

استفاده از لومینسانس نوری فرسرخ،

به منظور اندازه‌گیری نرخ لغزش گسل درونه در خلیل آباد

سبا حفیظی؛ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

مرتضی فتاحی*؛ دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

حمیده امینی؛ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۱۱

چکیده

سیستم گسلی چپ‌گرد درونه با طولی بیش از ۷۰۰ کیلومتر، گسلی فعال است. به منظور برآورد میزان فعالیت گسل به نرخ لغزش و جهت تعیین نرخ لغزش به دو پارامتر جابه‌جایی و مدت زمان رویداد آن جابه‌جایی نیاز داریم. سایت مورد بررسی در این تحقیق نزدیک خلیل‌آباد در غرب کاشمر واقع شده است. گسل درونه با دزن آبرفتی شرقی خلیل‌آباد را به میزان حدود ۴۰ تا ۶۰ متر جابه‌جا کرده است. دو نمونه رسوب جهت سن‌یابی به روش لومینسانس از این بادزن برداشت شد. سپس فلدسپار پتاسیم از آن‌ها جدا شد. جهت سن‌یابی فلدسپار پتاسیم به دو پارامتر D_z معادل D_z طبیعی و D_z سالیانه نیاز است. به منظور اندازه‌گیری D_z معادل از روش SAR و برای تحلیل داده‌ها از برنامه آنالیست استفاده شد. D_z سالیانه با اندازه‌گیری میزان اشعه‌های رادیواکتیو محیط و اشعه کیهانی و رطوبت محاسبه شد. آخرین دوران رسوب گذاری ۱۱۰۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال و نرخ لغزش گسل درونه در ناحیه شرقی بادزن با تقسیم جابه‌جایی بر دوران جابه‌جایی در حدود ۲/۵ تا ۵/۵ میلی‌متر در سال محاسبه شد.

کلیدواژگان: لومینسانس نوری، فلدسپار، گسل درونه، نرخ لغزش.

مقدمه

گسل درونه با درازایی بیش از ۷۰۰ کیلومتر، پس از گسل معکوس اصلی زاگرس، طولانی‌ترین گسل ایران است. زمین‌لرزه تاریخی ۱۶۱۹، با بزرگای حدود ۷ در دوغ‌آباد (امبرسیز^۱ و ملویل ۱۹۸۲)، و زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۱۹۳۳ با بزرگای ۶ و ۱۹۴۰ با بزرگای ۶/۵ (چلنکو^۲ و همکاران ۱۹۷۳) ناشی از این گسل دانسته شده‌اند. از آنجا که با وجود درازای زیاد و داشتن قابلیت لرزه‌خیزی بالا، تنها ۳ زمین‌لرزه در محدوده این گسل در کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها ثبت شده است، تحلیل خطر لرزه‌ای در گستره این گسل ضروری به نظر می‌رسد.

اولین گام اساسی در تحلیل خطر زلزله، پس از شناسایی و به نقشه درآوردن گسل، محاسبه میزان فعالیت آن در یک ناحیه مشخص است. به این جهت ضروری است نرخ لغزش گسل و در صورت امکان دوره بازگشت زلزله‌های ایجادشده توسط آن قسمت از گسل مشخص شود. جهت تعیین نرخ لغزش، به دو پارامتر جابه‌جایی و مدت زمان رویداد آن جابه‌جایی نیاز داریم. یکی از روش‌های مناسب برای تعیین زمان رویداد جابه‌جایی در مناطق نیمه‌خشک استفاده از سن‌یابی رسوبات با بهره‌گیری از

روش لومینسانس (رخشانی، تابناکی)^۱ برانگیخته نوری است؛ زیرا نیاز به مواد آلی ندارد. برای سن‌یابی رسوبات به این روش، از دانه‌های کوارتز و فلدسپار آنها استفاده می‌شود و کوارتز و فلدسپار به‌وفور در سطح زمین موجودند. لومینسانس موجود در کوارتز و فلدسپار ظرف حداکثر یک دقیقه در معرض نور قرار گرفتن صفر می‌شود. نرخ متوسط لغزش بخش مرکزی گسل درونه با استفاده از روش سن‌یابی لومینسانس، که سن مستقیم رسوب را به دست می‌دهد، حدود ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است (فتاحی^۲ و همکاران ۲۰۰۷). همچنین، توکلی^۳ (۲۰۰۷) با استفاده از سامانه موقعیت‌یابی جهانی (جی.پی.اس)^۴ نرخ لغزش را حدود ۲/۵ میلی‌متر در سال محاسبه کرد. فرید^۵ (۲۰۱۱) با استفاده از روش کیهانی^۶ سه نسل رسوبات آبرفتی به قدمت ۱۲ و ۳۶ و ۱۰۰ هزار سال را سن‌یابی کرد. فرید (۲۰۱۱)، تعداد ۶۷ جابه‌جایی زمین‌ریخت‌شناسی را شناسایی و با استفاده از این اطلاعات نرخ لغزش‌های مختلف بین حدود ۱/۵ تا ۸/۴ میلی‌متر را برآورد کرد. همچنین با استفاده از جابه‌جایی‌ها و سن‌های مربوط به آن جابه‌جایی‌ها نرخ لغزش حدود ۵/۳ میلی‌متر را برای زون مرکزی در دوران هولوسن و نرخ لغزش حدود ۸/۲ میلی‌متر در سال را برای زون مرکزی در دوران آخر پلیستوسن برآورد کرد. همچنین، فرید (۲۰۱۱) با استفاده از سرعت ثبت‌شده در ایستگاه‌های کاش و شیر در شمال شرق ایران (ورنانت^۷ و همکاران ۲۰۰۴؛ ماسون^۸ و همکاران ۲۰۰۵، ۲۰۰۷) نرخ لغزش زمان حال را ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد کرد. اما اندازه‌گیری‌های اخیر جی.پی.اس در شمال شرق ایران (موسوی^۹ و همکاران ۲۰۱۳) هیچ تغییری را نشان نداد. فرید و همکاران (۲۰۱۶) اعلام کردند که همخوانی بین نرخ لغزش به‌دست‌آمده امروزی (توسط جی.پی.اس) و متوسط نرخ لغزش در دوران‌های گذشته به دلیل نامعلومی برای گسل درونه وجود ندارد. اگر این فرضیه درست باشد استفاده از نرخ لغزش در تحلیل خطر زلزله پیچیده می‌شود و بنابراین ضروری است مطالعات جامع‌تری در این مورد انجام شود. این مقاله ارائه‌دهنده بخش کوچکی از مطالعات انجام‌شده جدید است.

در این مقاله به زمین‌شناسی پیرامون گسل درونه، جابه‌جایی‌های اندازه‌گیری‌شده در گستره گسل درونه، منطقه نمونه‌برداری و موقعیت مکان نمونه‌برداری اشاره می‌شود. روش‌های سن‌یابی لومینسانس نوری فروسرخ (IRSL) و روش آنالیز داده‌ها و آزمایش‌های صورت‌گرفته شرح داده می‌شود. سپس، نتایج سن‌یابی به روش لومینسانس نوری فروسرخ دو نمونه برداشت‌شده عرضه می‌شود. در نهایت با استفاده از جابه‌جایی‌های به‌دست‌آمده نرخ لغزش روی گسل محاسبه می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

شهرستان خلیل‌آباد با وسعت ۱۷۶۷ کیلومتر مربع در بخش مرکزی استان خراسان رضوی واقع شده است (شکل ۱). این شهرستان از غرب به بردسکن، از شمال به کاشمر، و از جنوب به گناباد محدود می‌شود. آب‌وهوای این ناحیه گرم و خشک است و در نواحی کوهستانی آب‌وهوایی معتدل دارد و ارتفاع آن از سطح دریاها ۹۸۰ متر است. شهرستان یادشده

1. Optically Stimulated Luminescence (OSL) method
2. Fattahi
3. Tavakoli
4. Global Position System (GPS)
5. Farbod
6. Cosmogenic
7. Vernant
8. Masson
9. Mousavi

دارای دو بخش مرکزی و شش‌پراز است. ناحیه اشاره شده در امتداد شرقی- غربی به موازات گسل درونه قرار گرفته است. فعالیت گسل درونه می‌تواند شهرهای مختلفی- از جمله تایباد، سنگان، خواف، خور، تربت‌حیدریه، کاشمر، خلیل‌آباد، بردسکن، نایین- را تحت تأثیر قرار دهد و میزان خسارات وارده ارتباط مستقیم با فاصله شهرها از این گسل دارد. به دلیل طولانی بودن گسل درونه، در این تحقیق قسمت کوچکی از سامانه گسلی درونه در شمال شهرستان خلیل‌آباد مطالعه شد.

زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی گسل درونه

سرزمین ایران در محل همگرایی دو صفحه اصلی عربستان- اوراسیا واقع شده است و با نرخ 2 ± 26 میلی‌متر در سال در حدود 59° شرقی تغییر شکل می‌دهد (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴؛ ریلین‌گر^۱ و همکاران ۲۰۰۶). بنابراین، یکی از مناطق زمین‌ساختی بسیار فعال روی کمر بند زلزله‌خیز آلپ- هیمالیا محسوب می‌شود. فشارش ناشی از این همگرایی باعث ایجاد گسل‌های فراوان در ایران شده است که راستای برخی از این گسل‌ها زاویه بزرگی با جهت فشار ناشی از این دو صفحه می‌سازد. گسل درونه در مرز میان بلوک‌های لوت و یزد در جنوب و کپه‌داغ در شمال قرار گرفته است (آقاناتی ۱۳۸۳). سیستم گسلی درونه یک مجموعه ساختاری قوسی با یک تاریخ پیچیده تکامل تکتونیکی است که در طول آن شواهد واضحی از حداقل دو دوره مجزای گسلس عمودی و راستالغز در دوران سنوزوئیک وجود دارد (فرید و همکاران ۲۰۱۱).

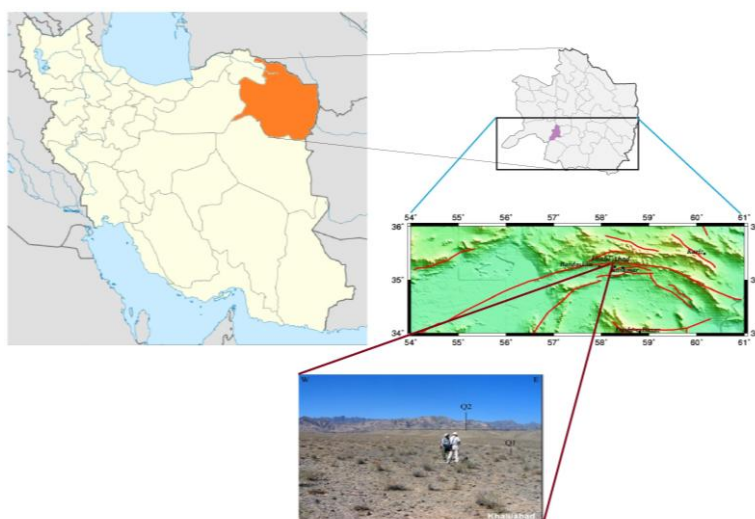
این گسل از شرق رودخانه هیرمند در خاک افغانستان تا منطقه انارک در شمال شرق نایین به صورت خمیده امتداد یافته است. ولمن^۲ (۱۹۶۶)، به دلیل عبور آن از نزدیکی روستای درونه، این گسل را درونه نام‌گذاری کرد. ولمن (۱۹۶۶) برای این گسل، بر اساس جابه‌جایی در الگوی آبراهه‌ای، حرکت راستالغز چپ‌بر را نشان داد و آن را به عنوان گسلی فعال در زمان اخیر یاد کرد. همچنین بر پایه شواهد ریخت‌شناسی، به‌ویژه وجود جابه‌جایی‌ها در میان نهشته‌های جوان کواترنری، این گسل فعال است (امینی ۱۳۸۷؛ جوادی ۱۳۸۵). سه شاخه اصلی شمالی و جنوبی و میانی، مطابق با موقعیت جغرافیایی، در گستره گسل درونه در نظر گرفته شده است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از بررسی جابه‌جایی‌های رخ داده در گستره گسل درونه و با در نظر گرفتن فراوانی و مقادیر جابه‌جایی‌های دیده‌شده در راستای این گسل، که احتمالاً طی رخداد زمین‌لرزه‌ها پدید آمده و سبب قطع‌شدگی رسوبات بادزنده آبرفتی و آبراهه‌ای به سن کواترنر شده‌اند، شاخه جنوبی (شاخه اصلی)، خاصه در حد فاصل $58^\circ 50'$ تا 57° خاوری، نسبت به دیگر بخش‌های این گسل فعال‌تر و احتمالاً دارای نرخ لغزش بیشتری است (امینی و همکاران ۱۳۹۳).

جابه‌جایی‌های اندازه‌گیری شده در گستره گسل درونه

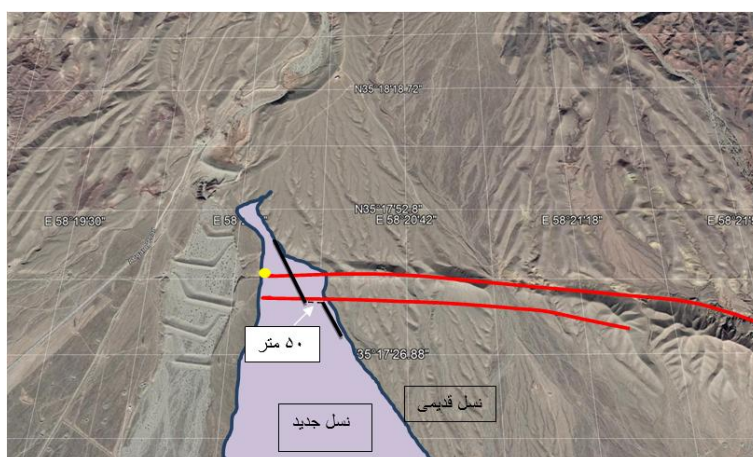
گسل درونه از نهشته‌های مختلف می‌گذرد. از شرق بیرق تا شرق خلیل‌آباد، در نهشته‌های نئوژن می‌توان جابه‌جایی‌هایی بین ۹۱ تا ۴۵۷ متر را در تصاویر لندست مشاهده کرد (امینی و همکاران ۱۳۸۹). در ۶۷ سایت جابه‌جایی‌هایی در بالاآمدگی‌ها یا آبراهه‌هایی که روی این لایه‌ها جریان دارند نیز مشاهده می‌شود (فرید ۲۰۱۱) (جدول ۱). با تعیین مدت زمان این تغییر می‌توان نرخ لغزش را بررسی کرد.

سایت خلیل آباد و منطقه نمونه برداری

دو نسل از رسوبات نزدیک شمال شهرستان خلیل آباد در موقعیت $35^{\circ}18'$ عرض شمالی و $58^{\circ}20'$ طول شرقی وجود دارد (شکل ۱). نسل قدیم تر در اثر تکتونیک بالا آمده است و سپس توسط گسل جابه جا شده است. مطالعات تصاویر ماهواره ای این جابه جایی را حدود 50 ± 10 متر نشان داد (شکل ۲) که با یافته فرید (۲۰۱۱) مطابقت دارد. دو نمونه با لوله های فلزی برای سن یابی به روش رخشانی از نسل جوان برداشت شد (دایره زرد رنگ کوچک در شکل ۲). نمونه ها به روشی که در معرض نور قرار نگیرند بسته بندی و به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران منتقل شدند.



شکل ۱. موقعیت خلیل آباد در خراسان رضوی. در تصویر محل نمونه برداری دو نسل رسوب Q1 و Q2 را مشاهده می کنید. نمونه رسوب Q2 توسط فرید (۲۰۱۱) ارائه شده و Q1 نسل جدید مورد استفاده در این تحقیق است.



شکل ۲. ...



ادامه شکل ۲. تصویر ناحیه مرکزی زون گسلی درونه. خط قرمز مسیر گسل، خط آبی حد واسط دو بادزنه، فلش سفید جابه‌جایی حدود 10 ± 50 متری در اثر فعالیت گسل درونه را نشان می‌دهد. دایره کوچک زرد رنگ حدود محل نمونه‌برداری ($35:17:44.0N - 58:20:06.2E$) را نشان می‌دهد.

مواد و روش‌ها

روش سن‌یابی لومینسانس نوری OSL

برای تعیین سن زلزله‌های دیرین و دوره فعالیت مجدد و نرخ لغزش گسل روش‌های سن‌یابی مطلق، همچون روش رادیوکربن (C^{14}) و لومینسانس تحریک‌شده با نور^۱ (OSL) و روش کیهانی، مناسب است. سن‌یابی به روش لومینسانس نوری روشی مناسب برای سن‌یابی رسوبات مرتبط با گسلش در سرزمین ایران است. زیرا نیاز به حضور مواد آلی در رسوبات ندارد. برای سن‌یابی رسوبات از کوارتز و فلدسپار استفاده می‌شود که به‌وفور در سطح زمین موجودند. سیگنال لومینسانس موجود در کوارتز و فلدسپار ظرف یک دقیقه در معرض نور قرار گرفتن صفر می‌شود. ضمناً روش لومینسانس نوری به طور مستقیم ذرات رسوب را سن‌یابی می‌کند و محدوده سنی آن می‌تواند دوره کواترنری را بپوشاند. به دلایل یادشده در این منطقه از روش سن‌یابی لومینسانس نوری استفاده شد.

مبانی

در این روش، زمان سپری‌شده از آخرین باری که نمونه در معرض نور قرار داشته، سن‌یابی می‌شود. بنابراین سن به‌دست‌آمده در واقع بیانگر زمان نهشته شدن رسوبات است. این روش بر اساس سنجش میزان نور لومینسانس ساطع‌شده

1. optically stimulated luminescence

از کانی‌ها، به‌ویژه کوارتز و فلدسپار، استوار است. در طبیعت این کانی‌ها به منزله دُزی‌متر عمل می‌کنند؛ طوری که می‌توانند مقدار تابشی را که از پرتوهای ایزوتوپ‌های پرتوزای عنصرهایی چون اورانیوم و توریم و پتاسیم ساطع می‌شود در خود ثبت کنند. این انرژی با به تله افتادن الکترون‌ها در نقایص (فضاها یا خلأها) موجود در ساختارهای بلوری این کانی‌ها ذخیره می‌شود. به عبارت دیگر کوارتز و فلدسپاری که در نمونه وجود دارند، با دریافت انرژی از عناصر رادیواکتیو موجود در طبیعت می‌توانند سیگنالی را در خود انباشته کنند. این سیگنال با گذر زمان افزایش می‌یابد. میزان سیگنال متناسب با دز تابش یونیزاسیون است که اصطلاحاً به آن دز دیرینه می‌گویند. با اندازه‌گیری نرخ دز (نرخ تابش دز یونیزاسیون دریافت‌شده توسط نمونه) و تقسیم دز دیرینه بر نرخ دز سن نمونه محاسبه می‌شود.

روش سن‌یابی لومینسانس تحریک‌شده با مادون قرمز (IRSL)

عبارت لومینسانس تحریک‌شده نوری به برانگیزش توسط نور مرئی اشاره می‌کند. اگرچه در بعضی مطالعات OSL به مثابه یک عبارت کلی برای همه انواع تحریک‌های نوری، حتی طول موج‌های IR، به کار رفته است؛ رایج‌ترین عبارت برای توضیح این پدیده لومینسانس تحریک‌شده با مادون قرمز IRSL^۱ است. برانگیختن توسط لیزر IR یا دیودهای IR صورت می‌گیرد که مورد اخیر رایج‌تر است.

در ساده‌ترین مدل رزونانس IR در فلدسپار طی دو مرحله به وجود می‌آید: جذب فروسرخ توسط الکترون‌های به تله افتاده (انرژی فوتویونیزاسیون حدود ۲/۵ الکترون ولت) که باعث انتقال آن‌ها به حالت برانگیخته می‌شود و به دنبال آن یک انتقال گرمایی به نوار ظرفیت که مبنای سن‌یابی است.

در عمل، برای سن‌یابی، ذرات فلدسپار در آزمایشگاه از نمونه جدا می‌شوند. این کانی‌ها با استفاده از لیزر یا دیود با شدت و طول موج خاص تحریک می‌شوند تا تولید رخشانی کنند. سپس با استفاده از یک فتومولتی‌پلایر^۲ میزان این رخشانی (طبیعی) اندازه‌گیری می‌شود. چون تعداد فوتون‌های حاصل معادل تعداد الکترون‌های جمع‌شده در تله طی زمان مدفون بودن در طبیعت است و چون الکترون‌ها رابطه‌ای مستقیم با دُز پرتوزای محیطی، که نمونه رسوبی در آن قرار داشته است، دارند سیگنال لومینسانس حاصل را سیگنال حاصل از دُز طبیعی^۳ (D_e) می‌نامند. میزان دُز طبیعی حاصل طی دورانی که نمونه تحت تابش تابش‌های پرتوزا در طبیعت بوده است به دست می‌آید و بر میزان دُزی که نمونه در هر سال دریافت کرده است (نرخ دُز) تقسیم می‌شود و به این ترتیب سن آخرین صفرشدگی سیگنال لومینسانس به دست می‌آید. امروزه یکی از روش‌های پرکاربرد برای اندازه‌گیری سیگنال‌های لومینسانس از پتاسیم فلدسپار تحریک آن با طول موج مادون قرمز، در دمای حداقل ۵۰ درجه، است. سیگنال‌های لومینسانس فلدسپار دارای دامنه اشباع دز بالاتری نسبت به کوارتز هستند (۴ تا ۵ بار) و امکان تاریخ‌گذاری نمونه‌های قدیمی‌تر از ۱۵۰ هزار سال را فراهم می‌کند. شدت سیگنال فلدسپار بسیار بیشتر از کوارتز است که موجب بالاتر بودن دقت سن‌یابی می‌شود. ضمناً وجود پتاسیم ۴۰ داخل مجموعه دانه‌های فلدسپار باعث تولید دوز سالیانه می‌شود که متأثر از محیط نیست.

1. Infrared Stimulated Luminescence (IRSL)
2. photomultiplier
3. equivalent dose

شرح آزمایش‌ها

نمونه‌ها در آزمایشگاه ملی سن‌یابی به روش لومینسانس مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در تاریکی و تحت نور بسیار ضعیف سرخ مورد آزمایش فرار گرفت. دو طرف هر لوله باز شد و حدود ۱۰ سانتی‌متر از هر دو طرف نمونه، که احتمال نورخوردگی داشت، جدا شد و برای اندازه‌گیری رطوبت و دُز سالپانه مورد استفاده قرار گرفت. مابقی نمونه (بخش میانی لوله برداشت) ابتدا با الک به صورت خشک (الک ۵۰۰ میکرون) و سپس دانه‌های با سایز ۹۰ تا ۲۵۰ میکرون با الک‌های مربوطه در زیر آب و به صورت خیس جدا شد و به مدت چند روز در اسید کلریدریک قرار گرفت تا مواد آهکی حل و خارج شود. سپس نمونه شست‌وشو داده شد و در کوره قرار گرفت. پس از خشک شدن داخل کیسه پلاستیکی سیاه، که امکان عبور نور از آن وجود ندارد، قرار گرفت و به دانشگاه آکسفورد منتقل شد. پس از آن، نمونه در آزمایشگاه لومینسانس دانشگاه آکسفورد در آب اکسیژنه قرار گرفت تا مواد آلی آن از بین برود. سپس شست‌وشو داده شد و در کوره قرار گرفت. به کمک مایع سنگین پلی‌تنگستیت دانه‌ها به وزن‌های متفاوت تقسیم شدند و دانه‌های به وزن کمتر از ۲/۵۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب با آب مقطر شسته شد و در کوره قرار گرفت. نمونه به مدت ۱۰ دقیقه در اسید فلوریدریک ۴۸ درصد قرار گرفت تا آثار ناشی از اشعه آلفا از بین برود. پس از شست‌وشو با آب مقطر به مدت یک روز در اسید کلریدریک ۱۰ درصد قرار گرفت. مجدداً با آب مقطر شست‌وشو داده شد و داخل کوره قرار گرفت. سپس دانه‌ها با استفاده از الک ۱۵۰ به دو قسمت تقسیم شدند.

اندازه‌گیری دز معادل دز طبیعی^۱ De

برای به دست آوردن دز تاییده‌شده در زمان دفن، معمولاً تعداد زیادی دانه (ده‌ها تا صدها دانه فلدسپار پتاسیم) از یک نمونه روی یک دیسک فلزی چسبانده می‌شود که الیکوت^۲ نام دارد. تا قبل از سال ۱۹۹۱، از روش‌های چندالیکوتی جهت تعیین دز معادل دز طبیعی استفاده می‌شد تا اینکه در همان سال دالر^۳ اولین روش الیکوت منفرد را ارائه داد. او این روش را برای فلدسپار پتاسیم به کار برد. امروزه برای هر یک از الیکوت‌ها در آزمایشگاه دز معادل دز طبیعی به دست می‌آید. برای محاسبه دز معادل دز طبیعی معمولاً از پروتکلی به نام پروتکل بازتولید الیکوت منفرد^۴، که به طور مخفف با سار (SAR) معرفی شد، استفاده می‌شود (ماری^۵ و وینتل^{۲۰۰۰}). با استفاده از این پروتکل برای تعدادی از الیکوت‌های یک نمونه مجموعه‌ای از Deها به دست می‌آید که با روش آماری دز معادل دز طبیعی متوسط‌گیری می‌شود.

در این روش، در آزمایشگاه ابتدا سیگنال لومینسانس طبیعی L_n اندازه گرفته می‌شود و سپس با تاباندن دزهای مختلف رادیواکتیو به الیکوت‌ها سیگنال لومینسانس متناسب با هر دُز اندازه‌گیری می‌شود. به هر یک از این دُزها دُز بازتولید گفته می‌شود. چون بر اساس آزمایش‌های انجام‌شده امکان تغییر سیگنال لومینسانس تولیدشده در اثر پیش‌گرماء و دُز در هر مرحله وجود دارد. با تابش دُز رادیواکتیو ثابتی با میزان کم، بعد از هر مرحله تابش دُز بازتولید، این تغییر، بررسی و نرمالیزه می‌شود. این

1. natural dose
2. aliquot
3. Duller
4. single aliquot regenerative dose (SAR)
5. Murray
6. pre-heat

دُز با مقدار کم دُز آزمایشی^۱ نام دارد که به اصطلاح تغییر حساسیت خاصیت لومینسانس نمونه در تابش‌های مختلف را بررسی می‌کند. بنابراین، پس از اندازه‌گیری L_N ، الیکوت تحت تابش دُز آزمایشی قرار می‌گیرد و سیگنال لومینسانس آن اندازه‌گیری می‌شود (T_N). سپس نمونه تحت تابش دز بازتولید قرار می‌گیرد و سیگنال لومینسانس آن اندازه‌گیری می‌شود (L_x). بعد، برای بررسی تغییر حساسیت، تحت تابش دز آزمایشی قرار می‌گیرد و سیگنال لومینسانس آن اندازه‌گیری می‌شود (T_x). سپس نمونه تحت تابش دزهای مختلف در آزمایشگاه قرار می‌گیرد. بعد سیگنال‌های لومینسانس آن (L_x و T_x) اندازه‌گیری می‌شود.

با تقسیم L_x به T_x در هر مرحله نسبت L_x/T_x حاصل می‌شود. این نسبت باعث می‌شود آثار احتمالی تغییر حساسیت در محاسبات اصلاح شود. با رسم یک دستگاه مختصات L_x/T_x ها بر حسب دزهای بازتولید و با برازش یک نمودار مناسب با این نقاط منحنی رشد سیگنال^۲ بر حسب دز برای هر الیکوت به دست می‌آید. آن‌گاه با مشخص کردن سیگنال لومینسانس طبیعی روی محور مربوطه در نمودار (L_N/T_N) می‌توان دز معادل دز طبیعی را برای آن الیکوت به دست آورد. با تکرار پروتکل سار برای الیکوت‌های مختلف می‌توان به مجموعه‌ای از De ها دست یافت.

در این مطالعه به منظور اندازه‌گیری دُز معادل (De) از پروتکل بازتولید مجدد تک‌الیکوتی استفاده شد (ماری و وینتل ۲۰۰۰) (جدول ۱). پس از اندازه‌گیری سیگنال لومینسانس طبیعی، نمونه تحت دزهای مشخص آزمایشگاهی قرار داده شد و سپس سیگنال لومینسانس ناشی از آن‌ها اندازه گرفته شد (شکل ۳). با استفاده از دُزهای داده شده و سیگنال اندازه‌گیری شده ناشی از آن دُزها، منحنی استاندارد رسم شد و به کمک آن دُز معادل دُز طبیعی به دست آمد (شکل ۴). مهم‌ترین فرض در روش سار این است که تغییر حساسیت اصلاح می‌شود. اگر نموداری از سیگنال دُز بازتولید (L_x) بر حسب سیگنال دُز آزمایشی (T_x) تهیه شود و خط مستقیمی را که از مبدأ عبور کرده است نشان دهد، تصحیحات حساسیت به شکل صحیح و مناسب اعمال شده است. همچنین، با تابش دُز مشخص به نمونه و اندازه‌گیری سیگنال لومینسانس آن در ابتدا و انتهای آزمایش‌ها انتظار می‌رود که اگر حساسیت به روش فوق تصحیح شده باشد، مقدار مشابهی برای L_x/T_x در ابتدای آزمایش و L_x/T_x در انتهای آزمایش به دست آید که نسبت بازیافت^۳ خوانده می‌شود (ماری و وینتل ۲۰۰۰).

جدول ۱. مراحل روش مادون قرمز تعمیم یافته پروتکل سار برای نمونه‌های لومینسانس تحریک شده با نور

مراحل	شرح مختصر هر مرحله
۱	پیش‌گرما به مدت ۱۰ ثانیه در دمای (۲۰۰ تا ۳۰۰) ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد
۲	اندازه‌گیری سیگنال لومینسانس مادون قرمز در دمای ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد
۳	تابش دز آزمایشگاهی
۴	پیش‌گرما به مدت ۱۰ ثانیه در دمای ۲۲۵ درجه سانتی‌گراد
۵	اندازه‌گیری سیگنال لومینسانس مادون قرمز حاصل از دز آزمایشی در دمای ۱۲ درجه سانتی‌گراد (T_x)
۶	تابش دز بازتولید ^۴ به الیکوت
۷	بازگشت به مرحله ۱

1. test dose
2. standardised growth curves (SGC)
3. recycling ratio
4. regenerative dose

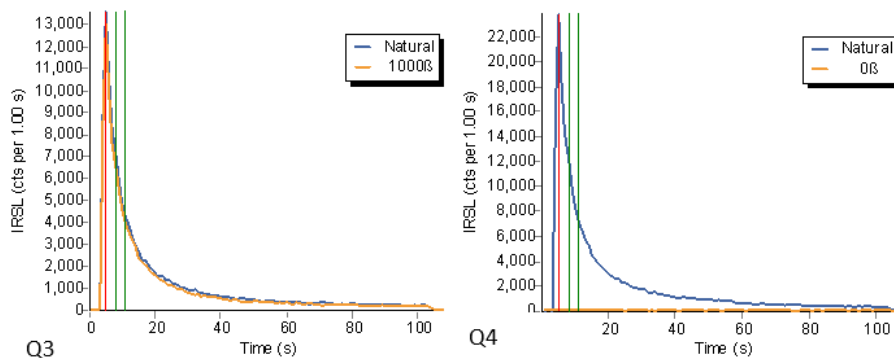
یافته‌ها

بازیابی دُز مشخص اعمال شده در آزمایشگاه

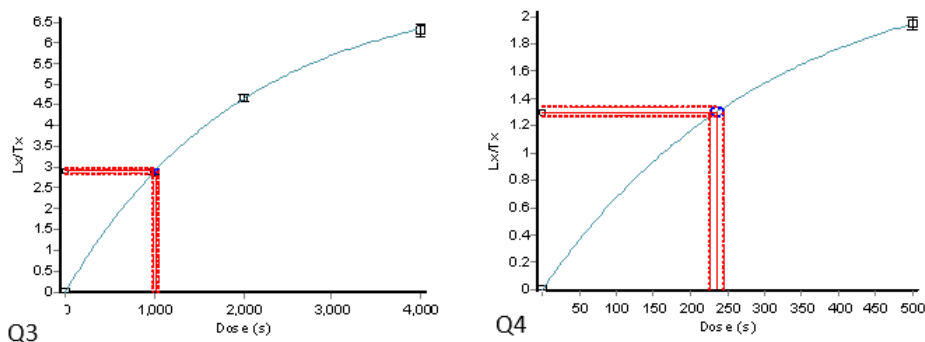
اگر سیگنال لومینسانس الیکوت را با تابش نور خالی کنیم و الیکوت را تحت دز مشخصی در آزمایشگاه قرار دهیم، انتظار داریم که روش سار بتواند آن دز را بازیابی کند. به طور ایده‌آل نسبت بین دز اندازه‌گیری شده و دز مشخص آزمایشگاهی (نسبت بازیافت) باید ۱ باشد. در عمل این مقدار بین ۰/۹ تا ۱/۱ می‌تواند تغییر کند. مقادیر بزرگ‌تر یا کوچک‌تر از این حد نشان می‌دهد که نتایج حاصل از آن الیکوت باید کنار گذاشته شود. معمولاً می‌توان با تغییر دمای پیش‌گرمای در بهبود نسبت بازیافت کرد.

در ساختار بلوری ذرات فلدسپار تله‌هایی وجود دارد. برخی الکترون‌های موجود در این تله‌ها در صورت دریافت انرژی از محیط طی مدت چند ساعت از داخل تله خارج می‌شوند (الکترون‌های ناپایدار) و تولید لومینسانس می‌کنند. از آنجا که سیگنال طبیعی (L_n) روزها پس از دریافت دز اندازه‌گیری می‌شود الکترون‌های ناپایدار را از دست می‌دهد. لیکن سیگنال ناشی از دز آزمایشگاه (L_x) بلافاصله اندازه‌گیری می‌شود. از آنجا که الکترون‌های ناپایدار فرصت خروج پس از دریافت دز آزمایشگاهی ندارند، سیگنال طبیعی (L_n) دارای الکترون‌های کمتر از سیگنال ناشی از دز آزمایشگاه (L_x) خواهد بود. برای حل این مشکل الیکوت‌ها قبل از تحریک با نور پیش‌گرمای دریافت می‌کنند. مقدار پیش‌گرمای برای اندازه‌گیری سیگنال طبیعی و مصنوعی یکسان است. به عبارت دیگر، برای حذف اثر سیگنال ناپایدار ناشی از خروج الکترون‌ها در دمای محیط، نمونه قبل از اندازه‌گیری اصلی L_n و L_x بلافاصله تا دمای خاصی گرم می‌شود. این دمای خاص به نمونه وابسته است. از این رو در آزمایشگاه برای انتخاب دمای پیش‌گرمای مناسب برای نمونه دز معادل در بازه‌های دمایی متفاوت اندازه‌گیری شد. ابتدا سیگنال طبیعی لومینسانس هر الیکوت پاک و سپس دُز مشخصی (دُز آزمایشی مجدد) به نمونه داده شد. آن‌گاه طبق جدول ۱ با اعمال دماهای پیش‌گرمای متفاوت بین 200°C و 300°C برای ۱۰ ثانیه (پس از دُز آزمایشی مجدد)، درحالی‌که دمای ثابت اعمال شده پس از دُز آزمایشی 225°C انتخاب شده بود، آزمایش‌ها انجام شد و دُز بازیابی شد. شکل ۵ نتایج نمونه کاشمر ۴، که دزهای بازیابی آن با استفاده از ۱۸ الیکوت محاسبه شده است، را نشان می‌دهد. سه الیکوت با پیش‌گرمای 200°C درجه سانتی‌گراد، سه الیکوت با پیش‌گرمای 220°C درجه سانتی‌گراد، سه الیکوت دیگر با دمای 240°C درجه سانتی‌گراد، و بقیه آن‌ها با بیشینه دمای 260°C تا 300°C درجه سانتی‌گراد گرم شده‌اند.

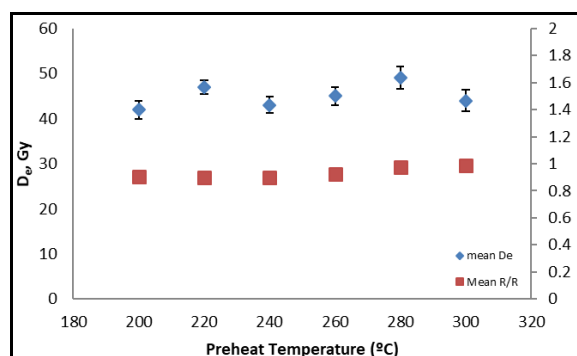
کلیه دماهای پیش‌گرمایی موفق به بازیابی صحیح دُز شدند (شکل ۵). اما، با در نظر گرفتن دقت، مناسب‌ترین دما برای اندازه‌گیری دز معادل دز طبیعی 260°C به منزله مناسب‌ترین پیش‌گرمای انتخاب شد.



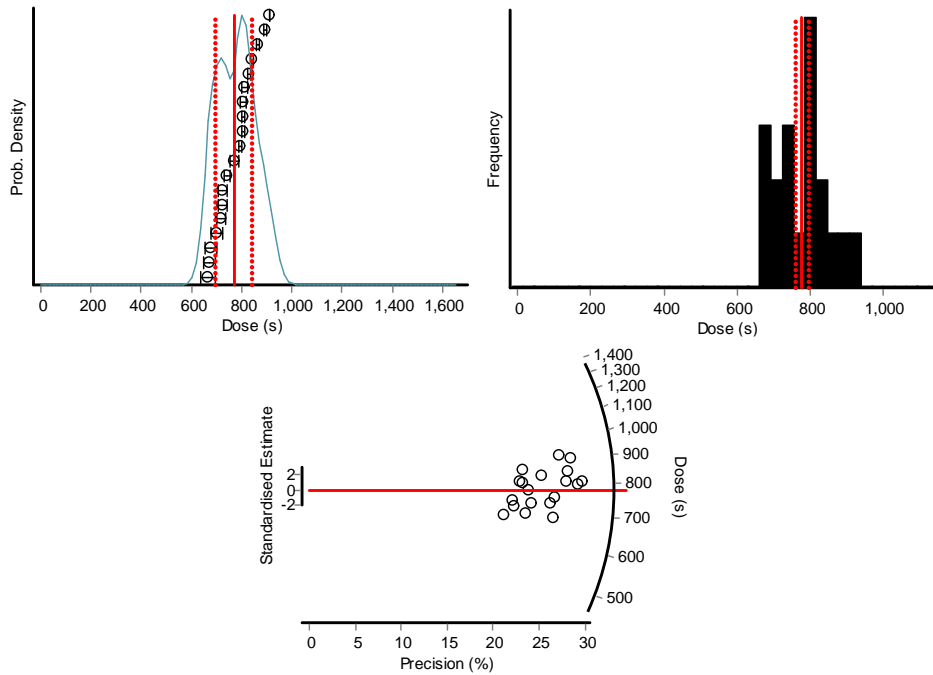
شکل ۳. سیگنال طبیعی لومینسانس هر دو نمونه



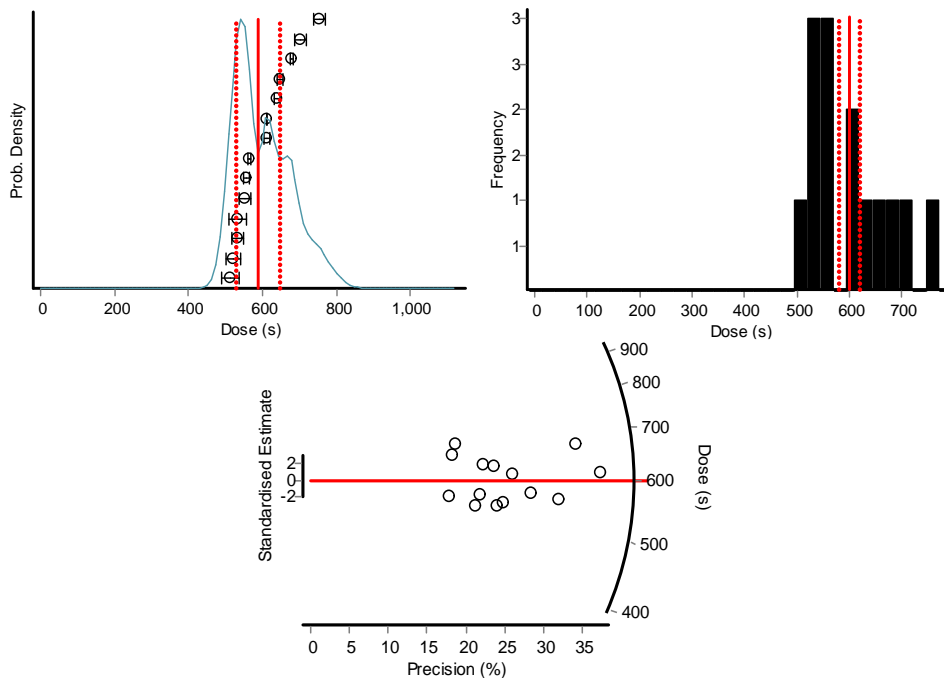
شکل ۴. منحنی استاندارد لومینسانس. خط سرخ افقی سیگنال تصحیح شده ناشی از دُز طبیعی دریافت شده از طبیعت و خط سرخ عمودی دُز معادل دُز طبیعی محاسبه شده با این منحنی را نشان می دهد.



شکل ۵. یافتن پیش گرمای مناسب برای بازیابی دز مورد انتظار ۴۶ گری (که در آزمایشگاه اعمال شد). متوسط دز بازیابی شده برای ۳ الیکوت برای هر دما نشان داده شده است.



شکل ۶. نتایج دز معادل دز طبیعی کاشمر ۳ حاصل الیکوت‌های استفاده‌شده در نرم‌افزار آنالیست به سه روش وزنی و شعاعی و بافت‌نگار (هیستوگرام)



شکل ۷. نتایج دز معادل دز طبیعی کاشمر ۴ حاصل الیکوت‌های استفاده‌شده در نرم‌افزار آنالیست به سه روش وزنی و شعاعی و بافت‌نگار (هیستوگرام)

تعیین سن نمونه‌ها

به منظور سن‌یابی به روش لومینسانس نوری، به دو پارامتر دز معادل دز طبیعی (D_e) و دز سالانه نیاز است. دز سالانه مقدار دزی است که نمونه مورد سن‌یابی طی یک سال از محیط دریافت کرده است. نتایج دز معادل دز طبیعی حاصل برای سه روش وزنی و بافت‌نگار و شعاعی شکل‌های ۶ و ۷ در جدول‌های ۲ تا ۴ نشان داده شده است. نرخ دز سالانه با اندازه‌گیری میزان اشعه‌های رادیواکتیو و کیهانی و رطوبت محاسبه شد. میزان اشعه‌های رادیواکتیو محیط رسوبی با اندازه‌گیری مواد رادیواکتیو توسط ICP MASS Spectrometry محاسبه شد. سن هر نمونه با تقسیم دز معادل دز طبیعی بر نرخ دز سالانه محاسبه شد (جدول ۴).

جدول ۲. نتایج دز معادل دز طبیعی حاصل از الیکوت‌های استفاده‌شده در نرم‌افزار آنالیست به سه روش وزنی و بافت‌نگار (هیستوگرام) و شعاعی مربوط به نمونه‌های برداشت‌شده

نمونه‌ها	خطا (Gy)	شعاعی (Gy)	خطا (Gy)	بافت‌نگار (Gy)	خطا (Gy)	وزنی (Gy)
کاشمر ۳	1.28	61.83	1.36	61.99	5.82	61.43
کاشمر ۴	1.44	47.55	1.60	47.95	4.87	46.91

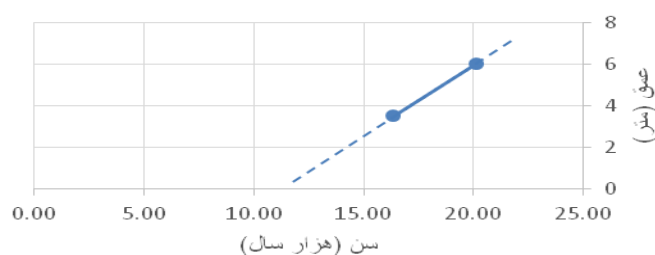
جدول ۳. نرخ دز سالانه محاسبه‌شده سن نمونه‌های برداشت‌شده از دو عمق مختلف

نام نمونه	عمق (متر)	رطوبت (%)	پتاسیم (%)	اورانیم (ppm)	توریم (ppm)	کیهانی (Gy/ka)	دز سالانه (Gy/ka)
کاشمر ۳	0.05±0.06	5	1.64	2.03	8.22	0.113	0.13±0.08
کاشمر ۴	0.05±0.05	5	1.55	1.90	7.53	0.143	0.13±0.09

جدول ۴. با استفاده از نتایج دز معادل دز طبیعی به روش بافت‌نگار و نرخ دز سالانه محاسبه‌شده سن نمونه‌های برداشت‌شده از دو عمق مختلف حاصل شد.

نام نمونه	دز معادل به روش			سن نمونه به روش		
	وزنی (Gy)	بافت‌نگار (Gy)	شعاعی (Gy)	وزنی (ka)	بافت‌نگار (ka)	شعاعی (ka)
کاشمر ۳	6.11±61.43	2.3±61.99	2.25±61.83	2.1±19.93	1.1±20.11	1.1±20.06
کاشمر ۴	5.07±46.91	2.15±47.95	2.02±47.95	1.9±15.98	1.0±16.33	1.0±16.20

سن سطح زمین



شکل ۸. اگر نرخ رسوب‌گذاری را ثابت فرض کنیم، با توجه به برون‌یابی نمودار حاصل از سن‌های محاسبه‌شده دو نمونه برداشت‌شده از دو عمق ۶ و ۳،۵ متر، سن در سطح حدود ۱۱۰۰۰ سال به دست آمد.

تعیین نرخ لغزش

به منظور برآورد نرخ لغزش، به دو پارامتر جابه‌جایی و مدت زمان رویداد آن جابه‌جایی نیاز داریم. گسل درونه بادن آبرفتی شرقی خلیل‌آباد را به میزان حدود ۴۰ تا ۶۰ متر جابه‌جا کرده است. دو نمونه رسوب جهت سن‌یابی به روش لومینسانس از این بادن برداشت شد. سپس فلدسپار پتاسیم از آن‌ها جدا شد. سن نمونه‌ها از اعماق ۶ متر و ۳/۵ متر به ترتیب ۲۰ و ۱۶ هزار سال به دست آمد. مسلماً سن لایه سطحی کمتر از ۱۶ هزار سال است. بنابراین اگر سن لایه سطحی را حداکثر، یعنی ۱۶ هزار سال، در نظر بگیریم، نرخ لغزش گسل درونه در منطقه خلیل‌آباد در ناحیه شرقی بادن با تقسیم جابه‌جایی بر دوران جابه‌جایی در حدود ۲/۵ تا ۳/۸ میلی‌متر در سال محاسبه می‌شود.

بحث و نتیجه

زمان تشکیل لایه سطحی نزدیک‌ترین زمان به وقوع جابه‌جایی است. جهت یافتن زمان تشکیل لایه سطحی می‌توان از زمان تشکیل لایه‌های عمیق‌تر استفاده کرد. برای اطمینان از این روش برون‌یابی حداقل ۵ تا ۱۰ نمونه مورد نیاز است تا تغییرات ناشی از تغییر نرخ رسوب‌گذاری در نظر گرفته شود. متأسفانه این تعداد نمونه در دسترس نیست. اما اگر نرخ رسوب‌گذاری را ثابت فرض کنیم، می‌توان تقریبی از سن تشکیل لایه سطحی را تخمین زد. این کار در شکل ۸ انجام شده است. با توجه به برون‌یابی نمودار حاصل از سن‌های دو نمونه برداشت‌شده از دو عمق، سن در سطح حدود ۱۱۰۰۰ سال به دست آمد (شکل ۸). بنابراین آخرین دوران رسوب‌گذاری بین ۱۶۰۰۰ تا ۱۱۰۰۰ سال پیش رخ داده است. این سن‌ها با سن‌های کیهانی، که فرید و همکاران (۲۰۱۶) در محدوده ۱۱ تا ۲۶ هزار سال به دست آورده‌اند، تطابق دارد. نرخ لغزش گسل درونه در ناحیه شرقی بادن با تقسیم جابه‌جایی حدود ۴۰ تا ۶۰ متر بر دوران جابه‌جایی حدود ۱۱۰۰۰ سال در حدود ۳/۶ تا ۵/۵ میلی‌متر در سال محاسبه شد. اگر سن لایه سطحی را حداکثر، یعنی ۱۶ هزار سال، در نظر بگیریم، نرخ لغزش گسل درونه در منطقه خلیل‌آباد در ناحیه شرقی بادن با تقسیم جابه‌جایی بر دوران جابه‌جایی در حدود ۲/۵ تا ۳/۸ میلی‌متر در سال محاسبه می‌شود.

با توجه به اینکه آخرین دوران رسوب‌گذاری بین ۱۱ تا ۱۶ هزار سال پیش بوده است، نرخ لغزش در حدود ۲/۵ تا ۵/۵ میلی‌متر است. این نرخ لغزش با مطالعات قبلی همخوانی دارد. زیرا فتاحی و همکاران (۲۰۰۷) نرخ متوسط لغزش را حدود ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد کردند. همچنین توکلی (۲۰۰۷) با استفاده از جی.پی.اس نرخ لغزش را حدود ۲/۵ میلی‌متر در سال محاسبه کرد. فرید (۲۰۱۱) نرخ لغزش‌های مختلف بین حدود ۱/۵ تا ۸/۴ میلی‌متر را برآورد کرد. همچنین با استفاده از جابه‌جایی‌ها و سن‌های مربوط به آن جابه‌جایی‌ها نرخ لغزش حدود ۵/۳ میلی‌متر را برای زون مرکزی در دوران هولوسن و نرخ لغزش حدود ۸/۲ میلی‌متر در سال را برای زون مرکزی در دوران آخر پلیستوسن برآورد کرد. همچنین فرید (۲۰۱۱) با استفاده از سرعت ثبت‌شده در ایستگاه‌های کاش و شیر در شمال شرق ایران (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران ۲۰۰۵، ۲۰۰۷) نرخ لغزش زمان حال را ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد کرد. اما اندازه‌گیری‌های اخیر جی.پی.اس در شمال شرق ایران (موسوی ۲۰۱۳) هیچ تغییری را نشان نداد. فرید (۲۰۱۱) سیستم گسلی درونه را سه قسمت شرقی و مرکزی و غربی در نظر گرفت. او قسمت غربی را امتداد لغز چپ‌گرد همراه با

معکوس و قسمت مرکزی را امتداد لغز خالص چپ‌گرد و قسمت شرقی را معکوس در نظر گرفت و سن‌های ۱۲ و ۳۶ و ۱۰۰ هزار را برای سطح بادبزنی‌های رودخانه‌ای در امتداد قسمت غربی و مرکزی سیستم گسلی درونه به دست آورد. با استفاده از جابه‌جایی و سن‌های مربوط به آن‌ها، حداکثر نرخ لغزش جانبی برای قسمت مرکزی در دوران هولوسن سیستم گسلی را حدود ۵/۳ میلی‌متر در سال محاسبه کرد. حداکثر طول این قسمت از گسل را بین ۷۰ تا ۱۰۰ کیلومتر برآورد کرد که توانایی تولید زلزله‌ای با شدت ۷/۲ تا ۷/۴ و دوره بازگشت ۷۵۰ سال را دارد.

فرید و همکارانش (۲۰۱۶) پیشنهاد کردند همخوانی بین نرخ لغزش به‌دست‌آمده امروزی (توسط جی.پی.اس) و متوسط نرخ لغزش در دوران‌های گذشته به دلیل نامعلومی برای گسل درونه وجود ندارد. اگر این فرضیه درست باشد، استفاده از نرخ لغزش در تحلیل خطر زلزله پیچیده می‌شود. زیرا تخمین خطر زلزله آینده بر این فرض استوار است که متوسط نرخ لغزش گسل ناشی از زلزله‌های متفاوت دیرین حدوداً مساوی با نرخ لغزش گسل در حال حاضر و در آینده است. چنانچه فرض کنیم نرخ لغزش گسل در گذشته با نرخ لغزش در حال حاضر متفاوت است، نمی‌توان از این نرخ برای تخمین نرخ لغزش و همچنین تخمین خطر زلزله در آینده با اطمینان استفاده کرد.

نرخ لغزش اندازه‌گیری شده توسط یزو و همکاران (۲۰۱۲) به روش سار اینترفرومتری نرخ لغزش ۵ میلی‌متر در سال و اندازه‌گیری‌های انجام‌شده توسط موسوی و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از جی.پی.اس نرخ لغزش حدود ۲ میلی‌متر در سال را نشان داد. این نرخ لغزش‌های اندازه‌گیری شده در حال حاضر با نرخ لغزشی که در این مطالعه با استفاده از سن‌یابی به روش لومینسانس به دست آمد تطابق دارد.

تقدیر و تشکر

بدین وسیله از داور محترم، که با صرف وقت و دقت نظر نقایص مقاله را مشخص و راه‌حل‌های مناسب را ارائه کردند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۳). *زمین‌شناسی ایران*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.
- امینی، ح. (۱۳۸۷). «تحلیل خطر زلزله ناشی از گسل درونه به کمک سن‌یابی به روش لومینسانس و دورسنجی»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، استاد راهنما: مرتضی فتاحی، دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک.
- امینی، ح.؛ فتاحی، م.؛ قاسمی، م. ر. (۱۳۸۹). «آشکارسازی پویایی نوین گسل درونه با کمک داده‌های دورسنجی و اطلاعات زمین‌شناسی»، *علوم زمین*، ش ۷۶، صص ۵۷ - ۶۲.
- امینی، ح.؛ فتاحی، م.؛ قاسمی، م. ر. (۱۳۹۳). «کنکاشی بر جابه‌جایی آبراهه‌ها در بخش‌هایی از گستره گسل درونه»، *علوم زمین*، ش ۹۲، صص ۲۰۹ - ۲۱۸.
- جوادی کاریزکی، ح. ر. (۱۳۸۵). «زمین‌ساخت جنب، لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل ساختاری سامانه گسلی درونه»،

پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استادان راهنما: مجید شاه‌پسندزاده و محمدرضا قاسمی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Aghanabati, A. (2004). *The Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p (in Persian).
- Ambraseys, N.N. & Melville, C.P. (1982). "A history of Persian earthquakes", Cambridge 883 University Press, UK.
- Amini, H. (2008). "Earthquake hazard assessment of Doruneh Fault using luminescence dating and remote sensing", MSc thesis, Institute of Geophysics, University of Tehran (in Persian).
- Amini, H., Fattahi, M., & Qasemi, M.R. (2010). "Detection of new dynamics of Dorouneh fault using remote sensing data and geological information", *Geosciences*, No. 76, pp. 57-62 (in Persian).
- Amini, H., Fattahi, M., & Qasemi, M.R. (2014). "Investigation of stream displacement alongs parts of the Dorouneh fault", *Geosciences*, No. 92, pp. 209-218 (in Persian).
- Duller, G. A. T. (1991). "Equivalent dose determination using single aliquots", *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 18, pp. 371-378.
- Farbod, Y. O. (2011). "Active tectonics of the Doruneh Fault: seismogenic behavior and geodynamic role". PhD thesis.
- Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., & Abbassi, M. R. (2011). "Geomorphic and structural variations along the doruneh fault system (central Iran)", *Tectonics*, 30(6).
- Farbod, Y., Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Braucher, R., Benedetti, L., Bourles, D., & Hessami, K. (2016). "Spatial variations in late Quaternary slip rates along the Doruneh Fault System (Central Iran)", *Tectonics*, 35(2), pp. 386-406.
- Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M. M., Dolati, A., & Bahroudi, J. (2007). "Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran", *Geophysical Journal International*, 168, pp. 691-709.
- Javadi Karizki, H.R. (2006), "Geodynamic, seismicity, and structural analysis of Dorouneh fault system", Master thesis, Geoscience research institute, Geological survey and mineral exploration organization (in Persian).
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., & Ghafory-Ashtiani, M. (2005). "Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data", *Geophysical Journal International*, 160(1), pp. 217-226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02465.x>
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., & Van Gorp, S. (2007). "Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran", *Geophysical Journal International*, 170(1), pp. 436-440. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x>
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H.R.E.A., Nilfouroushan, F., & Djamour, Y. (2013). "Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region", *Earth and Planetary Science Letters*, 377, pp. 287-298.
- Murray, A. S. & Wintle, A. G. (2000). "Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol". *Radiation Measurements*, 32, pp. 57-73.

- Pezzo, G., Tolomei, C., Atzori, S., Salvi, S., Shabanian, E., Bellier, O., & Farbod, Y. (2012). "New kinematic constraints of the Western Doruneh fault, Northeastern Iran, from interseismic deformation analysis", *Geophysical Journal International*, 190(1), 622. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2012.05509.x>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., & Karam, G. (2006). "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Tavakoli, F. (2007). "Present-day deformation and kinematics of the active faults observed by GPS in the Zagros and east of Iran", Ph. D. Thesis.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., & Behzadi, H. (1973). "Geomorphic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh Fault, Iran", *Tectonophysics*, 19, pp. 333–341.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chéry, J. (2004). "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", *Geophysical Journal International*, 157(1), pp. 381–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>
- Wellman, H. W. (1966). "Active wrench faults of Iran Afghanistan and Pakistan", *Geologische Undschau*, 55, pp. 716–735.