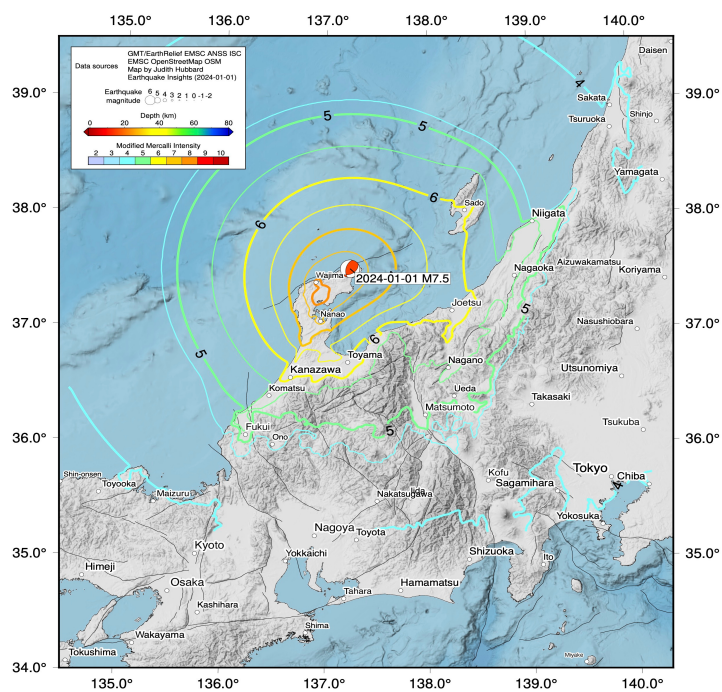




گزارش تحلیلی زمین لرزه دی ماه ۱۴۰۲ غرب ژاپن
اداره کل نقشه برداری زمینی و بنیادی

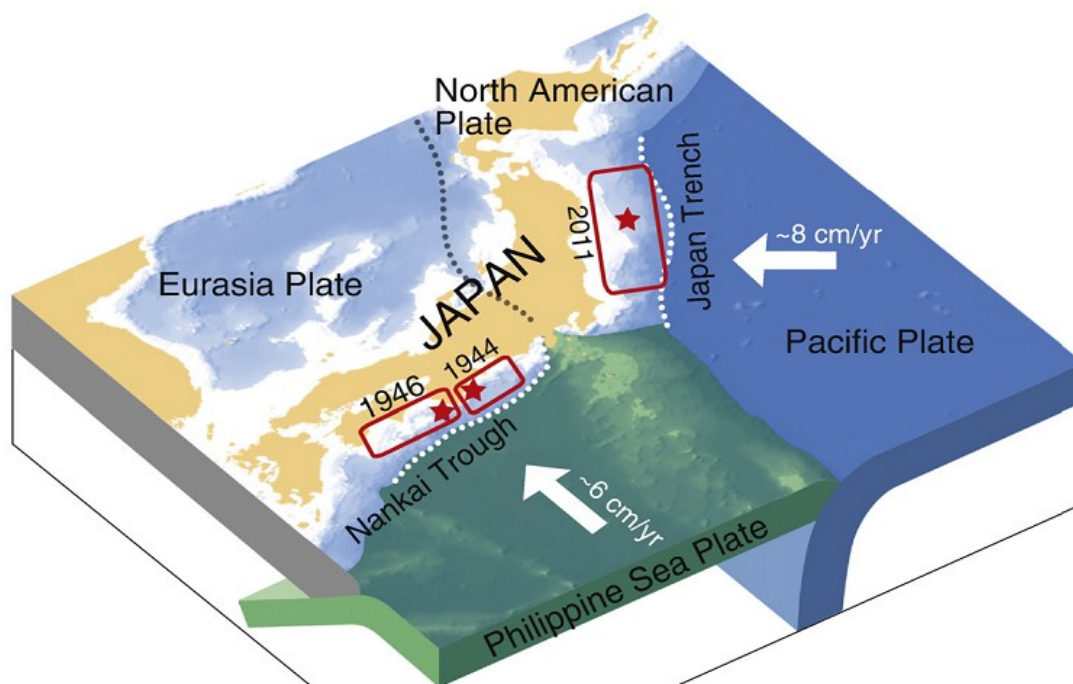
تهیه کننده: دکتر حمید رضا نانکلی



صفحة ۲

۲- زمین ساخت ژاپن

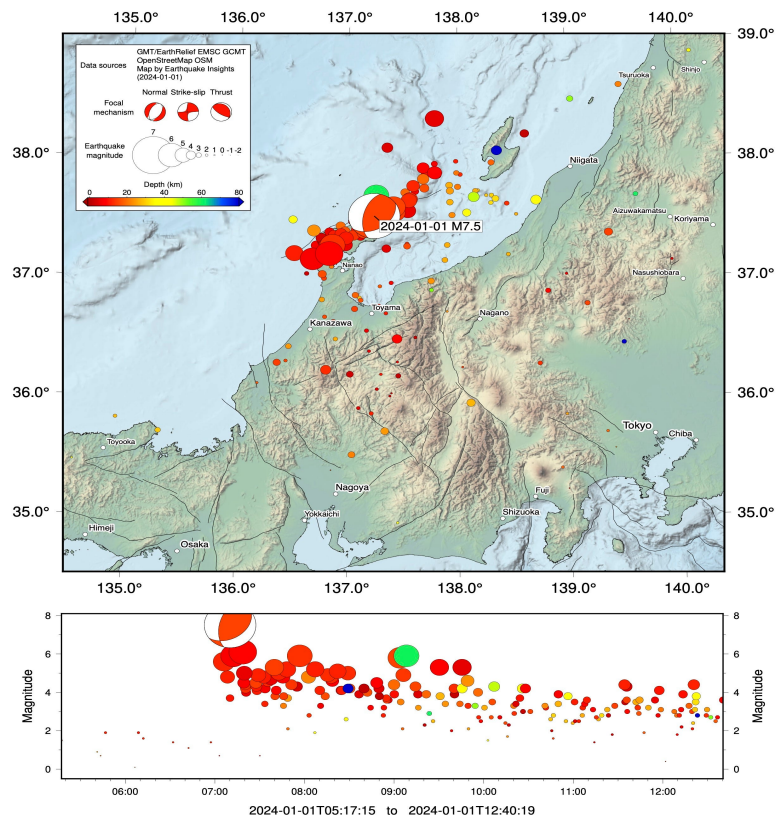
از دیدگاه زمین ساخت (تکتونیک) و لرزه خیزی این ناحیه در پهنه فرورائش صفحه اقیانوس آرام به زیر صفحه قاره ای اوراسیا واقع شده است. زلزله ها و آتشفشانهایی ژاپن در این پهنه فرورائش؛ در ناحیه کمانهای جزیره ای رخ می دهند. هنگامی که زلزله ها در چنین پهنه ای با ژرفای کم رخ دهد می توان انتظار خسارتهای و خرابی های فراوان داشت. در بسیاری از زلزله های ناحیه ژاپن که در همین پهنه فرورائش رخ می دهند به دلیل ژرفای زیاد، حتی با وجود بزرگای زیاد زمین لرزه، خسارت زیادی در سطح زمین ایجاد نمی گردد. بیشتر زمین لرزه های رخ داده در ژاپن، از جمله زلزله ۹,۱M توهوگو-اوکی ۲۰۱۱، ناشی از سیستم فرورائشی است که در زیر سواحل شرقی کشور انجام می شود، با این حال، صفحه تکتونیکی بالایی نیز در حال تغییر شکل است، فرآیندی که به صورت هزاران زلزله قابل مشاهده است. سواحل غربی هونشو در مجاورت نیگاتا از نظر لرزه ای نیز کاملاً فعال است و این تغییر شکل صفحه بالایی را در امتداد مرز شرقی دریای ژاپن نشان می دهد. از نظر تاریخی، این منطقه در اطراف شبه جزیره نوتو زمین لرزه های مهمی را تجربه کرده است، از جمله زلزله ۷,۷M در شمال شرقی در سال ۱۶۱۴ میلادی، که ممکن است با همان سیستم گسلی مرتبط باشد. آمار نشان دهنده این است که زلزله های بزرگی در غرب ژاپن می تواند رخ دهد. در شمال، صفحه اقیانوس آرام در امتداد گودال ژاپن به سمت غرب با سرعت ۸ سانتیمتر در سال فرورائش دارد - همان منطقه فرورائش که موجب زلزله ویرانگر ۹,۱M توهوگو-اوکی در سال ۲۰۱۱ بود. در جنوب، صفحه دریای فیلیپین به سمت شمال غربی در امتداد گودال نانکای با سرعت ۶ سانتی متر در سال فرورائش دارد، جایی که بسیاری از زمین لرزه های تاریخی بزرگ رخ داده اند. با این حال، آخرین رویدادهای بزرگ تقریباً ۸۰ سال پیش در سال های ۱۹۴۴ (۸,۱M) و ۱۹۴۶ (۸,۱M) رخ داده است.



شکل ۲- زمین ساخت ژاپن

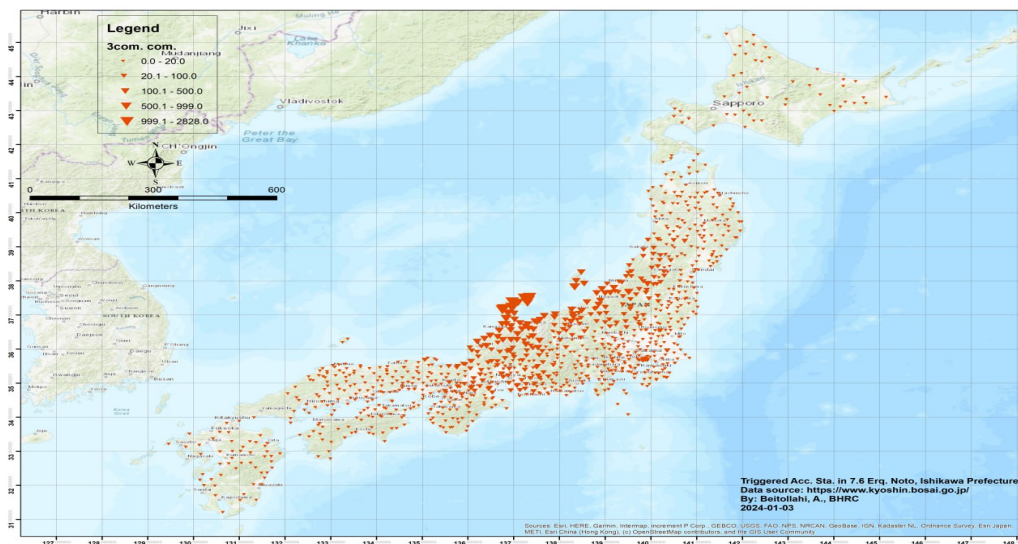
۳- رخداد

در اولین روز سال ۲۰۲۴، زمین لرزه ای به بزرگی ۷٫۵ ریشتر در عمق ۱۰ کیلومتری ساحل غربی هونشو، ژاپن را لرزاند. شوک روز سال نو باعث لرزش شدید در سراسر شبه جزیره نوتو استان ایشیکاوا ژاپن شد و جان ۸۴ نفر را گرفت (شکل ۳). سونامی حداقل ۱٫۲ متری بخش هایی از شبه جزیره نوتو را زیر آب گرفت و خسارات زیادی به بار آورد. این زلزله از دو جهت غیرعادی است. ابتدا، یک ازدحام لرزه‌ای بسیار فعال سه ساله همراه با بالا آمدن مداوم زمین در ناحیه مرکزی (آماوا و همکاران، ۲۰۲۳) دوم، لرزش ایجاد شده توسط زمین لرزه بسیار بزرگتر از انتظار برای زلزله ای به اندازه و عمق آن بود بطوریکه ۱۰۳۲ ایستگاه شتابنگاری کشور ژاپن را مورد چکانش قرار داده شکل ۴. شبه جزیره نوتو ژاپن در ۲۰ سال گذشته میزبان یک سری زمین لرزه های بزرگ بوده است. اینها رویدادهای فشاری در امتداد گسل‌های سطحی و مدفون در خشکی و فراساحل هستند. (گسل‌های مدفون رسوب‌های سطحی را نمی‌برند و گاهی اوقات «کور» نامیده می‌شوند).

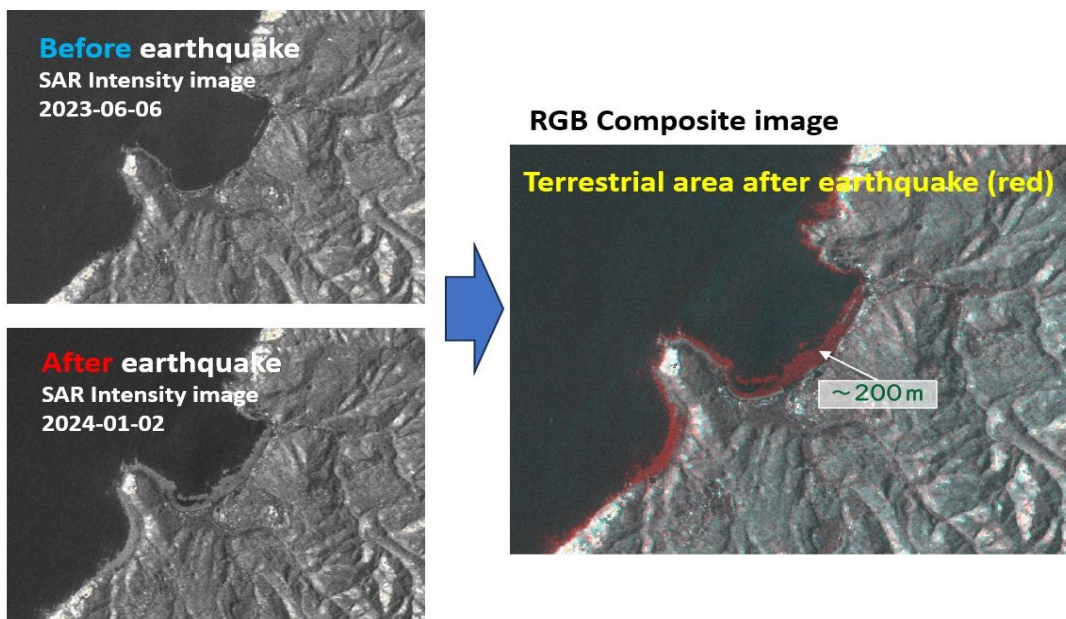


شکل ۳- ساز و کار کانونی زمین لرزه

زمین لرزه ۱ ژانویه ۲۰۲۴، ۷٫۵M در سواحل غربی ژاپن، در جزیره هونشو، کم عمق و در پوسته بالای زمین رخ داده است. سازو کار کانونی برای زلزله نشان می‌دهد که گسیختگی بر روی یک راندگی با شیب متوسط رخ داده است. زمین لرزه های کم عمق آسیب بیشتری نسبت به زلزله های میانی و عمیق ایجاد می‌کنند. این زمین لرزه ساحلی لرزش شدید در خشکی و سونامی ایجاد کرد و باعث جابجایی ۲۰۰ متری خط ساحلی به سمت دریا شد شکل ۵.



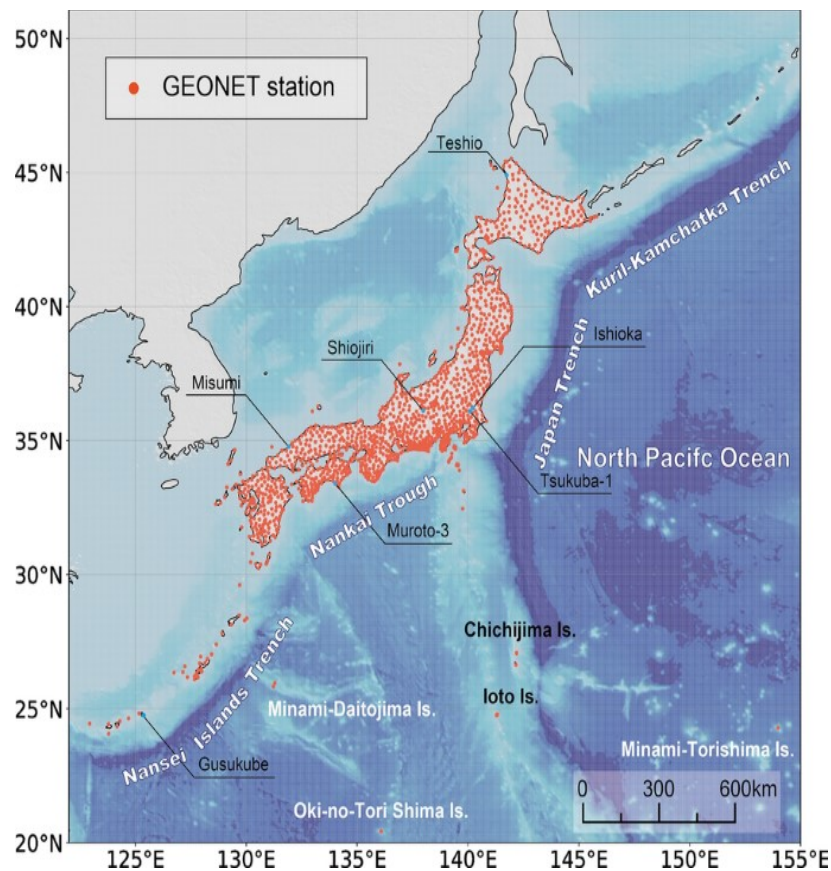
شکل ۴- شبکه شتاب نگاری کشور ژاپن و اثر زمین لرزه ۷٫۵ بر روی شبکه (مرکز تحقیقات مسکن-۱۴۰۲)



شکل ۵- جابجایی خط ساحلی بدست آمده از تصاویر ماهواره (GSI2024)ALOS-2

۴- مدل سازی میدان سرعت منطقه و استرین با استفاده از ایستگاه های دائمی GNSS

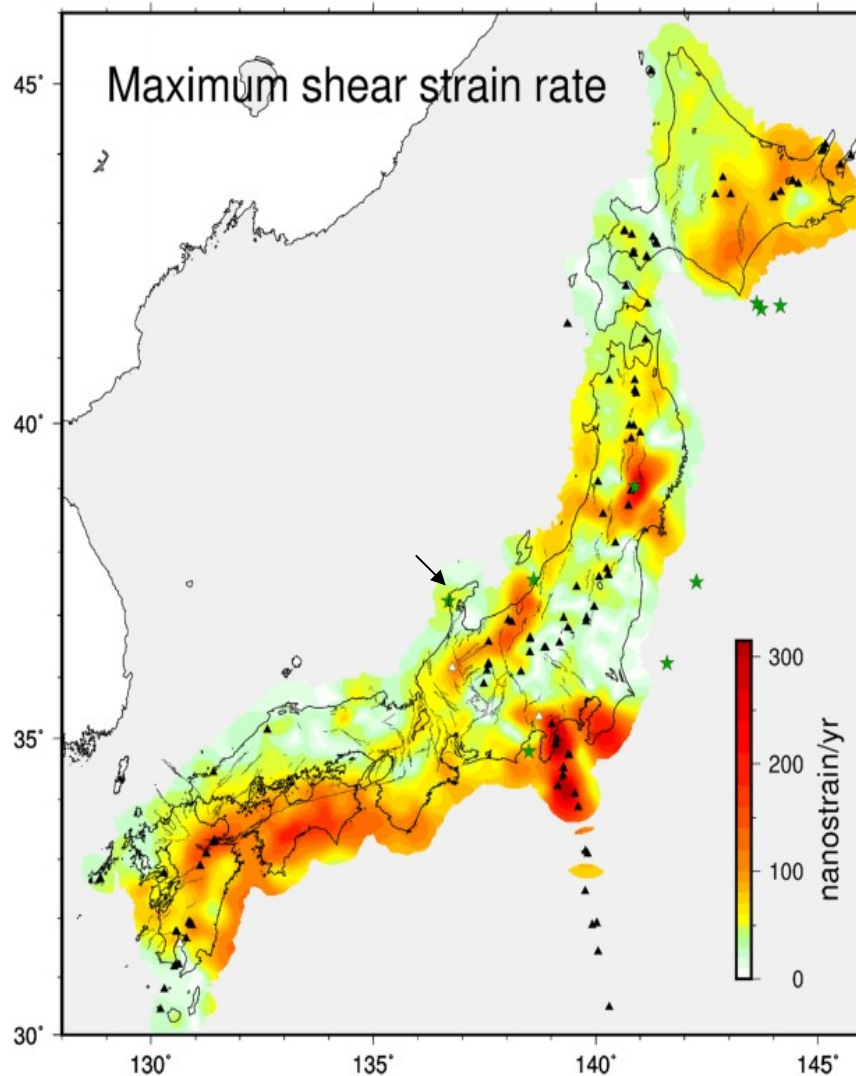
از اهداف مهم در ایجاد شبکه ژئودینامیک اندازه‌گیری و تعیین تغییرات پوسته زمین در طول زمان می‌باشد. در این راستا با اندازه‌گیری‌های دائم GPS در ایستگاه‌های شبکه ژئودینامیک، پردازش و آنالیز نتایج می‌توانیم به شناخت کاملتری از وضعیت و حرکات پوسته زمین در دست یابیم و بتوانیم حرکات آنها را مدل‌سازی کنیم. اندازه‌گیری‌های دقیق ژئودینامیک در تعیین حرکات صفحات تکتونیک قاره‌ای، بررسی حرکات گسل‌های فعال و پیش‌بینی روند جابجایی آنها، تعیین جابجایی و حرکت پوسته زمین برای کاهش خسارات احتمالی ناشی از زلزله و همچنین جهت مکانیابی بهینه سازه‌ها در پروژه‌های عظیم مهندسی کاربرد دارد. از سال ۱۹۹۶، اداره اطلاعات مکانی ژاپن به منظور تعیین نرخ استرین انباشته شده در پوسته و تغییر شکل‌های منطقه ایی نظردر کشور شبکه ایستگاه های مرجع GNSS، معروف به GEONET را با ۱۳۰۰ دستگاه CORS و با فاصله ۱۲۰ کیلومتر و به صورت پیوسته تا کنون مورد بهره برداری قرار می‌دهد. شکل ۶.



شکل ۶- شبکه ایستگاه های دائمی ژاپن (Geonet)



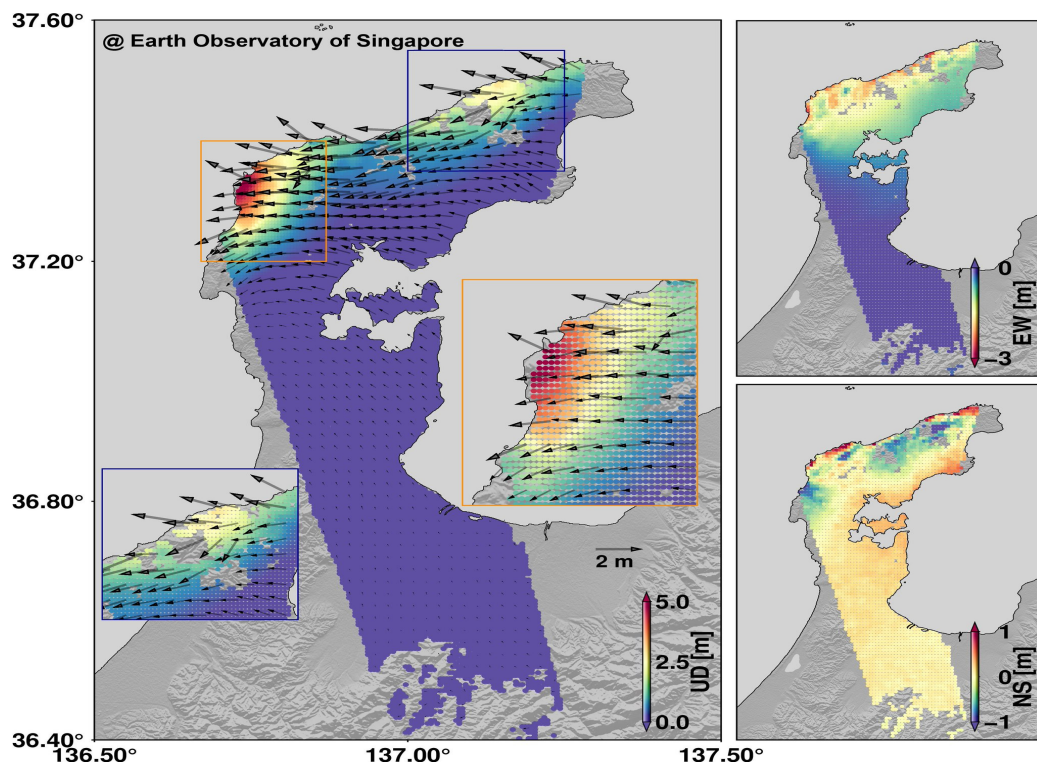
تعیین و بررسی تنسور نرخ استرین پوسته زمین، امکان توصیف فرآیندهای ژئودینامیکی مانند تجمع استرین گسل‌ها را که یک پارامتر مهم در ارزیابی خطر لرزه‌های محسوب می‌شود، فراهم می‌آورد. یکی از کاربردهای مهم شبکه ایستگاه‌های دائمی ژئودینامیک و GNSS، محاسبه نرخ استرین ژئودتیکی و برشی با استفاده از بردارهای سرعت می‌باشد. نرخ این تغییرات در کشور ژاپن تا ۳۰۰ نانو استرین در سال می‌باشد. همانطوریکه در شکل ۷ مشاهده می‌شود منطقه‌ای که در آن زمین لرزه اخیر رخ داده دارای نرخ استرین کمی می‌باشد که می‌تواند زمین لرزه‌های بزرگی ایجاد کند.



شکل ۷-پهنه بندی نرخ استرین برشی (GSI JAPAN)

۵- تحلیل نتایج با استفاده از تصاویر راداری و ایستگاه های دائمی GNSS

چرخه زمین لرزه این قطعه گسلی که مسبب زلزله با بزرگای ۷.۶ ژاپن بوده است عامل دو تغییر شکل در این منطقه شده است: ۱- تغییر شکل آنی سطح زمین: در قسمت بالای پوسته تا عمق ۱۰-۲۰ کیلومتر که دارای دمای کم - اصطکاک و شکننده است و به آن تغییر شکل هم لرزه ای می گویم ۲- تغییر شکل دوم: بلافاصله پس از وقوع زلزله مکانیسم آزاد شدن تنش به دلیل ویسکوزیته کم و دمای بالا در قسمت پایین یا شکل پذیر پوسته زمین فعال شده که منجر به تغییر شکل های پس لرزه ای در این قطعه گسلی شده. این سیکل با توجه به بزرگای زمین لرزه مربوط به یک دوره از چند دقیقه تا ماه ها یا سال ها پس از زلزله است که پوسته و گسل هر دو به حالت تغییرات تنش پوسته ناشی از زلزله تنظیم می شوند. در طول دوره پس لرزه ای حداقل دو فرآیند مشخص باعث ایجاد حرکت اضافی پوسته می شود. یکی شامل لغزش اضافی که معمولاً جزئی و در امتداد گسل رخ داده است و دوم مناطق عمیق تری از پوسته پایین تر از ۲۰ کیلومتر در پاسخ به تغییرات تنش پوسته جریان دارند.



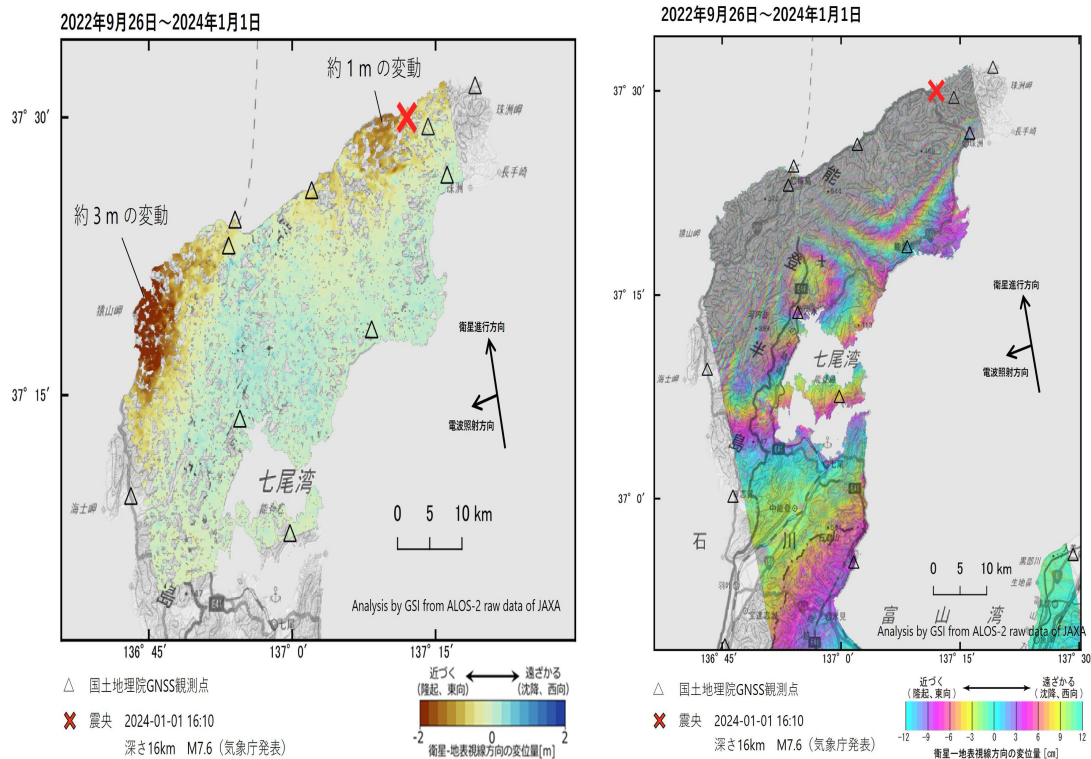
شکل ۸- نقشه ۳ بعدی تغییر شکل پوسته حین زلزله با استفاده از تصاویر رادار (رنگ ها جابجایی قائم را نشان میدهد)

(Zhanfeng,2024)

همچنین نتایج اولیه نشان می دهد که ایستگاه GNSS واقع در شهر واجیما در استان ایشیکاوا به صورت افقی حدود ۱،۳ متر به سمت غرب جابجا شده. این تجزیه و تحلیل همچنین نشان دهنده جابجایی حدود ۱ متری به سمت غرب در شهر آنامیزو و ۸۰ سانتی متری در شهر سوزو است. ایستگاه نوتوجیما شهر نانائو ۶۰ سانتی متر به سمت شمال غربی جابجا شده. به نظر می رسد نرخ جابجایی در استان های توایما و نیگاتا حدود ۲۰ سانتی متر به سمت شمال غربی جابجا شده است.

۶-نتایج تصاویر راداری

بر اساس داده های ماهواره ای ALOS-2، که ۷ ساعت پس از زمین لرزه دریافت شده و پردازش های انجام شده توسط GSI نشان دهنده حد اکثر جابجایی ۳متر در جهت خط دید ماهواره است.



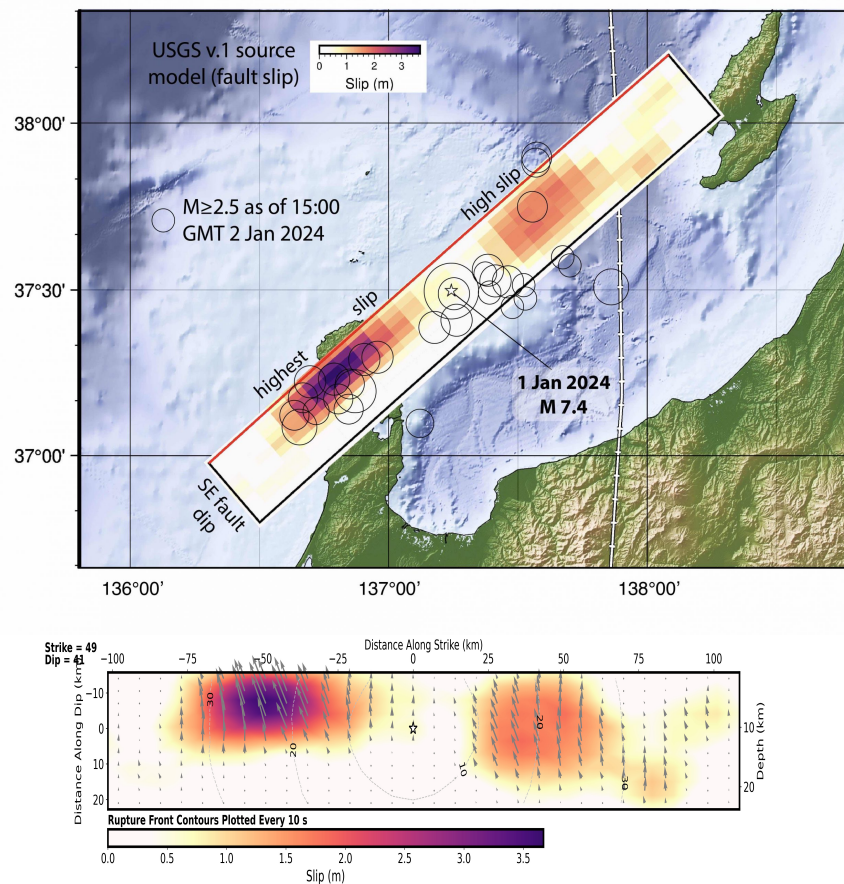
Judith Hubbard;2024 ماهواره (خط دید) جهت حرکت در جابجایی

۷-مکانیزم تغییرشکل در پوسته

قسمت بالای لیتوسفر شامل صفحات مسطح شکننده و گسل ها می باشد. با استفاده از قانون آمونتون (Turcott, 1982) و لغزش این صفحات (یا دو طرف گسل نسبت به هم) می توان به تغییرشکل های شکننده یا Brittle دست پیدا کرد. در این راستا ضریب اصطکاک به عنوان یک پارامتری که مقاومت در برابر لغزش را نشان می دهد به همراه استرس برشی و استرس نرمال تعریف می گردد. عمومی ترین مکانیزمی که برای تشریح تغییرشکل های شکننده در قسمت بالای لیتوسفر(پوسته) استفاده می گردد، شکست برشی یا shear failure می باشد که معمولاً با قانون کولمب بیان می گردد. این معیار شکست با حذف چسبندگی یا cohesion صفر و بادر نظر گرفتن ضریب اصطکاک و اصطکاک لغزشی (Ranalli, 1995) مشابه قانون آمونتون می باشد. شکست مواد زمانی اتفاق می افتد که تغییر شکل دائمی رخ می دهد و در این حالت مقدار استرس deviatoric به یک حد بحرانی می رسد که به آن استرس تسلیم می گوئیم. این شکست می تواند بصورت تغییر شکل ناپیوسته مثل یک ترک یا تغییرشکل پیوسته و غیرقابل برگشت یعنی رفتار پلاستیک باشد که در حالت اول تغییرشکل مواد

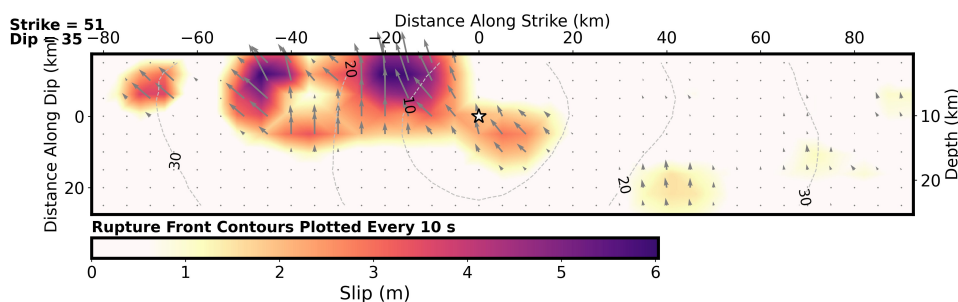
بصورت شکننده یا **brittle** تعریف می‌شود و در حالت دوم بصورت **ductile** یا خمیری شکل تعریف می‌گردد. یکی از اطلاعاتی که در ارزیابی آسیب‌پذیری لرزه‌ای لازم است شناخت دقیق نرخ واقعی لغزش هر گسل است. ابعاد و دامنه لغزش در امتداد گسلی که باعث ایجاد زلزله شده است را می‌توان در یک "مدل گسل محدود" نشان داد. این مدل از زلزله از طریق یک «وارونگی گسل محدود» تولید می‌شود که برای تخمین مکان، زمان و میزان لغزش استفاده می‌شود.

زمین لرزه ۷٫۵ ریشتری ناشی از گسلش راندگی در عمق کم بوده. مکان اولیه زمین لرزه آن را در مجاورت برخورد بین صفحات تکتونیکی منطقه قرار می‌دهد. ابعاد این گسیختگی دارای طول ۱۲۰ کیلومتر می‌باشد. نتایج اولیه نشان می‌دهد در طی یک دوره ۳۰ ثانیه‌ای، گسیختگی هم به سمت جنوب غربی، جایی که لغزش در حدود ۳ متر به اوج خود رسید، و هم به سمت شمال شرقی، جایی که به ۱٫۵ متر رسید، منتشر شده. این داده‌ها با هم، گسیختگی یک گسل به طول ۱۲۰ کیلومتر را توصیف می‌کنند شکل ۱۰.

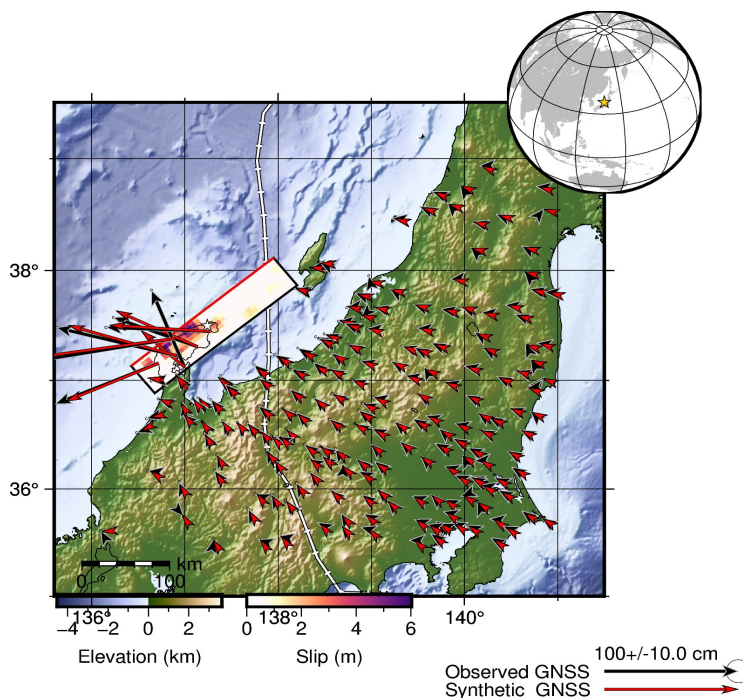


شکل ۱۰- مقطع عرضی از توزیع لغزش در صفحه گسلی ناشی از زمین لرزه ۷٫۴ ژاپن (usgs) کانتورها زمان گسیختگی را بر حسب ثانیه نشان می‌دهند. دامنه لغزش به صورت رنگی و جهت حرکت فرا دیواره نسبت به فرو دیواره با فلش نشان داده شده است.

نتایج به روز رسانی شده مدل گسل محدود شامل تجزیه و تحلیل مشاهدات لرزه ای (GNSS و InSAR) است. داده اصلی ALOS-/PALSAR توسط JAXA تحت قرارداد همکاری JAXA و USGS/NASA ارائه شده است. داده های GNSS از شبکه GEONET است که توسط اداره اطلاعات مکانی ژاپن اداره می شود و توسط آزمایشگاه ژئودتیک نوادا با استفاده از نرم افزار JPL GipsyX پردازش شده است. در مدل به روز شده میزان لغزش در صفحه گسلی (سمت جنوب غربی) به ۶ متر رسیده است.



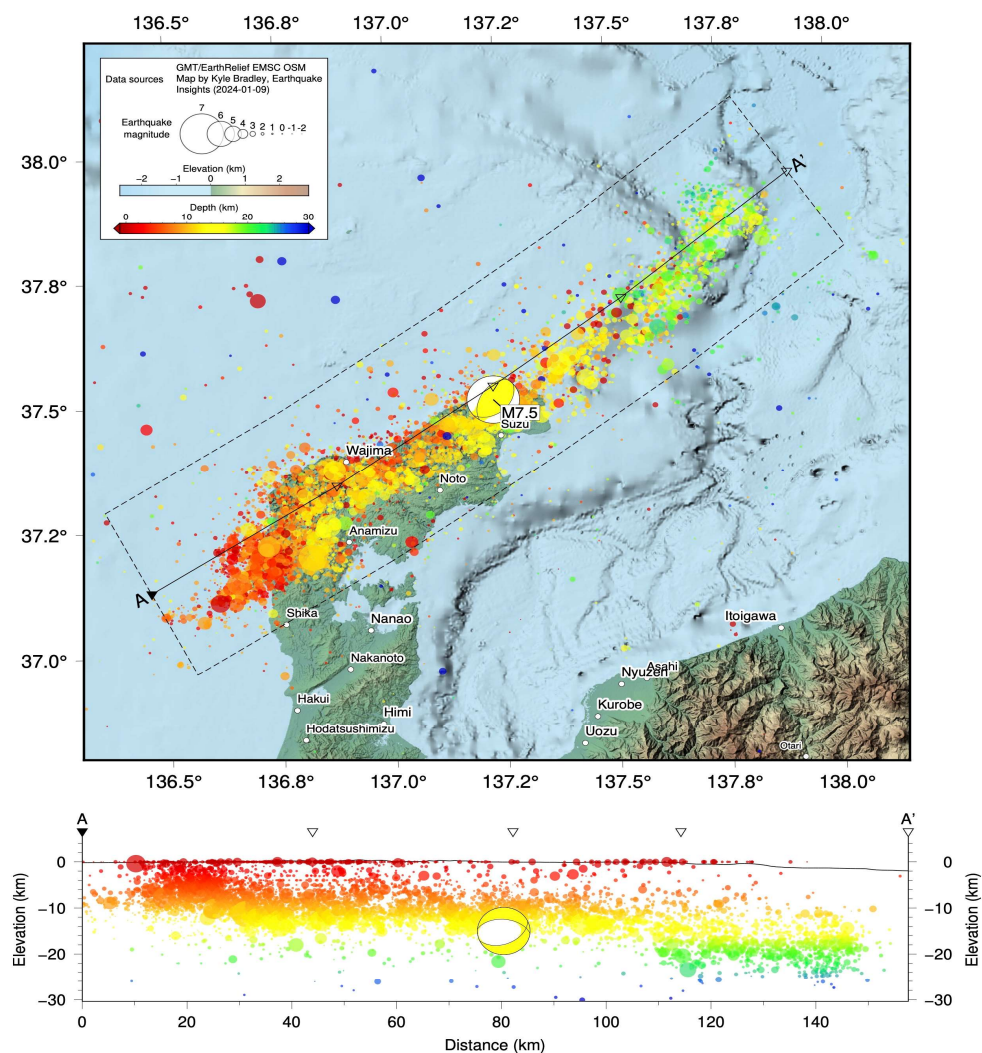
شکل ۱۱- مقطع عرضی از توزیع لغزش در صفحه گسلی ناشی از زمین لرزه ۷.۴ ژاپن (usgs) کانتورها زمان گسیختگی را بر حسب ثانیه نشان می دهند.. دامنه لغزش به صورت رنگی و جهت حرکت فرا دیواره نسبت به فرو دیواره با فلش نشان داده شده است.



شکل ۱۲- پراکندگی و نمایش توزیع لغزش (usgs)

۸- حرکات پسا لرزه ای

پس لرزه ها دنباله ای از زمین لرزه ها هستند که پس از وقوع شوک اصلی در یک گسل اتفاق می افتند پس لرزه ها در نزدیکی منطقه گسل که در آن گسیختگی اصلی اتفاق افتاده رخ می دهد و بخشی از "روند تنظیم مجدد" پس از لغزش اصلی در صفحه گسلی است. پس لرزه ها با گذشت زمان کمتر می شوند و می توانند برای روزها ، هفته ها ، ماهها ادامه داشته باشند. وقوع پس لرزه ها پس از یک رخداد زمین لرزه بزرگ ناشی از به تعادل رسیدن و ثبات تنش تکتونیکی حاکم بر پوسته زمین پس از رخداد زمین لرزه اصلی است. پس لرزه ها به عبارتی باقی مانده انرژی است که از رخداد اصلی در زمین باقی مانده است .پس از یک زلزله بزرگ حرکات پوسته متوقف نمی شود و پس لرزه هایی به دنبال دارد که برخی از آنها آسیب زا هستند. لغزش مربوط به این پس لرزه ها را پس لغزش می نامند و ممکن است به صورت زمین لرزه های معمولی یا به صورت لغزش کند رخ دهد. شکل ۱۳

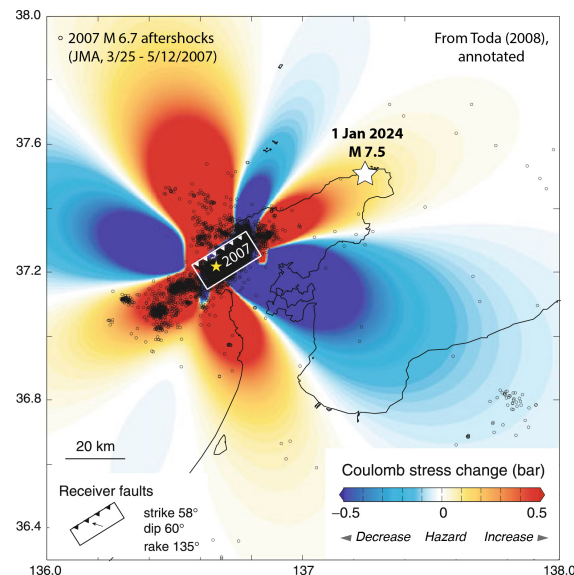


شکل ۱۳- توزیع پس لرزه ها Judith Hubbard; 2024

با نگاهی به موقعیت خوشه لرزه ای و پس لرزه های آن مساحتی با ابعاد ۱۲۰ کیلومتر در طول و ۱۵ کیلومتر در عرض را پوشش می‌دهد که نشان دهنده تجمع تنش تکتونیکی در پهنه گسلی و رها شدن آن در طی زمان است. تا کنون ۱۱۰۰ پس لرزه در پهنه رخداد روی داده است که بزرگترین آنها ۶٫۲ بوده است. تعداد پس لرزه‌های تولید شده در منطقه نیز بیانگر افزایش تنش و تغییرات تنش ناشی از لرزه اصلی هستند که نقطه مستعد و آماده گسیخته شدن بعدی را مشخص کردند. همانطور که در شکل مشاهده می‌گردد روند پس لرزه ها یا مها جرت لرزه ای نیز به سمت شمال شرق-جنوب غرب در جهت گسیختگی است. در سمت غرب تعداد بیشتر و عمق کمتر و در سمت شمال شرق تعداد کمتر و عمق بیشتری مشاهده می‌گردد که می تواند ناشی از برپیر ویا رمپ گسلی باشد.

۹- انتقال و برهم کنش تنش استاتیک

زمین لرزه ها می توانند با همدیگر بر هم کنش داشته باشند و این موضوع می تواند منجر به توالی زمین لرزه ها و خوشه زمین بندی ورخداد پس لرزه ها گردد. برانگیختگی تنش بدین صورت است که گسل ها به تنشی که از گسل ها یا زمین لرزه های مجاور دریافت می کنند پاسخ می دهند. حرکت بلوکهای دو طرف یک گسیختگی باعث ایجاد تغییر در تنش ایستایی محیط اطراف آن میشود. این تغییر تنش روی سطوح گیرنده اطراف گسیختگی دارای دو مولفه نرمال و برشی میشود. وقوع زمین لرزه نزدیک به هم در زمان و مکان که به صورت خوشه ای لحاظ می شود براساس تئوری انتقال تنش و اثر متقابل آن محاسبه می شود ، تنش انباشته شده در روی یک گسل به عنوان کلید اصلی به منظور آغاز گسیختگی در نظر گرفته می شود در هنگام وقوع زلزله به سادگی از بین نمی رود. تنش آزاد شده از یک گسل می تواند هر چند کم می تواند تنش را روی گسل های مجاور و نزدیک را افزایش یا کاهش دهد و بالقوه باعث ایجاد گسیختگی و زلزله یا تاخیر در زمان رخداد شود. برای این منظور نرخ بلند مدت تنش تکتونیکی بر روی یک گسل فعال باید مشخص باشد. انتقال تنش مثبت (یعنی افزایش تنش) می تواند چرخه لرزه ای گسل را به طور موقت اصلاح کند و زلزله بعدی را با یک دوره زمانی T پیش ببرد و بر عکس کاهش تنش باعث تاخیر در گسیختگی و زمان وقوع زلزله می شود (دوران آرامش). در سال ۲۰۰۷ زمین لرزه ای با بزرگای ۶٫۷ در در فاصله ۶۷ کیلومتری از زمین لرزه اخیر در این منطقه روی داده است شکل ۷. همانطوریکه در شکل دیده می شود تغییرات تنش ۰٫۲۵ بار ایجاد شده توسط زمین لرزه بسیار کم است، اما برای ایجاد لرزه خیزی کافی است و نمی تواند دلیلی بر ازدحام لرزه ای در منطقه باشد.



شکل ۱۴- تنش کلمب محاسبه شده برای زمین لرزه ۲۰۰۷ (Toda, 2008)



شاید مهم‌تر این باشد که بیشترین لغزش در زمین لرزه ۲۰۲۴ (همانطور که در شکل ۱۱ نشان داده شده) جایی رخ داده است که بیشترین تنش توسط رویداد سال ۲۰۰۷ (که در شکل ۱۴ می‌بینید)، ایجاد شده است. از سال ۱۹۹۰: زمین لرزه‌های ۱۹۹۳ (۶,۶M) و ۲۰۰۷ (۶,۹M) منجر به مکان‌های ریز لرزه‌خیزی پایدار جدید در مناطق پس لرزه‌ای شدند. به نظر می‌رسد که الگوی تنش در منطقه ونرخ لغزش در صفحه گسلی سبب چنین ساختاری می‌گردد. لذا با توجه به زمین لرزه رخ داده در سال ۲۰۰۷ و کانون رخداد ۷,۵ ریشتری، سال ۲۰۲۴، و محل پس لرزه‌ای قبلی، حاکی از این است که همگی در منطقه‌ای با احتمال افزایش زلزله (لوب قرمز) واقع شده‌اند (منطقه چکانش) شکل ۱۴.

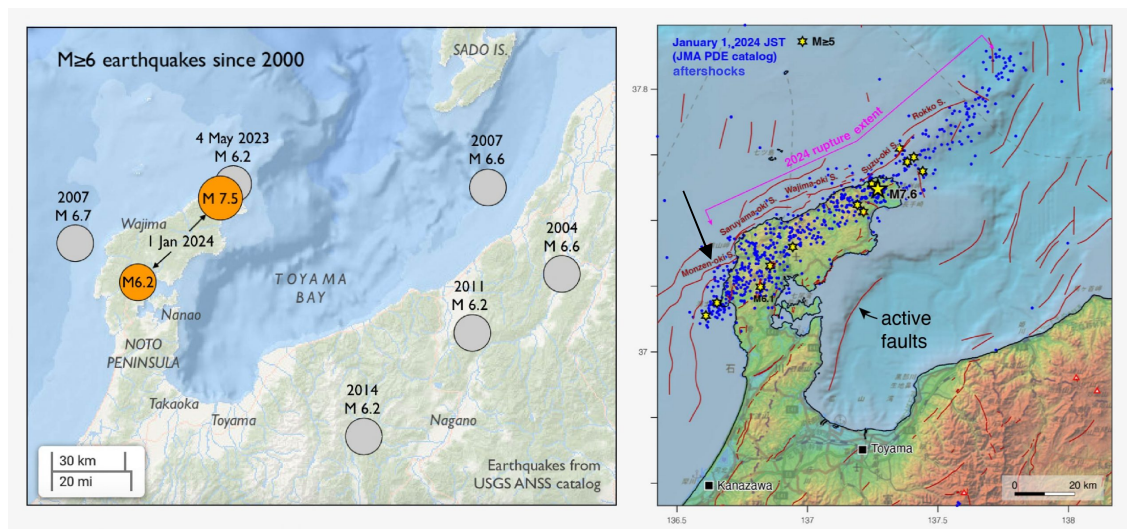
۱۰- تحلیل رخداد و نتایج

آنچه در زلزله ژاپن با بزرگای ۷,۵ رخ داده است در اثر تجمع تنش فعال ناشی از حرکات صفحات تکتونیکی در طول زمان و غلبه این تنش بر استحکام بلوک گسلی مسبب زلزله و شکست آن (تنش برشی بر تنش ناشی از اصطکاک غلبه کرده) گسیختگی ایجاد و لغزش بر روی صفحه گسلی انجام شده است. در این حالت انتقال تنش به سمت دم گسل تا ۱ بار و قسمت پایین و بالای پوسته انجام شده که با پراکندگی پس لرزه‌ها تطابق دارد. میزان تنش قبل از زلزله و آغاز گسیختگی بر روی این قسمت از گسل ۲۱ مگا پاسکال می‌باشد. در این حالت تنش برشی بر تنش قبل از زلزله غلبه کرده و لغزش در صفحه گسل رخ داده شکل ۶. افت تنش در این زمین لرزه ۴ مگا پاسکال و تنش انتقالی ۰,۰۴ مگا پاسکال است. افت تنش تفاوت بین تنش موجود در صفحه گسلی قبل و بعد از گسیختگی زلزله است. بعضی از قسمت‌های گسل ممکن است از قسمت دیگر قوی‌تر باشند و بر میزان تنش ذخیره شده و آزاد شده در قسمت‌های مختلف گسل تأثیر بگذارند همانطور که در شکل ۱۱ و ۱۳ دیده می‌شود سمت جنوب غربی نسبت به شمال شرقی دارای این خاصیت است.

زمین لرزه ۱ ژانویه ۲۰۲۴ ژاپن در منطقه‌ای واقع شده است که در مقایسه با منطقه فرورانش اصلی در امتداد ساحل شرقی نرخ لرزه‌خیزی کمتری دارد. با این حال، از سال ۱۹۰۰، ۳۰ زمین لرزه در ۲۵۰ کیلومتری رویداد ۱ ژانویه رخ داده است. سه مورد از این موارد در شبه جزیره نوتو یا نزدیک آن، جایی که رویداد ۱ ژانویه در آن واقع شده است، رخ داده است. در ۵ می ۲۰۲۳، زمین لرزه ۶,۲M در شبه جزیره نوتو یک نفر را کشت و به صدها ساختمان آسیب رساند. در ۱۶ ژوئن ۱۹۶۴، یک ۷,۶M در ۲۰۵ کیلومتری شرق-شمال شرقی رویداد ۱ ژانویه رخ داد که منجر به کشته شدن ۳۶ نفر و تقریباً ۳۵۰۰ خانه ویران شد. گسیختگی در پوسته جامد زمین که به دلیل جنبش‌های برشی در دو سوی گسل‌ها روی می‌دهد عامل اصلی بروز زمین لرزه بوده و تابع پارامترهای بسیاری است از جمله عمق -رئولوژی پوسته و منتل -ویسکوزیته -ضریب اصطکاک -نرخ همگرایی صفحات -تنش تکتونیکی و نرخ آن -نرخ استرین (کرنش) در سال و جهت محورهای اصلی آن. سرعت‌های نسبی، میدان تنش و لرزه‌خیزی موجود در منطقه کاملاً وابسته به فعالیت این گسل‌ها و خصوصیات دینامیکی آنها است.

همانطوریکه در شکل ۴ مشاهده می‌گردد منطقه‌ای که در آن زمین لرزه رخ داده است دارای نرخ تغییر شکل کمی در محدوده ۲۰ تا ۳۰ نانو استرین در سال، و نرخ لرزه‌خیزی کمتری نسبت به شرق آن می‌باشد. علت رخداد در این قطعه گسلی با نرخ تغییر شکل پایین که موجب زمین لرزه‌های بزرگ می‌گردد و گسیختگی ۱۲۰ کیلومتری می‌تواند ناشی از انتقال تنش و چکانش زمین لرزه سال ۲۰۰۷ با بزرگای ۶,۷ در فاصله ۶۷ کیلومتری از زمین لرزه اخیر باشد.

تنش منتقل شده توسط زلزله ۷٫۵ ریشتری ۲۰۲۴ به گسل‌های اطراف نشان می‌دهد که چندین گسل دورتر از انتهای گسیختگی با توجه به پراکندگی پس لرزه‌ها به سمت جنوب غربی احتمالاً به آستانه شکست نزدیک شده اند شکل ۱۵ (سمت راست- فلش مشکی) که بایستی مورد توجه وپایش جدی قرار گیرد.



شکل ۱۰- پراکندگی پس لرزه‌ها (سمت راست) و زلزله‌های رخ داده از سال ۲۰۰۰ (سمت چپ) (Today, Stein, 2024)

این زمین لرزه بزرگ و بین صفحه‌ای سوالات علمی جالبی را در مورد قدرت لرزش و نقش تغییر شکل پوسته ، ازدحام‌های لرزه‌ای و انتقال تنش ایجاد کرده است. وجه اشتراک این رویداد با زمین‌لرزه‌های ۷٫۷ ریشتری ترکیه، این است که در هر دو مورد لرزش در نزدیکی گسیختگی بسیار قوی تر از آنچه تاکنون تصور می‌شد روی داده است. ممکن است این زمین لرزه‌ها جزء زلزله‌هایی هستند که بسیار سریع حرکت می‌کنند و می‌توانند لرزش‌های بیشتری نسبت به زمین‌لرزه‌های معمولی ایجاد کنند. زمین لرزه‌های ابر برشی زمانی اتفاق می‌افتند که جبهه گسیختگی یک زلزله سریعتر از امواج لرزه‌ای ایجاد شده حرکت کند. پیشروی سریع جبهه گسیختگی باعث می‌شود که امواج روی هم انباشته شوند و موجی بسیار بزرگ‌تر را تشکیل دهند که به عنوان موج مخروطی ماخ شناخته می‌شود. موج مخروطی ماخ امواجی با دامنه بزرگ‌تر تولید می‌کند که لرزش قوی‌تری نسبت به یک زلزله معمولی ایجاد می‌کند.