

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*}، مسعود مشهدی حسینعلی^۳

^{۱،۳} دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

^۲ گروه مهندسی نقشه برداری، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۹، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰)

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 ژئودتیک 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 تکنیکی در خلال حل قضیه تنش می‌شود و معادلات خاصی را بی‌پاسخ می‌کند. در این مطالعه، فرض عمق قفل شدگی ثابت رد می‌شود و مشکل تکنیکی 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 بازبایی می‌شود و متعاقباً از یک رویکرد وارون‌سازی مبتنی بر فیزیک (خزش عمیق بین لرزه‌ای) برای استنباط مقادیر پارامترهای عمق گسیختگی کامل، ضخامت الاستیک، نرخ لغزش، جابجایی هم‌لرزه‌ای، زمان آرامش لرزه‌ای، دوره بازگشت لرزه‌ای، عمق قفل شدگی، عمق خزش یکنواخت و سرعت انتشار در گسل شمال تبریز استفاده می‌شود.

کلمه‌های کلیدی: خزش بین لرزه‌ای، 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 بین‌لرزه‌ای 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 متراکم 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 تأیید 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 نوین پس‌زمینه مرتبط با الگوهای تغییر شکل بین‌لرزه‌ای، 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 می‌کرد 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، صرف‌نظر از این که 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.

گنجاندن شبیه‌سازی‌های چرخه زمین لرزه کاملاً دینامیک، تکامل قابل‌توجهی از گذار قفل‌شدگی 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 قفل‌شدگی 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 شده بین زمین لرزه‌های بزرگ تأیید کرده‌اند (سگال و بردلی، ۲۰۱۲). در مطالعه اخیر، (بروات و سگال، ۲۰۱۷) یک رویکرد جدید را برای توصیف نرخ لغزش بین لرزه‌ای معرفی کردند، که امکان انتشار رو به بالای لغزش در منطقه قفل شده را فراهم می‌کند. این مدل ساده شده لغزش عمیق بین لرزه‌ای را به عنوان یک گسل بارگذاری شده نشان

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. داده های 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 InSAR⁴ 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 میلی متر بر سال و عمق قفل شدگی ۱۸ کیلومتر متغیر بود که تخمین های نرخ لغزش متفاوتی را برای این بخش خاص از گسل ارائه می دهد. از طریق این رویکردهای متنوع، محققان بینش های ارزشمندی را در مورد تخمین های نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز ارائه کرده اند که هر کدام از تکنیک های مشاهده و روش های مدل سازی متفاوتی

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 ETS² (لرزش و لغزش اپیزودیک) 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 (NTF³) ارائه می کند.

نزدیکی کلاشهر تبریز به گسل شمال تبریز بر اهمیت حیاتی بررسی اندرکنش مکانیکی این گسل برای ارزیابی خطر لرزه ای در شهر تأکید دارد. (ریزه و همکاران، ۲۰۱۳) مطالعه ای 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

⁴ Interferometric synthetic aperture radar

² Episodic tremor and slip

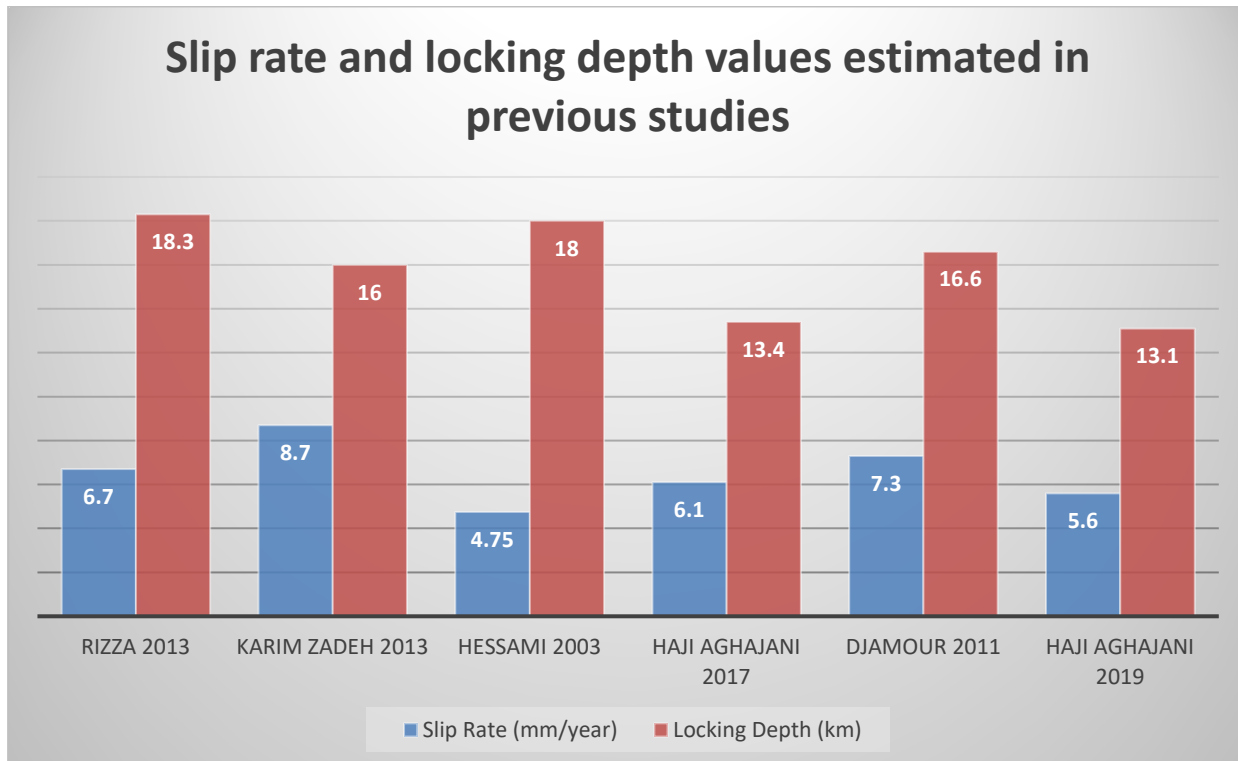
³ North Tabriz Fault

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.

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 اینترفوگرام انجام شد. با استفاده از روش اول (نسبت فاز به ارتفاع)، میزان لغزش ۷/۶ میلی متر بر سال با عمق قفل 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



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

۲- منطقه مورد مطالعه

جنوبی مرنده 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 کواترنر 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 گسلش 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 گسلش اندرسون، مشخص شده است که گسل شمال تبریز ویژگی های یک گسل امتداد لغز راستگرد را نشان می دهد (سلمانیان و همکاران، ۲۰۲۴-ب).

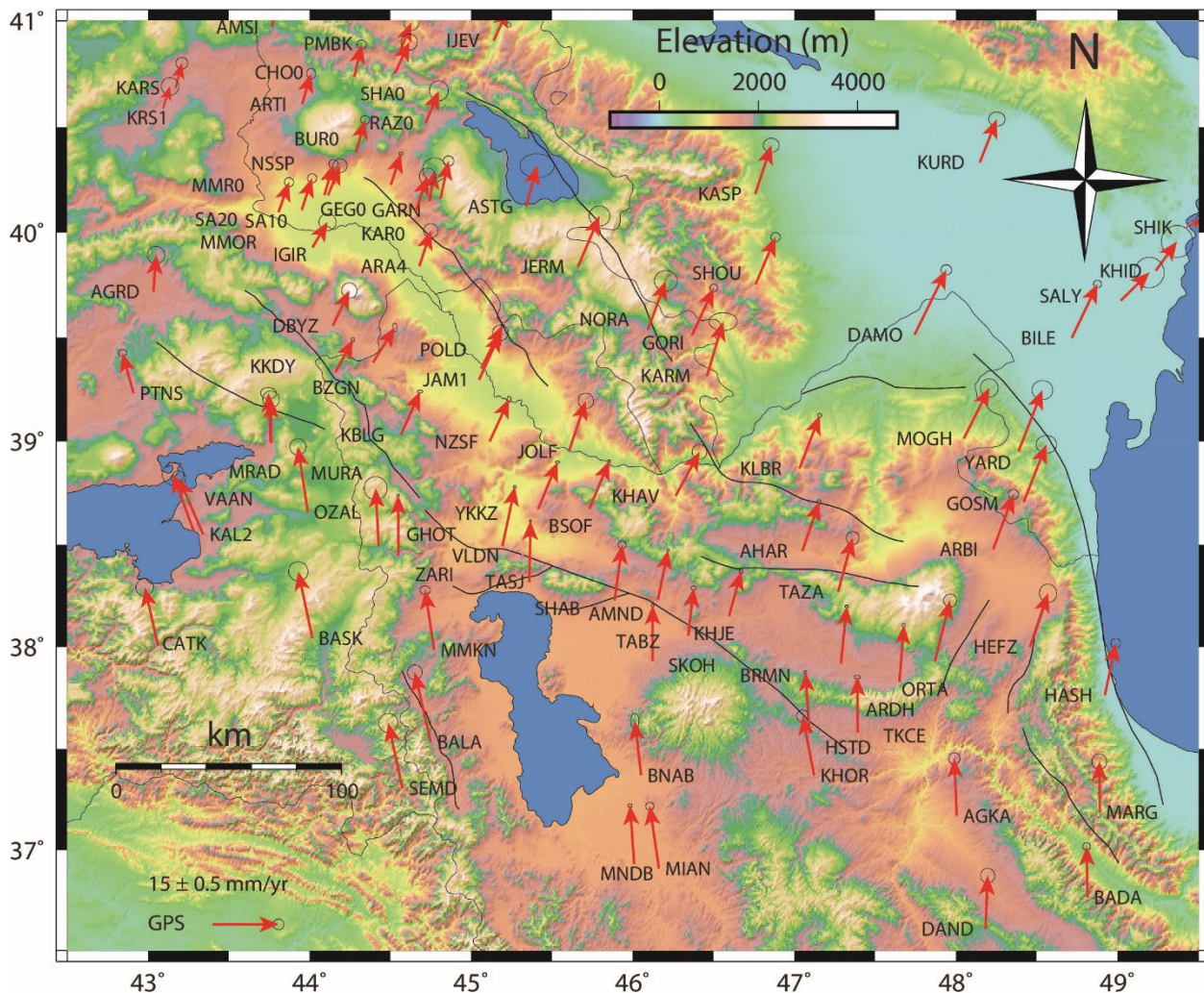
ایران در منطقه برخورد مورب بین صفحات تکتونیکی عربستان و اوراسیا قرار دارد و تغییر شکل درون قاره ای را تجربه می کند. پیکربندی زمین شناسی ایران عمدتاً توسط این برخورد شکل می گیرد، جایی که نرخ همگرایی بین صفحات تقریباً 22 ± 2 میلی متر بر سال است. منطقه شمال غرب ایران به طور فعال در این همگرایی مشارکت دارد 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 آناتولی شمالی، گسل شرقی آناتولی و رشته کوه های قفقاز را در بر می گیرد، در محل همگرایی صفحه عربستان، فلات آناتولی 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 آناتولی 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

شهر تبریز امتداد دارد و نشانه‌های واضحی از حرکت آبراهه را نشان می‌دهد که حاکی از وقوع حرکت امتدادلغز 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.

(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 خطر لرزه‌ای برخوردار است. قسمت غربی از شهر صوفیان تا



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 زمین‌ساختی 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 بیتس، ۱۹۹۹؛ بربریان، ۱۹۹۴؛ امیراسیز و ملویل، ۲۰۰۵) به دست آمده‌اند.

۳- داده

استفاده می کنیم که شامل کل صفحه گسل شمال تبریز به عنوان یک شبکه ۱×۱ 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 مطالعه، از رویکرد مسئله مستقیم با استفاده از روش المان مرزی سه بعدی برای بازسازی میدان جابجایی و داده های 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 می گیریم. برای بازیابی میدان سرعت، از عملیات مسئله مستقیم

جدول ۱. مشخصات گسل شمال تبریز در سناریوی ساده ترین 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 می دهد.

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

تحقیقات قبلی تعیین شد. بر اساس بینش های (بروات، ۲۰۲۰)، تناسب بهینه زمانی حاصل می شود که زمان آرامش لرزه ای (t_R) معادل $1/3.3$ در طول دوره بازگشت زمین لرزه ای $(t_R = T/3.3)$ باشد. در نتیجه زمان سکون لرزه ای تقریباً $۱۳۶/۳۶۳۶$ 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 لرزه ای $(C = v^\infty \times T)$.

در این تحقیق، در نظر گرفتن مقادیر اولیه ۸ پارامتر تحت وارون سازی ضروری است. پارامترهای نرخ لغزش و عمق قفل شدگی در مطالعات قبلی مورد بررسی قرار گرفته اند، در حالی که برای پارامترهای باقی مانده، 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 میانگین گیری از یافته های جدول ۲. مقادیر اولیه ضروری برای فرآیند زنجیره مونت کارلو مارکوف

Parameter	$D (km)$	$H (km)$	$v^\infty (mm/year)$	$c(m)$	$t_R (year)$	$d(km)$	$H_{creep}(km)$	$\alpha (mm/year)$
Initial value	14.981 8	28.892 6	6.1	2.74 5	136.363 6	13. 4	27.210 9	29.0365

جدول ۳ خلاصه ای مختصر از یافته های قبلی را ارائه می دهد و مرزهای قبلی را برای ۸ پارامتر ذکر شده ارائه می کند. جدول ۳. مرزهای پیشینی برای وارون سازی های مونت کارلو

Parameter	Symbol	Minimum	Maximum
-----------	--------	---------	---------

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

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.

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.

۴- روش شناسی

Okada و روش عنصر مرزی سه بعدی است. هدف اصلی این رویکرد بازیابی سرعت‌های GPS در امتداد یک نمایه عمود بر گسل است. متعاقباً، مرحله دوم این مطالعه شامل فرآیند

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

برای تعیین مقادیر هشت پارامتر تغییر شکل بین لرزه ای در محدوده گسل شمال تبریز استفاده می شود.

داده های سرعت GPS، اعمال اصلاحات سه بعدی، اصلاحات کرویت زمین، ترکیب اصلاحات مرتبط با اوراسیا مینا 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. 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.

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.

وارون سازی است که از رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین لرزه ای و ابزار زنجیره مارکوف مونت کارلو استفاده می کند. سرعت های GPS حاصل از مسئله مستقیم در مسئله معکوس

۴-۱- 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. 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 کشسان 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

۴-۲- رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین لرزه ای

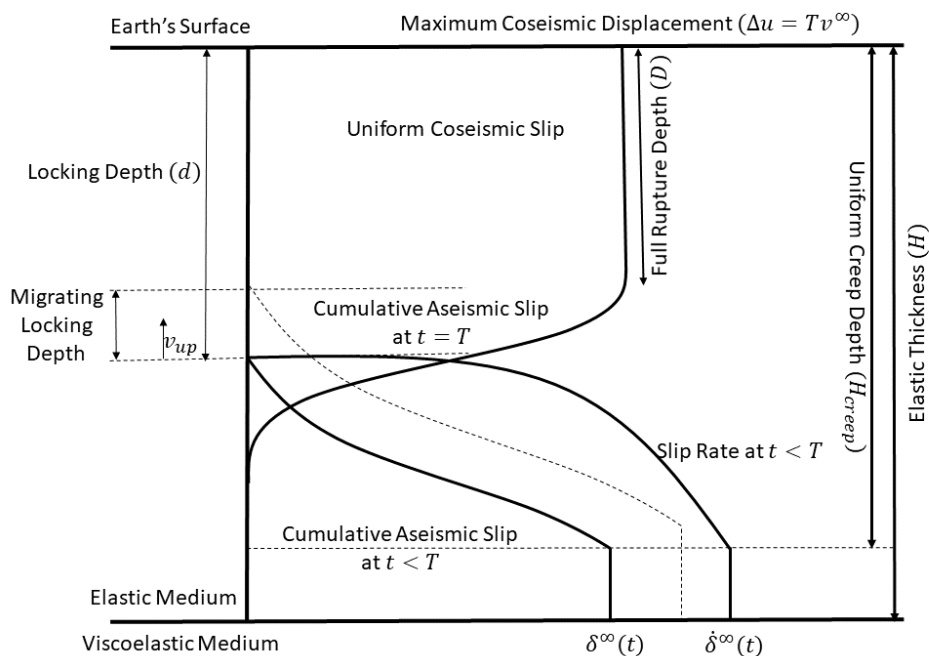
در طول مرحله بعدی این مطالعه، رویکردی که توسط (بروات، ۲۰۲۰) برای ارزیابی نرخ های تغییر شکل بین لرزه ای از طریق یک مدل چرخه زمین لرزه ویسکوالاستیک ارائه شد، به کار گرفته شد. این روش شامل در نظر گرفتن فرآیندهایی مانند

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 آزمون بدون تغییر امتداد می یابد و هر T سال یک بار فعالیت لرزه ای دوره ای را تجربه می کند که منجر به شکستگی یک قطعه می شود. برای اطمینان از سازگاری با حرکت مشاهده شده در مناطق دوردست، بیشترین جابجایی همالرزهای به عنوان $\Delta u = T v^{\infty}$ تعریف می شود، 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 می شود، جابجایی طولانی مدت گسل v^{∞} در امتداد صفحه رخ می دهد. به صورت دوره ای، هر T سال، رویدادهای لرزه ای

قسمت بالایی پوسته کشسان را می شکنند. حداکثر لغزش در هنگام زلزله توسط $T v^{\infty}$ تعیین می شود. الگوی گسیختگی زمین لرزه در ابتدا از سطح تا عمق D یکنواخت است و پس از آن به شکل مخروطی تبدیل می شود. در طول دوره بین لرزه ای، بخش عمیق تر گسل خزش می کند که منجر به افزایش عمق قفل شدگی d ، با نرخ v_{up} می شود. لغزش بین لرزه ای به تدریج از 0 در عمق d به $\delta^{\infty}(t)$ در عمق H_{creep} تکامل می یابد. به طور مشابه، سرعت خزش از 0 به $\delta^{\infty}(t)$ در عمق H_{creep} تغییر می کند. بین عمق H_{creep} و ضخامت الاستیک H ، هر دو پارامتر سرعت خزش و لغزش ثابت می مانند. توجه به این نکته مهم است که لغزش کل لرزه ای در تمام اعماق حرکت صفحه ثابت است. شکل ۳ اصول بنیادی را نشان می دهد که در رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای این مطالعه در دستور کار گرفته شد.



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

مقادیری در محدوده $0.1 \dots K$ بررسی شد. متعاقباً، سرعت سطح حاصل v_i ناشی از جابجایی لرزه ای δ_i بین Z_{i+1} و Z_i از طریق رابطه زیر تعیین می شود:

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

مدول برشی است. اثر تجمعی توزیع لغزش همالرزهای، که به عنوان $v_{EQcycle}$ تعیین می شود، به عنوان آرایش جابجایی - لرزه ای که توسط توزیع δ_i در عمق $Z = Z_1 \dots Z_i \dots Z_N$ رخ می دهد، آشکار می شود. این پدیده مشابه مفاهیم ارائه شده توسط (بروات، ۲۰۲۰)، با رابطه زیر تعیین می شود:

با در نظر گرفتن مطالعات (ساویج و پرسکات، ۱۹۷۸) و همچنین (سگال، ۲۰۱۰)، تأثیر جمعی توالی های دوره ای زمین لرزه های K در نمونه $t_{eq} = -kT$ ، با در نظر گرفتن k از

در رابطه (۱)، t 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

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

۴-۲-۲- 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 ۱ بعدی عمودی با ابعاد a است که

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

در معادله (۳)، c_i ضرایب مرتبط با چند جمله ای چیشیف 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 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، استفاد

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

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 چیشیف نوع اول، که با عنوان T_i نشان داده می شود، گسترش داد، همانطور که در رابطه زیر مشخص شد:

شد. این مشخصه مستلزم توزیع خطی افت تنش در امتداد ترک است. با این وجود، قابل توجه است که تعداد ضرایب در بسط چیشیف 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:

می‌شوند. این گسسته‌سازی امکان تقریب گسسته عبارت فوق را فراهم می‌کند:

این مدل گسل Λ را به بخش‌های متمایز Z_i و Z_{i+1} گسسته می‌کند که با شاخص‌های $i = 1, 2, \dots, N$ مشخص

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

۴-۲-۳- پاسخ ویسکوالاستیک خزش بین لرزه‌ای متغیر با زمان

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

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

شاخص‌های $i = 1, 2, \dots, N$ مشخص است، می‌تواند به صورت زیر تعیین شود:

در رابطه (۶)، G_n عملگر فضایی است. تأثیر تجمعی ناشی از توزیع نرخ‌های لغزش، که با آرایه‌ای از بخش‌های لغزش مشخص می‌شود و به صورت \dot{s}_i در بین اعماق Z_i و Z_{i+1} برای

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

۴-۲-۴- وارون‌سازی نرخ لغزش

و پاسخ‌های الاستیک و ویسکوالاستیک مرتبط با خزش بین لرزه‌ای، که به ترتیب با $V_{elcreep}$ و $V_{vecreep}$ نشان داده می‌شوند، ناشی می‌شوند:

$$V_{horz} = f(H, D, t_R, \Delta u, v_{\infty}, d, v_{up}, H_{creep}, \alpha) \\ = V_{EQcycle} + V_{elcreep} + V_{vecreep} + \alpha + \varepsilon$$

سرعت‌های سطحی مشتق‌شده، که با V_{horz} نشان داده می‌شوند، از اثرات ترکیبی چرخه لرزه‌ای ویسکوالاستیک

$$\text{with } \varepsilon \sim N(0, \Sigma) \quad (8)$$

رابطه بین $V_{elcreep}$ و بردار نرخ لغزش \dot{s} ، که ناشناخته باقی مانده است، با استفاده از توابع گرین G در یک نیمه فضای الاستیک همگن برقرار می‌شود. هدف از این مطالعه تعیین مقادیر چندین پارامتر از طریق وارون‌سازی است. این پارامترها شامل ضخامت الاستیک H ، عمق گسیختگی کامل D ، موقعیت امروزی عمق قفل (که با بالای منطقه خزش مشخص می‌شود) d ، نرخ حرکت طولانی مدت صفحه v^{∞} ، زمان

معادله (۸) پارامتر α را معرفی می‌کند، که تفاوت بین چارچوب‌های مرجع مدل گسل (معمولاً ضد تقارن در مورد گسل را نشان می‌دهد) و سرعت‌های اندازه‌گیری شده را مشخص می‌کند. پارامتر آزاد که با α نشان داده می‌شود، برای محاسبه حرکت بلوک صلب استفاده می‌شود. ماتریس کوواریانس Σ ، روابط آماری بین متغیرهای موجود در داده‌ها را در بر می‌گیرد.

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.

$\Delta u/v_{up}$ 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 خزنده بسیار مهم است که با پایان چرخه زمین لرزه تا مرز زیرین شیب منطقه زمین لرزه گسترش یابد.

طور خاص، روش (CWU) Component Wise Updating 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.

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 متناسب به گسل شمال تبریز، که در جدول ۱ ترسیم شده است و داده های نرخ لغزش

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 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 $T =$

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

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 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.

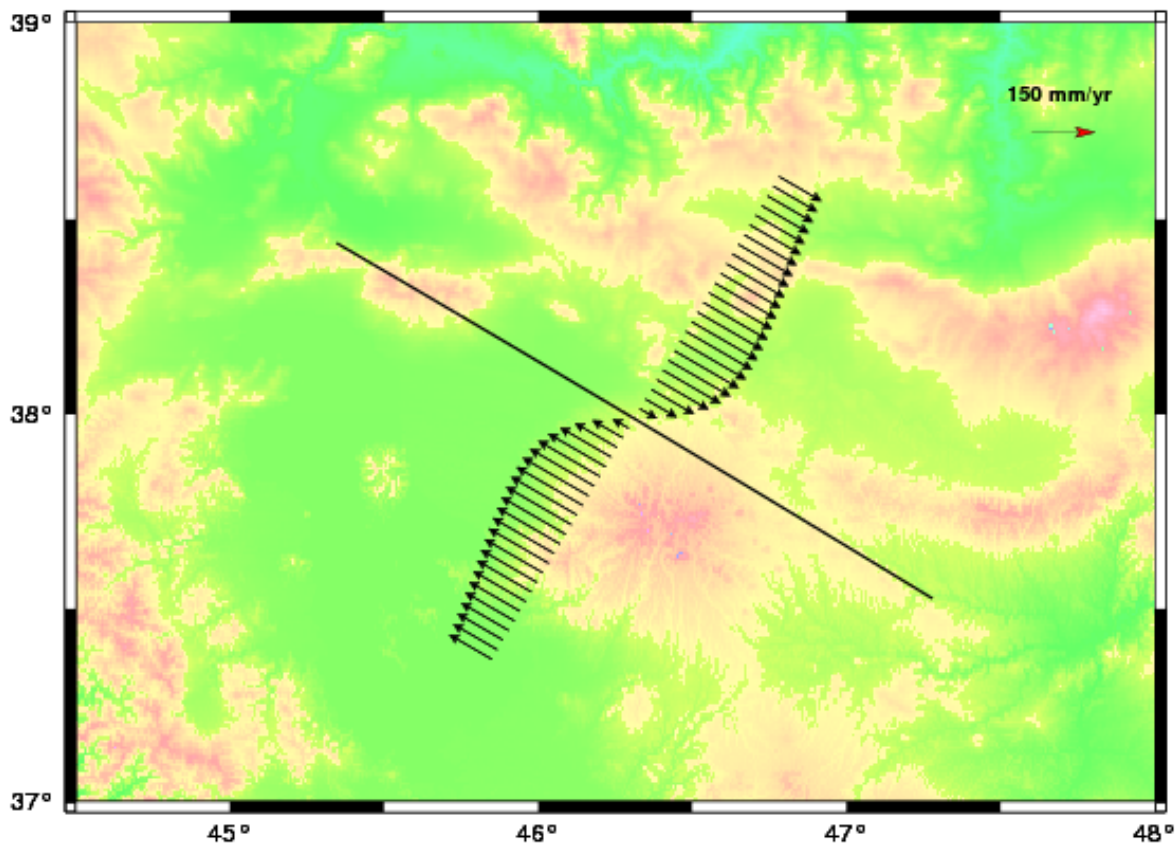
مطالعه حاضر از رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای با بکارگیری ابزار زنجیر مارکوف مونت کارلو (MCMC) و به

۵- نتایج

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

روش، توزیع سرعت GPS در امتداد پروفیل عمود بر گسل شمال تبریز بازمی‌تابی شده، که از طریق استفاده از رویکرد حل مسئله مستقیم ایجاد شده است، در شکل ۴ نشان داده شده است.

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 می‌کنیم. با استفاده از این



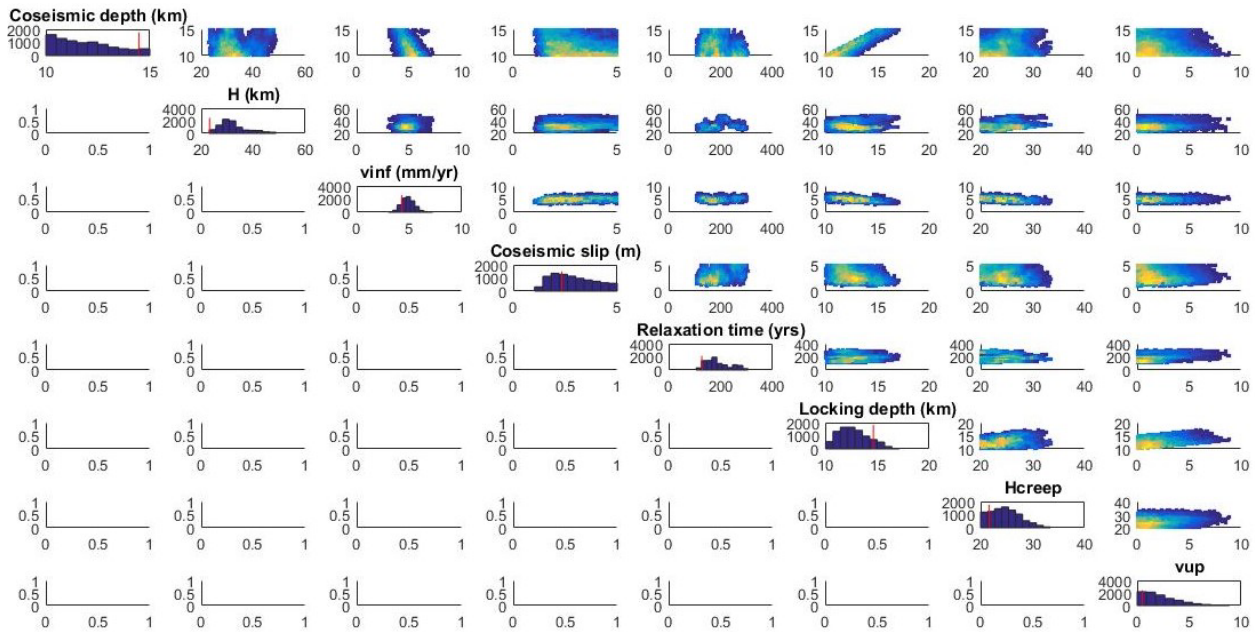
شکل ۴. سرعت‌های GPS بازسازی شده در امتداد پروفیل عمود بر گسل شمال تبریز

(v^{∞}) ، جابجایی همالزهای (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 شبیه سازی 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 وارون سازی، با استفاده از رویکرد خزش عمیق بین لرزه‌ای مبتنی بر فیزیک با استفاده از ابزار زنجیر مارکوف مونت کارلو استفاده شد. نتایج وارون سازی 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 الاستیک (H)، نرخ لغزش

جدول ۴. نتایج وارون سازی و بهترین برازش پارامترهای هدف در رویکرد فیزیکی خزش عمیق بین لرزه‌ای

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. توزیع های پسین حاشیه ای برای پارامترهای برآورد شده در وارون سازی رویکرد انتشار خزش عمیق بین لرزه ای. بهترین برازش پارامترها با خطوط قرمز نشان داده شده 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 میکرولرزه 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.

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 موثر برای شناسایی و توصیف رفتارهای غیر ثابت بالقوه در تغییر شکل سطح عمل می کند.

در تحقیق حاضر، با در نظر گرفتن دامنه عملیاتی بهینه برای هر پارامتر در چارچوب این فرآیند وارون سازی فیزیکی، ارائه تفسیری در مورد محدوده مجاز مقادیر برای هر پارامتر امکان پذیر می شود. در این روش وارون سازی، عمق گسیختگی استنباط شده در محدوده ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری قرار می گیرد. ارزیابی ضخامت الاستیک بازه ای از ۲۲ تا ۳۸ کیلومتر را نشان می دهد. جابجایی همالرزه ای بین ۲ تا ۵ متر مشاهده می شود. فاصله زمانی بازگشت زمین لرزه ای بین ۴۵۰ تا ۷۵۰ سال است.

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 ژئودتیک بین لرزه ای امکان تخمین بخش قفل شده

است. خروجی های به 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 روش های لرزه شناسی 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 منطقه ای و مدت زمان دوره بازگشت لرزه ای مناسب است. این نرخ لغزش منعکس کننده ایجاد تنش طولانی مدت در امتداد خط گسل است که برای درک چرخه لرزه ای و پیش بینی رویدادهای لرزه ای آینده بسیار مهم است. به طور خاص، نرخ لغزش در انتهای بالاتر این محدوده می تواند منجر به فعالیت لرزه ای 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. جابجایی هایی در این مقیاس در سیستم های گسلی اصلی در سراسر جهان ثبت شده اند، که نشان می دهد مقادیر استنتاج شده در این مطالعه ممکن است با سناریوهای زمین لرزه قابل توجه مطابقت داشته باشد. این یافته ها بر ارتباط پایش و کاهش خطرات مرتبط با چنین فعالیت های لرزه ای، 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

رویگرد 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 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 پوخته 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

قبل از وقوع یک لغزش قابل توجه است. همچنین اهمیت فاکتورگیری در زمان های سکون را هنگام ارزیابی خطر لرزه ای منطقه ای برجسته می کند.

پارامتر دیگری که در این مدل سازی مورد ارزیابی قرار می گیرد، سرعت انتشار است. در چارچوب رویکرد خزشی عمیق بین لرزه ای، میانگین سرعت انتشار برای گسل شمال تبریز ۵۱۲/۰ 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 ویژگی های مشابهی با گسل سان آندریاس (گسل راست گرد و امتداد لغز) است، انتظار می رود 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 می کند. محدوده سرعت انتشار خزش، تغییرپذیری در رفتار گسل را نشان می دهد و می تواند تعامل پیچیده بین حرکت خزنده ثابت و رویدادهای لرزه ای ناگهانی را روشن کند. وجود خزش نشان دهنده سطح معینی از جابجایی لرزه ای است که می تواند تنش را بدون ایجاد زلزله کاهش دهد. با این حال، حد بالایی این محدوده سؤالاتی را در مورد پتانسیل بازگشت های الاستیک بزرگی که ممکن است در صورت تغییر رفتار خزشی به فعالیت لرزه ای مکرر رخ دهد، ایجاد می کند.

را در نظر گرفته اند، به این معنی که گسیختگی زمین لرزه با رسیدن به عمق گسیختگی D ، ناگهان متوقف می شود. با این حال، چنین توقف ناگهانی فعالیت زلزله بعید به نظر می رسد. در مقابل، مدل بررسی شده در این مطالعه شامل یک منطقه انتقال واقعی تر در زیر عمق گسیختگی D است. این عمل برای در

تنش برشی وارد بر آن، بدون حرکت باقی می ماند. این مقدار به شرایط مقرر در شکل ۳ پایبند است، زیرا کوچک تر از ضخامت الاستیک و در عین حال بیشتر از عمق گسیختگی کامل است. قابل ذکر است، در رویکرد خزش عمیق بین لرزه ای، 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 لرزه ای بزرگتر بسیار مهم است.

پارامتر دیگر مورد بررسی در این مطالعه زمان سکون لرزه ای است. برای گسل شمال تبریز زمان سکون لرزه ای 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 لرزه ای، می توان تخمینی از زمان آرامش لرزه ای انجام داد. بر اساس مطالعه انجام شده توسط (بروات، ۲۰۲۰) بهترین تناسب زمانی رخ می دهد که دوره عود لرزه ای تقریباً ۳/۳ برابر مدت زمان سکون لرزه ای باشد. در نتیجه، دوره بازگشت لرزه ای تخمینی حدود ۴۲۲/۴ سال محاسبه شده است که با مقادیر میانگین جهانی و میانگین های قبلی برای گسل شمال تبریز مطابقت دارد. این محدوده نشان دهنده تنش انباشته قابل توجهی

۷- نتیجه گیری

هدف از این مطالعه بررسی مدل هایی است که دارای جریان ویسکوالاستیک و خزش عمیق بین لرزه ای 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 نیم-فضای ویسکوالاستیک و خزش بین لرزه ای وابسته به زمان است. مدل های قبلی یک جابجایی ثابت لرزه ای در سراسر عمق

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.

نظر گرفتن یک منطقه انتقالی است که در آن اجازه داده می‌شود تا جابجایی همالزهای 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 خزننده 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^{∞})، جابجایی همالزهای (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 ارائه شده است. این مطالعه پیشگام اولین موردی است که این پارامترها به طور مشترک و به طور همزمان برای پهنه گسل

- 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 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., Feghhi, K., and Solaymani, S., 2003, Paleearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results: *Annals of Geophysics*.
- 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., Özarpci, 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 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. 79-90.
- 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.

منابع

- 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, no. 22 Geophysics, Geosystems*, v. 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 Stress Field Hossainali, M., 2024b, 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 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
- 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.
- Karakhonian, 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.
- S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Karimzadeh, 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 Plateau: *Tectonics*, v. 34, no. 10, p. 2190-2220.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Mousavi, Z., Nilfouroushan, F., 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.

earthquakes in 2D numerical simulations: *Geophysical Research Letters*, v. 39, no. 18.

F., Hatzfeld, D., Vernant, P., Nilforoushan, 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.