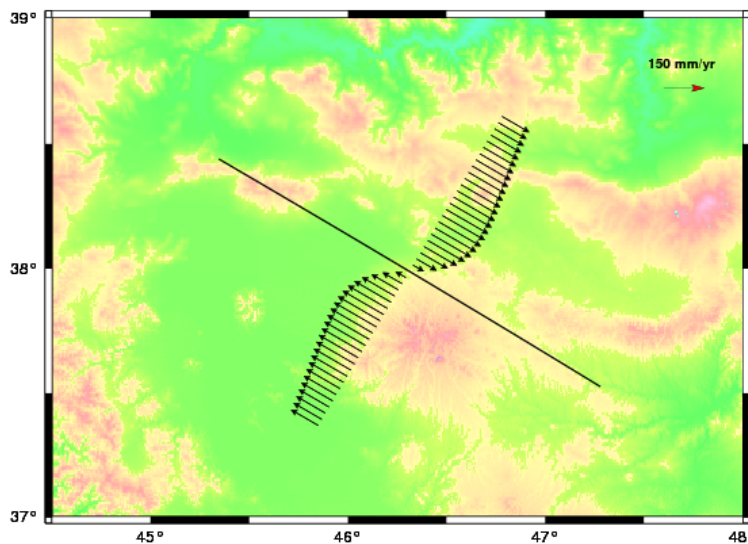
به منظور افزایش صحت و جامعیت نتایج، یک مطالعه قبلی متمرکز بر گسل شمال تبریز برای این بررسی و در نظر گرفتن مقادیر اولیه انتخاب شد. نتایج نرخ لغزش و عمق قفل شدگی این مطالعه منتخب به عنوان داده های ورودی برای مسائل مستقیم و معکوس عمل می کند، بنابراین تجزیه و تحلیل را قادر می سازد با استفاده از مجموعه داده قابل اتکا انجام شود. در نتیجه خروجی تولید شد و یک مقایسه سیستماتیک برای ارزیابی سازگاری و پیامدهای یافته ها انجام شد.

در این تحقیق از پارامترهای هندسی منتسب به گسل شمال تبریز، که در جدول ۱ ترسیم شده است و داده های نرخ لغزش و عمق قفل شدگی به دست آمده از مطالعه قبلی، که در جدول ۲ مستند شده است، استفاده شد. در ابتدا برای حل مسئله مستقیم، روش عنصر مرزی را که توسط (گومبرگ و ایس، ۱۹۹۴) مشخص شده است، پیاده سازی می کنیم. با استفاده از این روش، توزیع سرعت GPS در امتداد پروفیل عمود بر گسل شمال تبریز بازیابی شد. تصویر بصری بردارهای میدان سرعت بازیابی شده، که از طریق استفاده از رویکرد حل مسئله مستقیم ایجاد شده است، در شکل ۴ نشان داده شده است.

می گیرند. برای در نظر گرفتن تغییر شکل ویسکوالاستیک، پارامترهای مربوط به دگرشکلی بین لرزه ای در گسل شمال تبریز، در محاسبات گنجانده شده اند. هنگام بررسی مدل های مربوط به لغزش عمیق بین لرزه ای، وارون سازی همچنین برای تعیین عمق قفل شدگی (d) و استنتاج نرخ انتشار (v_{up}) انجام می شود.

مطالعه حاضر از رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای با بکارگیری ابزار زنجیر مارکوف مونت کارلو (MCMC) و به طور خاص، روش Component Wise Updating (CWU) که گونه ای از الگوریتم های MCMC است، برای وارون سازی ها استفاده می کند. قابل ذکر است، روش CWU هر پارامتر هدف را به جای بررسی جمعی، به صورت جداگانه تجزیه و تحلیل می کند. الگوریتم های MCMC به طور کارآمد راه حل را با حداکثر احتمال تخمین می زنند و ساخت توزیع های پسین را تسهیل می کنند. بسته به وارون سازی های خاص انجام شده، دانش قبلی در مورد سایر پارامترهای مدل گنجانده شده است. کران های مربوط به توزیع پیشین در جدول ۳ خلاصه شده است.

۵ نتایج



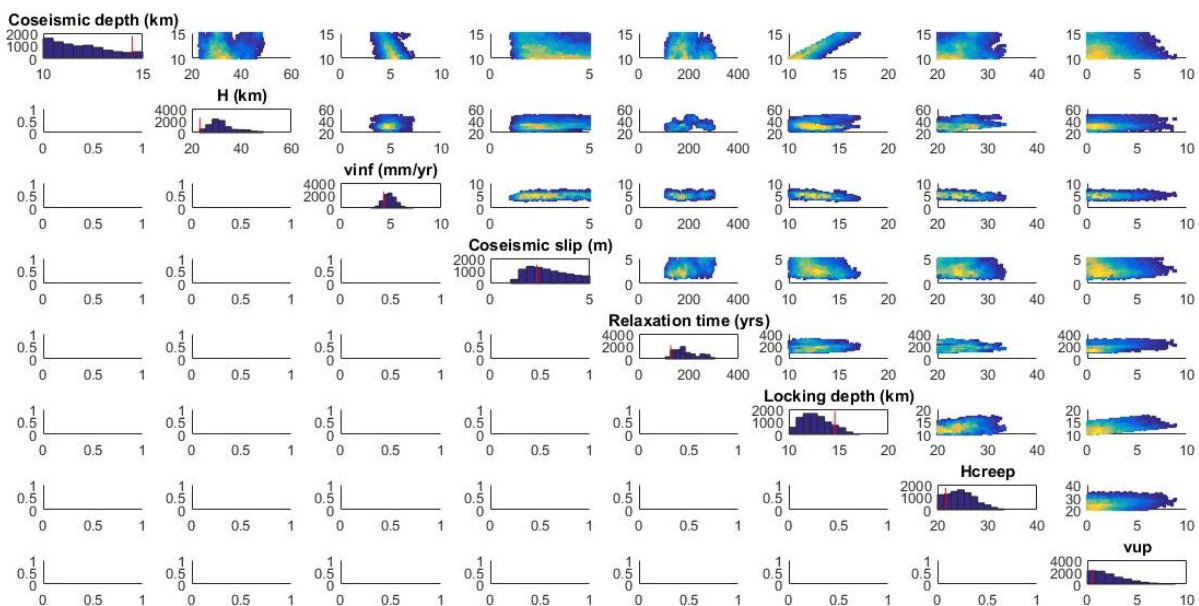
شکل ۴. سرعت های GPS بازسازی شده در امتداد پروفیل عمود بر گسل شمال تبریز.

الاستیک (H)، نرخ لغزش (v^∞)، جابجایی همالرزهای (c)، زمان آرامش لرزه‌ای (t_R)، دوره بازگشت لرزه‌ای (T)، عمق قفل شدگی (d)، عمق خزش یکنواخت (H_{creep}) و سرعت انتشار (v_{up}) در گسل شمال تبریز را در بر می‌گیرد. این نتایج از یک تحلیل جامع بر اساس یک میلیون شبیه‌سازی برای هر یک از مطالعات انتخاب شده به دست آمده است. توزیع‌های پسین به صورت بصری در شکل ۵ نشان داده شده است.

در مرحله بعدی این تحقیق، از بردارهای سرعت GPS به دست آمده از مسئله مستقیم به عنوان ورودی برای فرآیند وارون‌سازی، با استفاده از رویکرد خزش عمیق بین‌لرزه‌ای مبتنی بر فیزیک با استفاده از ابزار زنجیر مارکوف مونت کارلو استفاده شد. نتایج وارون‌سازی و ارزیابی برازش نرخ‌های ژئودزی در بافت گسل تبریز در جدول ۴ ارائه شده است. در این جدول، نتایج وارونگی طیفی از پارامترها از جمله پارامترهای عمق گسیختگی کامل (D)، ضخامت

جدول ۴. نتایج وارون‌سازی و بهترین برازش پارامترهای هدف در رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین‌لرزه‌ای

parameter	D (km)	H (km)	v^∞ (mm/year)	c (m)	t_R (year)	d (km)	H_{creep} (km)	v_{up} (m/year)
Estimated value	14.5	23.2	4.28	2.33	128	14.6	21.6	0.512



شکل ۵. توزیع‌های پسین حاشیه‌ای برای پارامترهای برآورد شده در وارون‌سازی رویکرد انتشار خزش عمیق بین‌لرزه‌ای. بهترین برازش پارامترها با خطوط قرمز نشان داده شده است.

عمق گسیختگی استنباط شده در محدوده ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری قرار می‌گیرد. ارزیابی ضخامت الاستیک بازه‌ای از ۲۲ تا ۳۸ کیلومتر را نشان می‌دهد. جابجایی همالرزهای بین ۲ تا ۵ متر مشاهده می‌شود. فاصله زمانی بازگشت زمین

در تحقیق حاضر، با در نظر گرفتن دامنه عملیاتی بهینه برای هر پارامتر در چارچوب این فرآیند وارون‌سازی فیزیکی، ارائه تفسیری در مورد محدوده مجاز مقادیر برای هر پارامتر امکان پذیر می‌شود. در این روش وارون‌سازی،

مختص هر پارامتر در منطقه تحقیقاتی و مطالعات قبلی تعیین شد. نتایج این تحقیق بینش های قابل توجهی را در مورد روابط متقابل پیچیده بین پارامترهای مختلف زمین شناسی مؤثر بر رفتار گسل به ویژه در زمینه گسل شمال تبریز ارائه می دهد. مقادیر همبستگی مشاهده شده و توزیع های احتمال نشان دهنده الگوهای واضحی است که می توان برای افزایش درک ما از فعالیت لرزه ای و مکانیک گسل استفاده کرد.

عمق گسیختگی استنباط شده مهم است زیرا با محدوده عمقی که معمولاً با رویدادهای لرزه ای فعال در مناطق فرورانش و سیستم های گسل قاره ای مرتبط است، همسو می شود. این عمق همچنین با میانگین مکان فعالیت ریز لرزه ای منطبق است که اهمیت محدوده شناسایی شده را نشان می دهد. همسویی این عمق گسیختگی با داده های لرزه ای موجود این تصور را تقویت می کند که روش وارونگی فیزیکی بکار گرفته شده بینش قابل اعتمادی را در مورد ویژگی های لرزه ای منطقه مورد بررسی ارائه می دهد. در ناحیه شمال غربی پوستانه ایران و همچنین در پهنه گسلی شمال تبریز ساختار زمین شناسی جوانی مشاهده می شود. مناطق جوان دارای ضخامت کشسانی بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر هستند، در حالی که مناطق با ساختار قدیمی تر ضخامت کشسانی بین ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر را نشان می دهند. قابل توجه است که مقادیر ضخامت الاستیک به دست آمده از این مطالعه، همانطور که در جدول ۴ نشان داده شده است، دقیقاً با این مفاهیم تثبیت شده مطابقت دارد. شکل ۳ اصول بنیادی مبتنی بر روش بکار گرفته شده در این تحقیق را نشان می دهد. مشاهده می شود که عمق قفل شدگی باید از عمق گسیختگی کامل بیشتر باشد، عمق خزش یکنواخت باید از عمق قفل شدگی بیشتر شود و ضخامت الاستیک باید از عمق خزش یکنواخت فراتر رود. این شرایط در طول تکرارهای زنجیر مارکوف مونت کارلو برای اطمینان از پذیرش پارامترها در نظر گرفته شده است. خروجی های به

لرزه ای بین ۴۵۰ تا ۷۵۰ سال است. نرخ لغزش بین ۳ و ۶ میلی متر بر سال محدود می شود، در حالی که عمق قفل شدگی غالب در محدوده ۱۲ تا ۱۵ کیلومتر، همزمان با منطقه کانونی فعالیت میکرو لرزه ای غالب شناسایی می شود. در نهایت، نرخ های مربوط به پیشرفت و گسترش تدریجی خزش (سرعت انتشار) طیفی از ۰ تا ۸/۵ متر بر سال را در بر می گیرد. دوره مشخص شده با زمان آرامش لرزه ای تغییراتی را از ۱۴۰ تا ۲۵۰ سال نشان می دهد.

۶ بحث

ارزیابی خطر زمین لرزه اساساً با اندازه منطقه گسیختگی و نزدیکی آن به مراکز جمعیتی در خشکی تعیین می شود. با توجه به اینکه گشتاور لرزه ای متناسب با مساحت گسیختگی است، اندازه ناحیه گسیختگی ارتباط مستقیمی با بزرگی زمین لرزه دارد. در زمینه های ناحیه فرورانش، فاصله از مراکز جمعیتی تحت تأثیر حداکثر عمق رویداد لرزه ای قرار می گیرد. گسیختگی های عمیق تر به دلیل تمایل سطح مشترک گسل، لغزش بیشتری را در سطح ایجاد می کنند. وارون سازی نرخ های تغییر شکل ژئودتیکی بین لرزه ای امکان تخمین بخش قفل شده را با حد پایین شیب فراهم می کند که به عنوان عمق قفل شدگی تعیین می شود. در زیر این آستانه، گسل رفتار لرزه ای دارد و ممکن است کرنش الاستیک جمع نشود. در نتیجه از عمق قفل شدگی به عنوان شاخص حداکثر عمق گسیختگی بالقوه استفاده می شود، اگرچه توجه به این نکته مهم است که فقط به عنوان حد پایین تر برای حداکثر منطقه گسیختگی عمل می کند. رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای برای انتشار ترک به عنوان یک مکانیسم مؤثر برای شناسایی و توصیف رفتارهای غیر ثابت بالقوه در تغییر شکل سطح عمل می کند. رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای نیاز به استفاده از توزیع قبلی برای استنتاج پارامترها دارد. در این مطالعه این محدودیت های قبلی بر اساس ویژگی های ژئوفیزیکی

دست آمده، همانطور که در جدول ۴ نشان داده شده است، مطابقت کامل با این اصول اساسی را نشان می دهد.

نرخ لغزش به دست آمده از این تحقیق، در جدول ۴ با میانگین $4/28$ میلی متر بر سال برای گسل شمال تبریز نشان داده شده است. این نرخ لغزش کاملاً با نرخ لغزش حاصل از روش‌های لرزه‌شناسی دیرینه (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) که مشاهدات مستقیم و واقعی را ارائه می کنند، همسو می شود. علاوه بر این، نرخ لغزش حاصل کاملاً با نتایج نرخ لغزش به دست آمده از روش المان مرزی با استفاده از شرایط مرزی تنش و کرنش (سلمانیان و همکاران، ۲۰۲۴ - آ) همخوانی دارد. در تحقیق حاضر جابجایی همالرزهای برای گسل شمال تبریز $2/33$ متر برآورد شده است که با توجه به میزان نرخ لغزش منطقه‌ای و مدت زمان دوره بازگشت لرزه‌ای مناسب است. این نرخ لغزش منعکس کننده ایجاد تنش طولانی مدت در امتداد خط گسل است که برای درک چرخه لرزه‌ای و پیش بینی رویدادهای لرزه‌ای آینده بسیار مهم است. به طور خاص، نرخ لغزش در انتهای بالاتر این محدوده می تواند منجر به فعالیت لرزه‌ای مکرر یا شدیدتر شود و تحقیقات بیشتر در مورد دینامیک تجمع و انتشار تنش در این منطقه را تضمین کند.

جابجایی همالرزهای شامل اجزای دینامیکی و استاتیکی است که به طور همزمان در طول گسیختگی گسل رخ می دهد و تحت تأثیر فاز یکسان هر زمین لرزه خاص قرار می گیرد. جابجایی‌هایی در این مقیاس در سیستم‌های گسلی اصلی در سراسر جهان ثبت شده‌اند، که نشان می دهد مقادیر استنتاج شده در این مطالعه ممکن است با سناریوهای زمین لرزه قابل توجه مطابقت داشته باشد. این یافته‌ها بر ارتباط پایش و کاهش خطرات مرتبط با چنین فعالیت‌های لرزه‌ای، به ویژه در مناطق پرجمعیت مستعد زلزله تأکید می کنند. عمق قفل شدگی تخمینی در این مطالعه کمتر از مقادیر گزارش شده در مطالعات قبلی و به طور متوسط $14/6$

کیلومتر است. گسل قفل شده به گسلی اطلاق می شود که به دلیل مقاومت اصطکاکی بیش از تنش برشی وارد بر آن، بدون حرکت باقی می ماند. این مقدار به شرایط مقرر در شکل ۳ پایبند است، زیرا کوچک‌تر از ضخامت الاستیک و در عین حال بیشتر از عمق گسیختگی کامل است. قابل ذکر است، در رویکرد خزش عمیق بین لرزه‌ای، عمق قفل شدگی به عنوان یک پارامتر ثابت در نظر گرفته نمی شود، بلکه اجازه می دهد مقادیری را بین عمق گسیختگی کامل و ضخامت الاستیک در نظر بگیرد. مقدار خروجی حاصل از مطالعه، مدلی را با بالاترین احتمال نشان می دهد و در نتیجه بهترین تناسب را برای عمق قفل شدگی به دست می دهد. همزمانی این عمق قفل شدگی با ناحیه کانونی ریز لرزه خیزی قابل توجه نشان می دهد که این ناحیه برای درک مکانیک لغزش گسل و شروع رویدادهای لرزه‌ای بزرگتر بسیار مهم است.

پارامتر دیگر مورد بررسی در این مطالعه زمان سکون لرزه‌ای است. برای گسل شمال تبریز زمان سکون لرزه‌ای به طور متوسط ۱۲۸ سال تخمین زده شد که نشان دهنده دوره آرامش پس از زمین لرزه است. با در نظر گرفتن مدت دوره بازگشت لرزه‌ای، می توان تخمینی از زمان آرامش لرزه‌ای انجام داد. بر اساس مطالعه انجام شده توسط (بروات، ۲۰۲۰) بهترین تناسب زمانی رخ می دهد که دوره عود لرزه‌ای تقریباً $3/3$ برابر مدت زمان سکون لرزه‌ای باشد. در نتیجه، دوره بازگشت لرزه‌ای تخمینی حدود $422/4$ سال محاسبه شده است که با مقادیر میانگین جهانی و میانگین‌های قبلی برای گسل شمال تبریز مطابقت دارد. این محدوده نشان دهنده تنش انباشته قابل توجهی قبل از وقوع یک لغزش قابل توجه است. همچنین اهمیت فاکتورگیری در زمان‌های سکون را هنگام ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه‌ای برجسته می کند.

پارامتر دیگری که در این مدل‌سازی مورد ارزیابی قرار می گیرد، سرعت انتشار است. در چارچوب رویکرد خزشی

به نظر می‌رسد. در مقابل، مدل بررسی شده در این مطالعه شامل یک منطقه انتقال واقعی تر در زیر عمق گسیختگی D است. این عمل برای در نظر گرفتن یک منطقه انتقالی است که در آن اجازه داده می‌شود تا جابجایی همالرزهای مخروطی و خزش بین لرزه‌ای با هم انتشار یابند.

فاز اولیه این مطالعه شامل انجام یک مسئله مستقیم با استفاده از روش المان مرزی برای بازسازی دقیق سرعت‌های GPS در امتداد یک نمایه عمود بر گسل بود. پس از آن، میدان سرعت به دست آمده در فرآیند وارون‌سازی مورد استفاده قرار گرفت. این مدل انتشار فضایی منطقه خزانده را در سراسر چرخه لرزه‌ای امکان پذیر می‌کند و بینش‌های ارزشمندی را در مورد منطقه انتقالی بین منطقه قفل شده و قسمت بالایی محیط ویسکوالاستیک ارائه می‌دهد. در مرحله بعدی وارون‌سازی، داده‌های میدان سرعت GPS به دست آمده از مرحله قبل، در امتداد پروفیل عمود بر گسل، به عنوان ورودی استفاده می‌شود و سپس وارون‌سازی انجام می‌گیرد. با استفاده از روش CWU و انجام یک میلیون شبیه‌سازی، تغییرات کمی در خروجی مشاهده می‌شود. علاوه بر این، همگرایی به سمت یک مقدار خاص برای هر هشت پارامتر هدف مشاهده می‌شود.

در این تحقیق راه‌حل‌های بهینه به دست آمده سرعت انتشار را به طور قابل توجهی کم و کمتر از ۱ متر در سال برآورد می‌کنند، همانطور که در شکل توزیع پسین نشان داده شده است (شکل ۵). در واقع، این راه‌حل‌ها حداقل انتشار خزش را نشان می‌دهند. با گنجاندن این یافته‌ها در فرآیند وارون‌سازی، نرخ لغزش حاصل در صفحه گسل با نرخ لغزش واقعی همسو می‌شود. در این تحقیق، رویکردی مبتنی بر اصول فیزیکی برای تعیین همزمان مقادیر هشت پارامتر عمق گسیختگی کامل (D)، ضخامت الاستیک (H)، نرخ لغزش (v^0)، جابجایی همالرزهای (c)، زمان آرامش لرزه‌ای (t_R)، دوره بازگشت لرزه‌ای (T)، عمق قفل شدگی (d)، عمق خزش یکنواخت (H_{creep}) و

عمیق بین لرزه‌ای، میانگین سرعت انتشار برای گسل شمال تبریز ۰/۵۱۲ متر در سال تعیین شده است (به جدول ۴ مراجعه کنید). گسل سن آندریاس به عنوان یک آزمایشگاه طبیعی دارای سرعت انتشار کمتر از ۱ متر تعیین شده است. با توجه به اینکه گسل شمال تبریز دارای ویژگی‌های مشابهی با گسل سان آندریاس (گسل راست گرد و امتداد لغز) است، انتظار می‌رود به دلیل نرخ لغزش کمتر نسبت به گسل سن آندریاس، سرعت انتشار کمتری از خود نشان دهد. سرعت انتشار محاسبه شده برای گسل سان آندریاس تقریباً ۰/۸ متر بر سال است که از منطقی بودن سرعت انتشار محاسبه شده برای گسل شمال تبریز پشتیبانی می‌کند. محدوده سرعت انتشار خزش، تغییرپذیری در رفتار گسل را نشان می‌دهد و می‌تواند تعامل پیچیده بین حرکت خزانده ثابت و رویدادهای لرزه‌ای ناگهانی را روشن کند. وجود خزش نشان دهنده سطح معینی از جابجایی لرزه‌ای است که می‌تواند تنش را بدون ایجاد زلزله کاهش دهد. با این حال، حد بالایی این محدوده سؤالاتی را در مورد پتانسیل بازگشت‌های الاستیک بزرگی که ممکن است در صورت تغییر رفتار خزشی به فعالیت لرزه‌ای مکرر رخ دهد، ایجاد می‌کند.

۷ نتیجه گیری

هدف از این مطالعه بررسی مدل‌هایی است که دارای جریان ویسکوالاستیک و خزش عمیق بین لرزه‌ای به منظور درک نرخ تغییر شکل مشاهده شده در گسل شمال تبریز هستند. روش مورد استفاده در این تحقیق بر اساس کار (بروات و سگال، ۲۰۱۷) و (بروات، ۲۰۲۰) برای توصیف دقیق جفت بین نیم‌فضای ویسکوالاستیک و خزش بین لرزه‌ای وابسته به زمان است. مدل‌های قبلی یک جابجایی ثابت لرزه‌ای در سراسر عمق را در نظر گرفته‌اند، به این معنی که گسیختگی زمین لرزه با رسیدن به عمق گسیختگی D ، ناگهان متوقف می‌شود. با این حال، چنین توقف ناگهانی فعالیت زلزله بعید

- North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city: Geol. Surv. Iran Rep, v. 39, p. 397-418.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: Bulletin of the Seismological society of America, v. 89, no. 1, p. 120-139.
- Bruhat, L., 2020, A physics-based approach of deep interseismic creep for viscoelastic strike-slip earthquake cycle models: Geophysical Journal International, v. 220, no. 1, p. 79-۹۵
- Bruhat, L., and Segall, P., 2017, Deformation rates in northern Cascadia consistent with slow updip propagation of deep interseismic creep: Geophysical Journal International, v. 211, no. 1, p. 427-449.
- Bürgmann, R., 2018, The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip: Earth and Planetary Science Letters, v. 495, p. 112-134.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., and Tavakoli, F., 2011, NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network: Earth and Planetary Science Letters, v. 307, no. 1-2, p. 27-34.
- Fialko, Y., 2006, Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system: Nature, v. 441, no. 7096, p. 968-971.
- Flück, P., Hyndman, R., and Wang, K., 1997, Three-dimensional dislocation model for great earthquakes of the Cascadia subduction zone: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 102, no. B9, p. 20539-20550.
- Garthwaite, M. C., Wang, H., and Wright, T. J., 2013, Broad-scale interseismic deformation and fault slip rates in the central Tibetan Plateau observed using InSAR: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 118, no. 9, p. 5071-5083.
- Gomberg, J., and Ellis, M., 1994, Topography and tectonics of the central New Madrid seismic zone: Results of numerical experiments using a three-dimensional boundary element program: Journal of سرعت انتشار (v_{up}) در گسل شمال تبریز ارائه شده است. این مطالعه پیشگام اولین موردی است که این پارامترها به طور مشترک و به طور همزمان برای پهنه گسل شمالی تبریز استنتاج می‌شوند که نشان دهنده تناسب بهینه برای یکپارچگی جمعی در یک فرآیند وارون‌سازی است. در این مطالعه مقادیر پارامترهای عمق قفل شدگی (d) و نرخ لغزش (v^∞) از مطالعات قبلی قابل استخراج است و یک تلاش تحقیقاتی گسترده برای تعیین مقادیر اولیه شش پارامتر دیگر انجام شد. گنجاندن یک میلیون (۱,۰۰۰,۰۰۰) شبیه‌سازی برای اطمینان از همگرایی قوی، حیاتی است، در نتیجه درجه بالایی از قابلیت اطمینان به نتایج این تلاش تحقیقاتی ارائه می‌شود.
- منابع**
- Aghajany, S. H., Voosoghi, B., and Yazdian, A., 2017, Estimation of north Tabriz fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field: Geomatics, Natural Hazards and Risk, v. 8, no. 2, p. 918-932.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 2005, A history of Persian earthquakes, Cambridge university press.
- Aslan, G., Lasserre, C., Cakir, Z., Ergintav, S., Özarpaci, S., Dogan, U., Bilham, R., and Renard, F., 2019, Shallow creep along the 1999 Izmit Earthquake rupture (Turkey) from GPS and high temporal resolution interferometric synthetic aperture radar data (2011–2017): Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 124, no. 2, p. 2218-2236.
- Berberian, M., 1994, Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, International Institute of Earthquake Engineers and Seismology.
- Berberian, M., 1997, Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes: Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus, v. 28, p. 233-311.
- Berberian, M., and Arshadi, S., 1976, On the evidence of the youngest activity of the

- Plateau: *Tectonics*, v. 34, no. 10, p. 2190-2220.
- Khorrani, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S. A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., and Tavakoli, P., 2019, An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities: *Geophysical Journal International*, v. 217, no. 2, p. 832-843.
- Nijholt, N., Simons, W., Efendi, J., Sarsito, D., and Riva, R., 2021, A transient in surface motions dominated by deep afterslip subsequent to a shallow supershear earthquake: The 2018 Mw7.5 Palu Case: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 22, no. 4, p. e2020GC009491.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bulletin of the seismological society of America*, v. 75, no. 4, p. 1135-1154.
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2013, Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran): *Geophysical Journal International*, v. 193, no. 3, p. 1083-1094.
- Salmanian, M., Rastbood, A., and Mashhadi Hossainali, M., 2024a, Estimating the slip rate in the North Tabriz Fault using focal mechanism data and GPS velocity field: *Journal of Geodetic Science*.
- Salmanian, M., Rastbood, A., and Mashhadi Hossainali, M., 2024b, Stress Field Inversion Analysis of Earthquake Focal Mechanisms in Northwestern Iran: Implications for Tectonic Regimes: *Journal of the Earth and Space Physics*, v. 49, no. 4.
- Savage, J., and Burford, R., 1970, Accumulation of tectonic strain in California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 60, no. 6, p. 1877-1896.
- Savage, J., and Prescott, W., 1978, Asthenosphere readjustment and the Geophysical Research: *Solid Earth*, v. 99, no. B10, p. 20299-20310.
- Haji-Aghajany, S., Voosoghi, B., and 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*, v. 64, no. 11, p. 2199-2208.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Fegghi, K., and Solaymani, S., 2003, Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results: *Annals of Geophysics*.
- Hussain, E., Wright, T. J., Walters, R. J., Bekaert, D. P., Lloyd, R., and Hooper, A., 2018, Constant strain accumulation rate between major earthquakes on the North Anatolian Fault: *Nature communications*, v. 9, no. 1, p. 1392.
- Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, no. B9, p. 12471-12479.
- Jiang, J., and Lapusta, N., 2016, Deeper penetration of large earthquakes on seismically quiescent faults: *Science*, v. 352, no. 6291, p. 1293-1297.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., and Davtian, V., 2004, Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran: *Tectonophysics*, v. 380, no. 3-4, p. 189-219.
- Karimzadeh, S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Schmalzle, G., Miyajima, M., Amiraslanzadeh, R., and Djamour, Y., 2013, Interseismic strain accumulation across the North Tabriz Fault (NW Iran) deduced from InSAR time series: *Journal of Geodynamics*, v. 66, p. 53-58.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M., 2015, Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian

earthquake cycle: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 83, no. B7, p. 3369-3376.

Segall, P., 2010, *Earthquake and volcano deformation*, Princeton University Press.

Segall, P., and Bradley, A. M., 2012, Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations: *Geophysical Research Letters*, v. 39, no. 18.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., and Bayer, R., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, v. 157, no. 1, p. 381-398.

Investigating the dynamic behavior of the north Tabriz fault in the interseismic period using physical models of the earthquake cycle in a viscoelastic half-space

Milad Salmanian¹, Asghar Rastbood^{2*} and Masoud Mashhadi Hossainali³

¹ M.Sc., Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Department of Geomatics Engineering, Faculty of Civil Engineering, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

(Received: 18 August 2024, Accepted: 01 October 2024)

Summary

Significant progress has been made in understanding the mechanisms and locations involved in the accumulation of interseismic strain along faults, which facilitates the identification of fault segments with higher earthquake propensity. Nevertheless, the mechanical response during the transition from deep fault locking to creep behavior remains obscure. Accurate estimation of the slip fraction in such transition zones is a particularly complex challenge. A common assumption in geodetic inversions for surface deformation rates involves treating the depth distribution of interseismic slip rates along the fault as constant over time. The primary model used to calculate fault shape changes is the inverse tangent model introduced in 1973, with subsequent developments leading to the development of models such as the Okada model. The primary limitation of these models comes from the assumption of their constant locking depth, which leads to singularity problems during the solution of the stress theorem and leaves certain equations unanswered. In this study, the assumption of constant locking depth is rejected and the singularity problem is solved by considering variable locking depth. The method used in this research is focused on creep propagation in a perfectly elastic medium. This requires accounting for long-term deformation caused by viscoelastic flow in the upper mantle and lower crust. While fully elastic models typically produce locking depths greater than seismic depths, the inclusion of viscoelastic effects improves the fit to interseismic deformation rates, particularly showing lower locking depths. In this research, the GPS velocity field is recovered using the forward problem and boundary element method and subsequently from a physics-based inversion approach (deep interseismic creep) to infer the values of the parameters full rupture depth (D) and elastic thickness (H), slip rate (v^∞), coseismic displacement (c), relaxation time (t_R), recurrence time (T), locking depth (d), uniform creep depth (H_{creep}), and propagation velocity (v_{up}) in the North Tabriz Fault is used. By overcoming the inherent limitations of traditional models, this study provides valuable insights into the complexities of fault dynamics and interseismic slip behavior. The proposed approach not only enhances the accuracy of slip models but also improves the understanding of fault mechanics in transition zones. The findings suggest that variable locking depths may contribute significantly to the characterization of fault behavior, offering a refined perspective on the seismic risk assessment of fault systems. This work thereby underscores the necessity of integrating viscoelastic considerations in future geophysical models to better predict fault response under varying stress regimes.

Keywords: Interseismic creep, boundary element method, markov chain monte carlo, GPS velocity field, earthquake cycle, North Tabriz Fault (NTF)

*Corresponding author:

arastbood@tabrizu.ac.ir