بررسی فعالیت گسل نیشابور در استان خراسان

مرتضی فتاحی[۱]، سمیه رستمی مهربان[۱*]، مرتضی طالبیان[۲]، عباس بحرودی[۳]، جیمز هالینگورث [۴] و ریچارد والکر[۵]

[۱]موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
[۲]پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۳]دانشکده مهندسی معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
[۴]دپارتمان علوم زمین، دانشگاه کمبریج، انگلستان
[۵]دپارتمان علوم زمین، دانشگاه آکسفورد، انگلستان

تاریخ دریافت: ۰۴/ ۱۲/ ۱۳۸۷ تاریخ پذیرش: ۲۵/ ۰۵/ ۱۳۸۸

چکیده

نیشابور(باحدود ۲۰۰۰۰۰ نفر جمعیت) در جنوب رشته‌کوه‌های بینالود، در شمال خاوری ایران واقع شده است. این شهر دست‌کم چهار بار توسط زلزله‌هایی تاریخی(در سال‌های ۱۲۰۹، ۱۲۷۰، ۱۳۸۹ و ۱۴۰۵ میلادی) تخریب و گاه نابود شده است. در اطراف نیشابور سه گسل فعال وجود دارد: گسل بینالود، گسل شمال نیشابور و گسل نیشابور. گسل‌های شمال نیشابور و بینالود در دامنه رشته کوه بینالود، در شمال نیشابور، قرار دارند. گسل نیشابور، در باختر نیشابور، قرار دارد. گسل نیشابور که در ۱۰ کیلومتری جنوب گسل شمال نیشابور قرار دارد، یک گسل راندگی به طول ۵۰ کیلومتر است. در هر انتهای گسل، دو قطعه جوان و راندگی به طول ۱۰ کیلومتر وجود دارد. این گسل نزدیک شهر نیشابور و یک چشمه احتمالی برای زمین‌لرزه‌های ۱۲۰۹ و ۱۴۰۵ میلادی است. گسل نیشابور به‌علت داشتن پتانسیل فعالیت‌های آتی، خطر لرزه‌ای مهمی برای شهر نیشابور دارد. با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی نیشابور، آگاهی از نرخ لغزش گسل می‌تواند ما را در برآورد خطر زلزله کمک کند. نرخ لغزش گسل با اندازه‌گیری میزان و زمان جابه‌جایی محاسبه شد. جابه‌جایی توسط توپوگرافی رقومی SRTM اندازه‌گیری شد. یک نمونه OSL از گراول‌های کواترنری بالا آمده قطعه خاوری برداشت و دز معادل (De) با استفاده از روش SAR OSL اندازه‌گیری شد. با استفاده از نتایج طیف‌سنج گاما و دیگر اطلاعات شامل رطوبت نمونه و موقعیت مکانی، میزان دز سالانه نیز اندازه‌گیری شد. با داشتن دز معادل و نرخ دز، سن نمونه محاسبه شد.

کلیدواژه‌ها: سن‌یابی، لومینسانس نوری، گسل فعال، نرخ لغزش، گسل نیشابور .

***نویسنده مسئول:** سمیه رستمی مهربان
E-mail: srmehraban@ut.ac.ir

۱– مقدمه

فلات ایران از نظر زمین‌ساختی یکی ازفعال‌ترین مناطق جهان است و به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ– هیمالیا همواره لرزه‌خیزی بالایی در طول تاریخ داشته است؛ به‌گونه‌ای که بخش‌های مختلف کشور از جمله کپه‌داغ در شمال خاور ایران توسط زمین‌لرزه‌های ویرانگر متعددی پیوسته تخریب شده است و این پدیده طبیعی، به‌عنوان مهم‌ترین بلای طبیعی کشور، تلفات و خسارات سنگینی را به بار آورده است (Jackson et al., 1995; Jackson & Jackson et al., 2002; McKenzie, 1984، Hollingsworth et al., 2006 , 2008).

عامل فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران، بازشدگی دریای سرخ (۱/۵ تا ۲ سانتی‌متر در سال) و حرکت صفحه آفریقا– عربستان در راستای شمال و یا شمال– شمال خاوری و همچنین حرکت صفحه هند در راستای شمال یا شمال– شمال باختری است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مطالعات GPS انجام شده نیز نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی فلات ایران بین دو فلات عربستان و اوراسیا (۲۰ میلی‌متر در سال) است (Vernant et al., 2004; Masson et al., 2007).

زلزله مهم‌ترین خطر طبیعی در ایران است. بنابراین، ضروری است در احداث تأسیسات (سدها، نیروگاه‌ها و ...) و ساختمان‌ها خطر زلزله برآورد شود. اولین گام در تحلیل خطر زلزله، تعیین گسل‌های فعال و اندازه‌گیری میزان فعالیت آنهاست. دو متغیر اساسی برای تعیین نرخ لغزش هر گسل عبارتند از:

۱– تعیین میزان جابه‌جایی هر گسل ، ۲– تعیین دوران یا زمانی که طول کشیده است تا آن جابه‌جایی صورت گیرد.

به‌رغم اهمیت بنیانی تعیین فعالیت گسل‌ها، متأسفانه برنامه‌ای مدون برای این مهم وجود نداشته و مطالعات گسسته به‌صورت منفرد انجام شده است (Meyer & Le Dortz, 2007; Fattahi et al., 2006, 2007; Fattahi & Walker, 2007; Ritz et al., 2006; Hessami et al., 2006). دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های گسل‌های فعال به‌نسبت طولانی است (۱۰۰۰ سال<) بنابراین اگرچه ثبت‌های تاریخی وجود دارد اما برای تعیین تاریخچه لرزه‌ای در یک منطقه خیلی کوتاه است. بنابراین، برای تعیین خطر زمین‌لرزه گسل‌های منفرد ضروری است عملیات سن‌یابی برای تعیین سن زلزله‌های دیرین، دوران دوباره فعالیت و نرخ لغزش انجام گیرد. با وجود دقت روش رادیوکربن، به‌دلیل دو محدودیت اساسی آن که اولاً نیاز به مواد آلی برای سن‌یابی دارد و ثانیاً بیشینه سن آن محدود به حدود ۴۰ تا ۵۰ هزار سال است، بهره‌گیری از آن در مطالعات دیرینه زلزله‌شناسی بسیار محدود بوده است.

سن‌یابی به روش لومینسانس به‌دلیل نیمه‌خشک بودن ایران روشی مناسب برای سن‌یابی خاک‌های مرتبط با زلزله است زیرا اولاً به‌طور مستقیم خاک را سن‌یابی می‌کند و ثانیاً محدودیت سنی آن می‌تواند دوره کواترنر را بپوشاند. این گزارش بخشی از یک مطالعه فراگیرتر است که طی آن تغییرشکل‌های کواترنر مرتبط با رشته‌کوه‌های البرز و بینالود بررسی شد. اطلاعات زمین‌ریخت‌شناسی توسط تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات محلی، اطلاعات لرزه‌ای توسط ثبت‌های تاریخی زلزله، میزان بالاآمدگی زمین در نقاط خاص (پادگانه‌های رودخانه‌ای) با استفاده از توپوگرافی SRTM و سن‌یابی نمونه‌های اولیه توسط روش لومینسانس نوری (OSL) انجام شد. در این مطالعه، ضمن مروری کوتاه بر وضعیت زلزله‌خیزی نیشابور و نگاهی بر زمین‌ریخت‌شناسی گسل نیشابور، سن‌یابی به روش لومینسانس نوری نمونه مورد نظر مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲– زلزله خیزی نیشابور

زمین‌لرزه برای نیشابور همچون شهرهای دیگر در ایران، مهم‌ترین خطر طبیعی

است و پیشینه تاریخی گویای لرزه‌خیزی آن است. دست‌کم ۴ زمین‌لرزه تاریخی با M > ۷ در کمتر از ۲۰۰ سال (۱۴۰۵- ۱۲۰۹ میلادی) نزدیک نیشابور در شمال خاوری ایران اتفاق افتاده است (Berberian & Yeats, 1999). سازوکار بیشتر مه‌گسل‌های شناخته شده در گستره نیشابور فشاری بوده و یا مؤلفه مهم فشاری دارند. این نکته اهمیت زیادی دارد، زیرا گسل‌های فشاری (در سنجش با گسل‌های راستالغز و عادی) پرانرژی‌ترند، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در راستای آنها به‌نسبت طولانی و شتاب گرانشی افقی در درازای آنها بیشتر است و می‌توانند زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری را به‌وجود آورند (شجاع طاهری و قرشی، ۱۳۸۱). در اطراف نیشابور سه گسل فعال موجود است که حدود ۱۰۰ کیلومتر در امتداد سمت جنوبی کوه‌های بینالود گسترده شده‌اند: گسل‌های بینالود و شمال نیشابور در ناحیه جنوبی کوه‌های بینالود، در شمال نیشابور قرار دارند در حالی‌که گسل نیشابور در ناحیه جنوبی کوه‌های البرز- بینالود، در باختر نیشابور قرار دارد (شکل ۱).

Berberian & Yeats (1999) پیشنهاد کردند که زمین‌لرزه‌های سال ۱۲۷۰ میلادی (I0= IX, M ~ ۷/۱) و سال ۱۴۰۵ میلادی (I0= X, M ~ ۷/۴) طول ۵۰ کیلومتری از بخش باختری گسل نیشابور را گسیخته‌اند. ثبت‌های تاریخی نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌های ۱۲۷۰ و ۱۴۰۵ میلادی باعث شد تا خاک در دشت نیشابور به‌سوی باختر در هوا پراکنده شود در حالی‌که دو زلزله دیگر ۱۲۰۹ میلادی (I0= IX, M ~ ۷/۳) و ۱۳۸۹ میلادی (I0= X, M~ ۷/۳) به گسل بینالود نسبت داده شده است (Berberian & Yeats, 1999). پهنه مه‌لرزه ۱۲۰۹ میلادی در خاور نیشابور قرار داشته و دست‌کم فاصله روستای دانه تا نیشابور را به فاصله ۴۰ کیلومتری به ویرانی کشیده است. در زمین‌لرزه ۱۳۸۹ رویداد کوه لغزش/ زمین‌لغزش در کوه‌های بینالود، روستاهای زیادی را ویران کرده است. از این رو، این زمین‌لرزه، پهنه نیشابور به سوی خاور را لرزانده است. بدین وسیله می‌توان گسل بینالود را سرچشمه این دو زمین‌لرزه معرفی کرد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۸). البته، با توجه به اینکه تمامی این گسل‌ها در شمال نیشابور همدیگر را قطع می‌کنند، اتکا به گزارشات تاریخی برای تعیین رابطه زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های خاص کافی نیست.

Berberian & Yeats (1999) گزارش کرده‌اند که ثبت‌های تاریخی دلالت بر این می‌کنندکه هیچ زمین‌لرزه بزرگی منطقه نیشابور را به مدت ۶۰۰ سال پس یا پیش از توالی ۱۴۰۵-۱۲۰۹ تحت تأثیر قرار نداده است. درحالی‌که Hollingsworth et al. (2010) پیشنهاد کردند که زمین‌لرزه سال ۱۶۷۳ (M ~ ۶/۶) که دو سوم مشهد (با حدود ۴۰۰۰ تلفات) و نصف نیشابور (۱۶۰۰ تلفات) را تخریب کرد، ممکن است ناشی از لغزش جنوب خاوری گسل‌های بینالود یا شمال نیشابور باشد که در اثر زمین‌لرزه‌هایی سال‌های ۱۴۰۵- ۱۲۰۹ انرژی گرفته است. آنها همچنین بر این باورند که زمین‌لرزه سال ۱۸۵۱ (M ~ ۶/۹) که منطقه وسیعی میان قوچان و نیشابور را لرزاند و یک چهارم شهر قوچان (با حدود ۱۶۰ کشته و زخمی) و ناحیه جنوب قوچان (۲۰۰۰ کشته) را تخریب کرد و شش ماه بعد در سال ۱۸۵۲ دوباره قوچان را لرزاند، ممکن است مرتبط با ساختار همراه با تغییرشکل (deformation) کوه‌های کپه‌داغ باشد. همچنین، در مورد اثرات ناشی از دو زمین‌لرزه با شدت کم که در سال‌های ۱۹۲۸ (M ~ ۵/۲) و ۱۹۳۸ (M ~ ۵/۶) در منطقه نیشابور رخ داد، اطلاعات زیادی در دسترس نیست. باتوجه به اینکه پس از رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ ۱۴۰۵ و ۱۶۷۳، این پهنه تاکنون دوره آرامش نسبی را گذرانده است، برای دستیابی به دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ در پهنه نیشابور نیاز مبرم به بررسی دیرینه‌زلزله‌شناسی در راستای گسل‌های بنیادی و فعال این پهنه است (شجاع طاهری و قرشی، ۱۳۸۱).

۳- زمین‌ریخت‌شناسی گسل نیشابور

گسل نیشابور با حدود ۵۰ کیلومتر درازا و امتدادی حدود °۱۳۰-۱۲۰ (راستای شمال باختر- جنوب خاور) در جنوب البرز و بینالود در باختر نیشابور و ۱۰ کیلومتری جنوب گسل شمال نیشابور واقع است (شکل ۲). شیب این گسل به سوی شمال خاور است. در بخش جنوب خاوری خود نهشته‌های آبرفتی کواترنر و کنگلومراهای پلیو- پلیستوسن را قطع کرده و در نزدیکی آبادی‌های شوری، سیدآباد (خاور کارخانه قند نیشابور) و تقی آباد (شمال و شمال باختر کارخانه قند) دیواره گسلی تشکیل داده است. در بخش میانی و شمال باختری، برش‌های آتشفشانی و نهشته‌های ائوسن (از سوی شمال خاوری) را بر روی مخروط‌افکنه‌ها و نهشته‌های آبرفتی کواترنر (در جنوب باختری) رانده است. این گسل در شمال باختری تا روستای بتو ادامه یافته است که در آنجا سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و نهشته‌های دگرگونی سیلیتی سفید رنگ با جهت‌یافتگی‌های سبز رنگ را روی آبرفت‌های کواترنر می‌راند (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱) (شکل ۳).

نزدیکی این گسل به نیشابور، گویای پتانسیل شکسته‌شدن آن در طول توالی زمین‌لرزه‌ای ۱۴۰۵- ۱۲۰۹ است و همچنین ممکن است که در آینده یک خطر لرزه‌ای برای شهر داشته باشد. با توجه به برش نهشته‌های کواترنر و شواهد زمین‌ریخت‌شناسی گسل یادشده جوان و در عهد حاضر فعال است.

گسل نیشابور از سه قطعه تشکیل شده است (شکل ۳). قطعه خاوری از باختر به خاور، حدوداً از (36°17′E,58°37′N) تا (36°16′E,58°41′N) کشیده شده است. قطعه میانی از باختر به خاور، تقریباً از(36°24′E,58°20′N) تا (36°18′E,58°34′N) و قطعه باختری از باختر به خاور، حدوداً از (36°26′E,58°13′N) تا (36°24′E,58°18′N) امتداد دارد. بیشترین بالا آمدگی در قطعه مرکزی (طول ۳۰ کیلومتر) اتفاق افتاده است و در دو طرف آن دو بالا آمدگی دیگر ایجاد شده است. در باختر، یک دره بین دو قطعه تشکیل شده، از وسط آن رود خشک در سوی جنوب خاوری به سوی نیشابور ادامه یافته و سپس به سوی جنوب باختری چرخیده و در سوی جنوب به سوی سیاه‌کوه رفته است. در بخش باختری این برآمدگی ده کیلومتری رود خشک دیگری وجود دارد که به سبب گسل نیشابور، به سوی باختر جریان داشته است (در بخش شمالی سیاه‌کوه). در نهایت دو رود خشک به هم پیوسته‌اند (شکل ۴).

قطعه خاوری گسل نیشابور توپوگرافی ضعیف (در بالاترین نقطه ۴۰ متر) دارد. نزدیک روستای شوری صفحه گسل به سطح زمین نرسیده است و حرکت در زیر زمین احتمالاً توسط یک گسل راندگی کور (در ژرفا) انجام شده است. شیب برآورد شده برای گسل در این محل °۶۰ به سوی شمال است. بیشترین بالاآمدگی در وسط این قطعه است که در دو طرف به سوی خاور و باختر بلندی آن کاهش می‌یابد تا در نهایت (پس از حدود ۵ کیلومتر) هم‌سطح دشت سیلابی می‌شود. در بخش خاوری این قطعه، رودخانه‌هایی که به سمت جنوب جاری بوده‌اند، به سوی خاور تغییر سو داده و تعدادی دره خشک به‌جا گذاشته‌اند (شکل ۵). با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی شهر نیشابور، آگاهی از میزان لغزش گسل می‌تواند ما را در برآورد خطر زمین‌لرزه کمک کند.

۴- تعیین نرخ لغزش گسل نیشابور (Slip rate)

برای تعیین میزان سرعت جابه‌جایی یک سمت گسل نسبت به سمت دیگر از مفهومی به نام Slip rate استفاده می شود که معادل فارسی آن را می‌توان "نرخ لغزش" تعریف کرد. نرخ لغزش ثابت نیست و به‌همین دلیل نرخ میانگین را به‌دست می‌آوریم که با فرمول ساده زیر قابل بیان است:

$$\text{نرخ میانگین لغزش} = \frac{\text{مسافت لغزش}}{\text{زمان لغزش}}$$

مسافت لغزش: کل مسافتی که یک سوی گسل نسبت به سوی دیگر جابه‌جا شده است.

زمان لغزش: کل زمانی که طول کشیده است تا این جابه‌جایی صورت گیرد.

از جمله روش‌هایی که می‌توان برای تعیین نرخ میانگین لغزش به‌کار برد، اندازه‌گیری مسافت لغزش به‌کمک توپوگرافی SRTM و مدت به‌روش OSL است.

بنابرایـن، برای تعیین نرخ لغـزش گسـل نیشابـور، نمونه N_3 از گراول‌های کواترنری بالا آمده قطعه خاوری، در نزدیک محدوده خاوری این قطعـه، برداشت شـد. تغییـرات توپوگرافی سطحی در محل نمونه‌برداری به کمک توپوگرافی SRTM اندازه‌گیری شد (شکل ۶).

۵- سن‌یابی به روش لومینسانس نوری

روش‌های سن‌یابی توسط لومینسانس، مجموعه روش‌هایی هستند که بر اساس افزایش بار در تله‌های درون مواد معدنی بلوری (که در اثر تابش‌های رادیواکتیو ایجاد می‌شود) کار می‌کنند.

برای سن‌یابی نمونه در آزمایشگاه کوارتز یا فلدسپار نهشته‌ها جدا می‌شود. کوارتز را توسط عاملی مثلاً لیزر با شدت و طول موج خاص تحریک می‌کنند تا تولید لومینسانس کند، سپس به‌وسیله فتومولتی پلایر میزان این لومینسانس (طبیعی) را اندازه‌گیری می‌کنیم. چون تعداد فوتون‌های حاصل معادل تعداد الکترون‌های جمع‌شده در تله طی زمان مدفون‌شدن است و چون الکترون‌ها رابطه مستقیم با دز رادیواکتیو محیطی که نمونه رسوبی در آن قرار داشته است، دارند، سیگنال لومینسانس حاصل را سیگنال حاصل از دز طبیعی می‌نامیم (D_e).

اگر بتوانیم میزان دز طبیعی حاصل طی دورانی که نمونه تحت تابش اشعه‌های رادیواکتیو در طبیعت بوده است، به‌دست آوریم و بر میزان دزی که نمونه هر سال دریافت کرده است (نرخ دوز) تقسیم کنیم، می‌توانیم سن آخرین صفرشدگی سیگنال لومینسانس را به‌دست آوریم. به عبارت دیگر:

$$\text{سن نمونه (ka)} = \frac{\text{دز معادل دز طبیعی (Gy)}}{\text{دز سالانه (Gy/ka)}}$$

که دز معادل دز طبیعی(D_e) عبارت از دزی است که نمونه در زمان مدفون‌بودن و دز سالانه، دز رادیواکتیوی است که نمونه از محیط طی یک سال دریافت کرده است. بنابراین برای سن‌یابی به روش لومینسانس ضروری است دز معادل طبیعی و دز سالانه محاسبه شود (Fattahi et al., 2006,2007).

۵-۱. شرایط آزمایش

تمامی آزمایش‌ها تحت نور بسیار ضعیف سرخ و در اتاق تاریک در آزمایشگاه لومینسانس دانشگاه آکسفورد انجام گرفت. تمام اندازه‌گیری‌ها به‌کمک دستگاه اتوماتیک Riso Tl-DA.15 که توانایی اندازه‌گیری لومینسانس نوری و گرمایی را دارد و مجهز به یک منبع رادیواکتیو $^{90}Sr/Y$ (تولیدکننده اشعه β که توانایی تولید دزی حدود ۶ گری در دقیقه را داشت) است، انجام شد. شدت نور تابشی برای تحریک نمونه حدود ۴۰۰ میلی‌وات بر سانتی‌متر مربع بود. نمونه در تاریکی تحت عملیات شیمیایی و فیزیکی مختلف قرار گرفت و کوارتز از آن جدا شد. نمونه‌های کوارتز خالص جداگانه بر روی دیسک‌ها چسبانده و عملیات اندازه‌گیری لومینسانس به روش یک الیکوت (aliquot) انجام شد.

۵-۲. مراحل سن‌یابی

هدف، سن‌یابی نمونه‌ای از نهشته‌های بالاآمده نزدیک شوری، برای تعیین نرخ لغزش گسل نیشابور بود. نمونه OSL از گراول‌های کواترنری در قطعه خاوری گسل نیشابور زیر برزنت ضد نور جمع‌آوری شد (شکل ۷). همزمان نمونه‌ای برای سنجش رطوبت برداشت شد. دز سالانه به‌وسیله اندازه گیری اشعهٔ γ به‌کمک طیف‌سنج قابل حمل Micro Nomand گاما انجام شد.

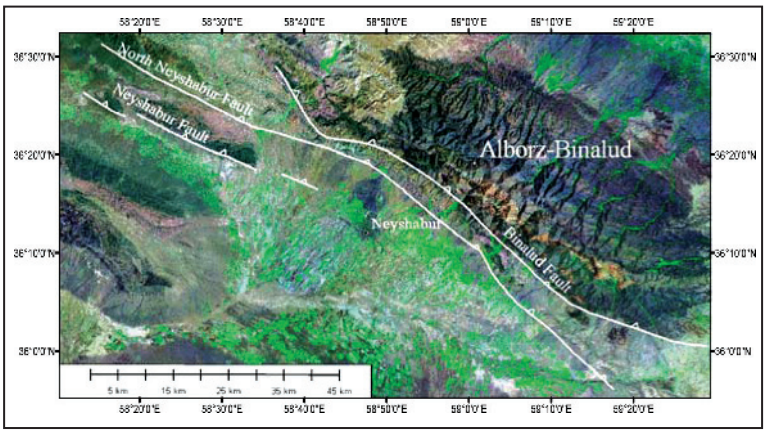
نمونه مخصوص اندازه‌گیری دز معادل دز طبیعی به آرامی ساییده، مقدار مناسب دانه‌ریز تهیه و سپس عملیات سرند توسط روش خیس به آرامی انجام شد، دانه‌های با اندازه‌های مختلف جدا و برای خشک‌شدن در کوره گذاشته شدند. اندازه ۱۵۰-۲۵۰ میکرون پس از یک روز از کوره خارج و به‌مدت دو روز تحت اسید کلریدریک یک نرمال قرار گرفت، عملیات ادامه یافت تا دیگر نمونه واکنشی با اسید نشان نداد. دوباره نمونه با آب مقطر شسته و به‌مدت ۲۴ ساعت در کوره گذارده شد. آنگاه نمونه تحت آب اکسیژنه (H_2O_2) قرار گرفت، عملیات ادامه یافت تا دیگر نمونه واکنشی به آب اکسیژنه نشان نداد. بدین روش کربنات‌ها و مواد آلی از رسوبات جدا شد. دوباره نمونه با آب مقطر شسته و به‌مدت ۲۴ ساعت در کوره گذارده شد تا خشک شود. در ادامه رسوبات به‌کمک سدیم پلی تنگستیت به روش چگالی از هم جدا شدند. نمونه‌های با چگالی‌های مختلف جدا شدند. دانه‌های کوچک‌تر از ۲/۷۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب کوارتز و فلدسپار داشتند. دانه‌ها سپس تحت هیدروفلوریک اسید ۴۸٪ (به‌مدت ۵۰ دقیقه) قرار گرفتند. به این روش تلاش شد تا ناخالصی‌های دیگر و لایه خارجی دانه‌های کوارتز حذف شود. حذف این لایه اثر اشعه‌های ناخواسته را از بین می‌برد. سپس دانه‌های توسط اسید کلریدریک ۱۰٪ شستشو شدند و در تمامی مراحل بالا در میان عملیات، دانه‌های توسط آب مقطر شستشو شدند. در مرحله آخر نیز دانه‌ها کاملاً با آب مقطر شسته شدند و در کوره قرار گرفتند. پس از ۲۴ ساعت خالص‌بودن کوارتز توسط آزمایش لومینسانس تحریک شده با نور فروسرخ (IRSL) انجام و تأیید شد.آنگاه عملیات سن‌یابی کوارتز انجام شد. در ابتدا میزان توانایی دانه‌های در تولید لومینسانس طبیعی اندازه‌گیری شد (شکل ۸). سپس با دادن دز β به میزان معین و مقایسه نسبی منحنی‌های نزولی حاصل از سیگنال طبیعی و مصنوعی میزان دز معادل دز طبیعی برآورد شد. سپس D_e با استفاده از روش OSL (با بهره‌گیری از روش تولید دوباره) اندازه‌گیری و نتایج توسط نرم‌افزار Analyst تحلیل شد (شکل ۹).

میزان مواد رادیواکتیو شامل اورانیم، توریم و پتاسیم طیف‌های دریافت شده توسط دستگاه طیف‌سنج گاما به‌دست آمد. با استفاده از این نتایج و دیگر اطلاعات شامل رطوبت نمونه و موقعیت مکانی، میزان دز سالانه نیز اندازه‌گیری شد و سن نمونه به‌دست آمد (جدول ۱).

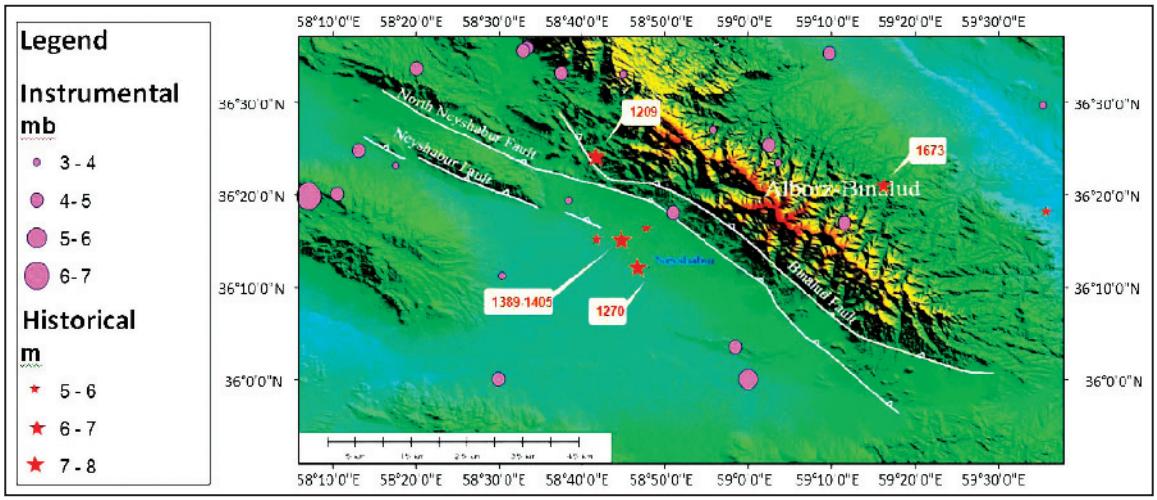
۶- بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات اولیه گسل نیشابور نشان داد که شیب گسل، ۶۰° به سوی شمال است و در سطح تشکیل بالاآمدگی داده است. جابه‌جایی قائم گراول‌های لایه افقی و مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی، نمایانگر آن است که این گسل فعال و از نوع راندگی است. جابه‌جایی عمودی نمونه N3 با استفاده از توپوگرافی SRTM اندازه‌گیری شد. نتایج نشان داد که نمونه N3، ۱۲متر بالا آمده است. با استفاده از میانگین وزنی توزیع پالئودز سن نمونه N3 (۹۵/۴ ka – ۵۷/۸) به‌دست آمد. نرخ لغزش گسل در محل نمونه‌برداری نمونه بالا ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر در سال، نرخ بالاآمدگی ۰/۱ تا۰/۲ میلی‌متر و کوتاه‌شدگی ۰/۱ میلی متر در سال برآورد شد.

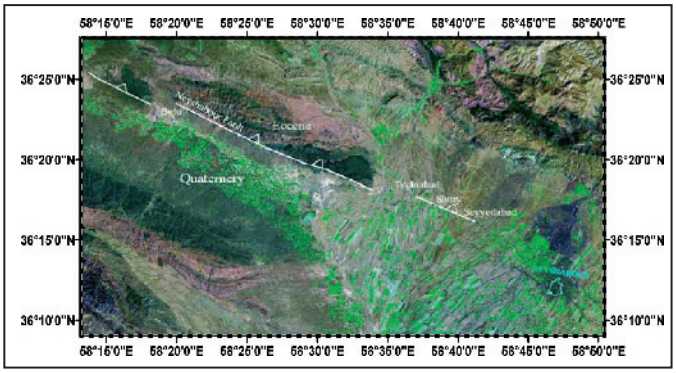
این میزان کم‌ترین نرخ لغزش است. با توجه به توزیع D_e که به‌نسبت گسترده است و شرایط محیط، به‌نظر می‌رسد که این نرخ کمتر از حد برآورد شده است. بنابراین ضروری است موارد فیزیکی از جمله موضوع صفرشدگی OSL مورد مطالعه قرار گیرد.



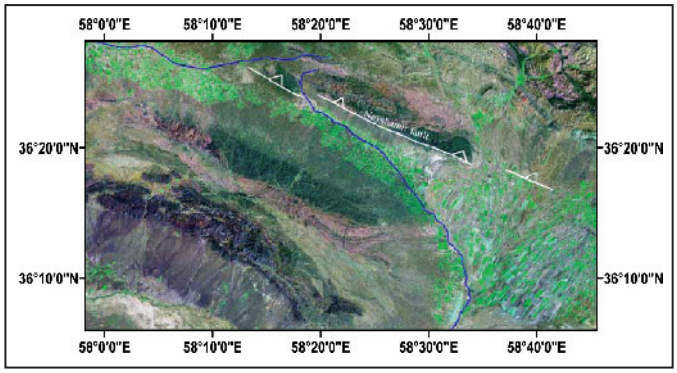
شکل ۱- تصویر ماهواره‌ای لندست۷ منطقه نیشابور. گسل‌های فعال با خط سفید نشان داده شده است. گسل شمال نیشابور و بینالود در جنوب رشته‌کوه‌های البرز خاوری- بینالود، شمال نیشابور قرار دارد و گسل نیشابور در جنوب رشته‌کوه، در باختر نیشابور قرار دارد.



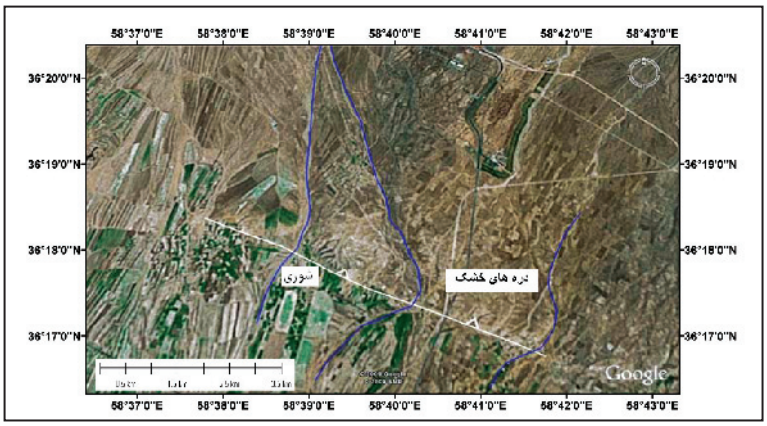
شکل ۲- زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی رخ داده در منطقه نیشابور (زمین‌لرزه‌های تاریخی توسط رده (۱۳۷۰)، بربریان و همکاران (۱۳۸۷) و شجاع طاهری و قرشی (۱۳۸۱) گردآوری و در جمع‌آوری داده‌های دستگاهی افزون بر این منابع، از ISC نیز استفاده شده است).



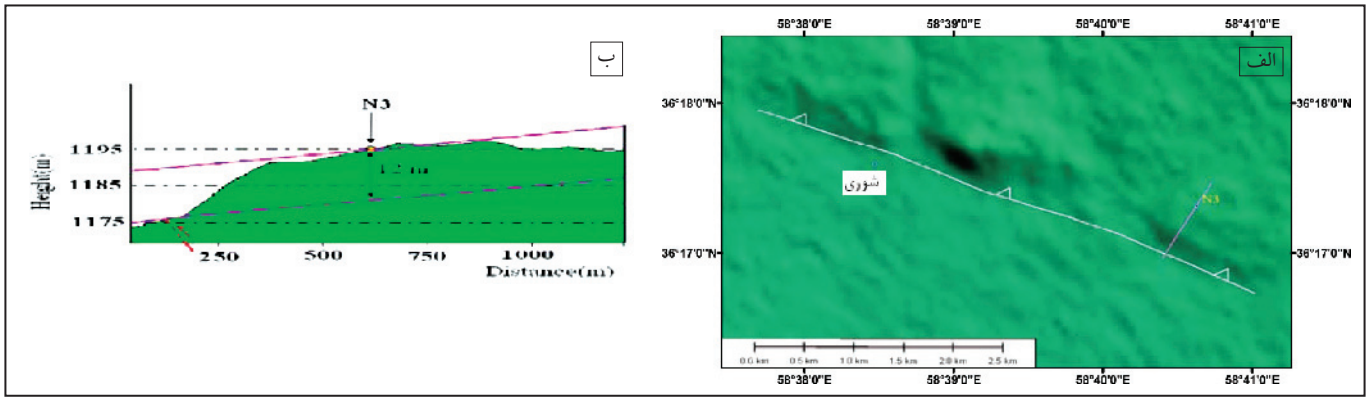
شکل ۳- تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ گسل نیشابور. این گسل از سه قطعه تشکیل شده و نهشته‌های و آتشفشانی‌های ائوسن را بر روی دشت نیشابور رانده است . روستای شوری در انتهای خاوری گسل نیشابور قرار دارد.



شکل ۴- تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ گسل نیشابور. خط سفید گسل را نشان می‌دهد و خطوط آبی مسیر دو رود خشک را که یکی در بین قطعه باختری و قطعه مرکزی گسل قرار دارد و دره‌ای را بین دو قطعه ایجاد کرده است و دیگری در باختر در فاصله ده کیلومتری قرار دارد . این دو رود خشک در انتها به‌هم می‌رسند.

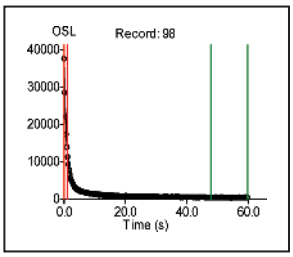


شکل ۵- تصویر ماهواره‌ای گوگل قطعه خاوری گسل نیشابور. خط سفید، گسل را و خطوط آبی، مسیر رودهای خشک را که به سوی خاور تغییر جهت داده‌اند، نشان می‌دهد.

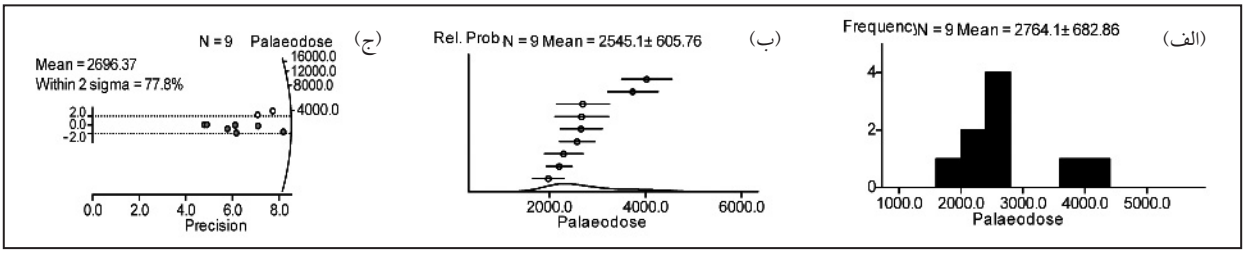


شکل ۶- الف)تصویر توپوگرافی قطعه خاوری گسل نیشابور نزدیک روستای شوری که با خط سفید مشخص شده است. N3، محل نمونه‌برداری را نشان می‌دهد که از نهشته‌های کواترنری بالاآمده رودخانه‌ای برای سن‌یابی OSL جمع‌آوری شده است. خط صورتی، نیمرخ توپوگرافی واقع در عرض گسل را نشان می‌دهد. ب) نیمرخ توپوگرافی در عرض گسل نیشابور در محل نمونه N3. جابه‌جایی عمودی، محل نمونه‌برداری و محل گسل در این حالت نشان داده شده است. این نیمرخ از توپوگرافی رقومی SRTM استخراج شده است.

شکل ۷- جمع‌آوری نمونه‌ها در زیر برزنت ضد نور.



شکل ۸- لومینسانس طبیعی کوارتز با تولید ۴۰۰۰۰ فوتون در ثانیه به خوبی قابل اندازه‌گیری است.



شکل ۹- نمودارهای به‌دست آمده از نتایج؛ الف) هیستوگرام ب) میانگین وزنی ج) نمودار شعاعی.

جدول ۱- نتایج سن‌یابی نمونه N3

sample	De(s) Weighted	±	De(GY) Weighted	±	Total (Gy/ka)	±	Age (ka)	±
N3	2545	606	208.4	49.6	2.72	0.13	76.6	18.8

کتابنگاری

آقا نباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ صفحه.

بدخشان ممتاز، ق.، ۱۳۷۱- بررسی ساختاری و مطالعه لرزه‌خیزی شمال غرب نیشابور، چهار گوش بزغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع طاهری، ج. و طالبیان، م.، ۱۳۷۸- پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره مشهد- نیشابور، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، کتاب شماره ۷۲.

رده، الف.، ۱۳۷۰- تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، انتشارات آگاه. ترجمه کتاب "A history of Persian earthquakes"، نوشته Ambraseys, N. N. & Melville, C. P.

شجاع طاهری، ج.، قرشی، م.، ۱۳۸۱- بررسی خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره مشهد- نیشابور، مجله علوم زمین سال یازدهم ، شماره ۴۶ – ۴۵ ، صفحه ۲۸-۲۲.

References

Berberian , M. & Yeats, R., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, Bulletein of the Seismological Society of America, 89, 120-139.

Fattahi, M. & Walker, R., 2007- Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran. Quaternary Geochronology 2, 284-289.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S. & Stokes, S., 2006- Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL) , Earth and Planetary Science Letters 245 (3–4), 673–684.

Fattahi M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A. & Bahroudi, A., 2007- Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. Geophys. J. Int., 168, 691-709.

Hessami, K., Nilforoushan, F. & Talbot, C. J., 2006- Active deformation within the Zagros mountains deduced from GPS measurements. J. Geol. Soc. Lond. 163, 143-148.

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M., & Bolourchi, M., 2006- Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran, Geophysical Journal International, 166, 1161–1177.

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008- Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma, Geology, 36(10), 763–766.

Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M. J., Jackson, J. & Copley, A., 2010- Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene, Geophysical Journal International.

Jackson, J. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77(1), 185–264.

Jackson, J., Haines, J. & Holt, W., 1995- The accommodation of Arabia–Eurasia plate convergence in Iran, Journal of Geophysical Research, 100(B8), 15205–15219.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, Geophysical Journal International, 148, 214–245.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daigni`eres, 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, 436–440.

Meyer, B. & Le Dortz, K., 2007- Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, Tectonics, 26, TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, Geology, 34(6), 477–480.

Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophys. J. Int. 157, 381–398.