

ارزیابی سونامی خیزی و ارائه‌ی ساختار یک سامانه‌ی هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران در حاشیه‌ی اقیانوس هند

محمد حیدرزاده (دانشجوی دکتری)

محرم دولتشاهی پیروز (استادیار)
پردیس دانشکده‌ی‌های فنی، دانشکده‌ی مهندسی عمران، دانشگاه تهران

ناصر حاجی‌زاده‌ذاکر (استادیار)
دانشکده‌ی مهندسی محیط زیست، دانشگاه تهران

محمد مختاری (استادیار)
مرکز ملی پیش‌بینی زلزله، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

تلاش‌های گسترده‌ی به‌منظور ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی و توسعه‌ی سامانه‌های کاهش اثرات زیان‌بار آن در منطقه‌ی اقیانوس هند صورت گرفته و در حال انجام است. مهم‌ترین این تلاش‌ها، بررسی تکتونیک منطقه‌ی اقیانوس هند و تعیین نواحی سونامی‌خیز در این اقیانوس است. براساس مطالعات صورت گرفته، به‌طور کلی مهم‌ترین نواحی سونامی‌خیز در منطقه‌ی اقیانوس هند به دو دسته تقسیم شده‌اند: ناحیه‌ی فرورانش اندونزی در قسمت شرقی اقیانوس هند، و ناحیه‌ی فرورانش مکران در قسمت شمال غربی آن. ناحیه‌ی فرورانش مکران در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند واقع شده و وقوع سونامی در این منطقه، کشورهای فوق‌الذکر را می‌تواند متأثر سازد. آخرین سونامی بزرگ (Mw 8.1) در منطقه‌ی مکران در ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد که حداقل ۴۰۰۰ کشته در سواحل ایران، پاکستان، هند، و عمان بر جای گذاشت. بنابراین، با توجه به وجود پتانسیل وقوع سونامی در سواحل جنوبی ایران در حاشیه‌ی اقیانوس هند، در این تحقیق از طریق مدل‌سازی فاز تولید سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیردریایی، پتانسیل وقوع سونامی در سواحل جنوبی ایران مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. نتایج به دست آمده از مدل‌سازی فاز تولید سونامی نشان می‌دهد که حداکثر بالاآمدگی و افت کف اقیانوس در این منطقه برای حالت وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای ۸/۲ نیز به ترتیب برابر با ۲/۴+ و ۱/۴۳- متر است. نتایج بیانگر آن است که به‌طور کلی پتانسیل وقوع سونامی در این منطقه را می‌توان به سه سطح تقسیم کرد: پتانسیل نسبی خیلی کم (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای تا ۷)، پتانسیل نسبی کم تا متوسط (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای بین ۷ تا ۷/۵) و پتانسیل نسبی بالا (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای بیش از ۷/۵).

mohammad_heidarzadeh@yahoo.com
mdolat@ut.ac.ir
nhzaker@ut.ac.ir
m.7.mokhtari@yahoo.com

واژگان کلیدی: سونامی، مکران

مقدمه

داده شده‌اند. براساس نظریه‌ی تکتونیک (زمین‌ساخت) صفحه‌ی به‌طور کلی سه نوع مرز بین صفحات زمین‌ساختی^۱ قابل تشخیص است که عبارت‌اند از: نواحی فرورانش، پشته‌های میان اقیانوسی^۲ و گسله‌های تبدیلی^۳.^۴ نواحی فرورانش مناطقی هستند که در آنها یک صفحه‌ی زمین‌ساختی اقیانوسی به زیر یک صفحه‌ی قاره‌ی می‌لغزد. در اثر این فرورانش، در سطح تماس دو صفحه به‌مرور زمان تمرکز تنش صورت گرفته که در نهایت به‌صورت زمین‌لرزه‌های ویرانگر آزاد می‌شود. در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های قوی، کف اقیانوس‌ها در محل ناحیه‌ی فرورانش دچار بالاآمدگی‌های ناگهانی می‌شود. هنگامی که مقدار این بالاآمدگی قابل توجه باشد (در حد چند متر)، موجب جابه‌جایی حجم عظیمی از آب اقیانوس می‌شود و در نهایت به ایجاد امواج

وقوع سونامی بزرگ سال ۲۰۰۴ در سواحل اندونزی، لزوم بررسی پتانسیل وقوع سونامی و توسعه‌ی سامانه‌های هشدار سونامی در منطقه‌ی اقیانوس هند را خاطر نشان کرد. در میان کشورهای حوزه‌ی اقیانوس هند، کشور ایران نه‌تنها در یک ناحیه‌ی لرزه‌خیز در اوراسیا واقع شده^۱ و هر از چند گاهی یک زمین‌لرزه‌ی مخرب در این سرزمین روی می‌دهد، بلکه در سواحل جنوبی خود در حاشیه‌ی اقیانوس هند دارای خطر سونامی نیز است. بررسی‌های صورت گرفته بعد از واقعه‌ی سال ۲۰۰۴ نشان می‌دهد که مهم‌ترین نواحی سونامی‌خیز^۱ در منطقه‌ی اقیانوس هند شامل منطقه‌ی فرورانش^۲ اندونزی (سوماترا) در شرق و ناحیه‌ی فرورانش مکران در قسمت شمال‌غربی اقیانوس هند است.^۳ این دو ناحیه‌ی سونامی‌خیز در شکل ۱ نمایش

سونامی منجر می‌شود (شکل ۲). ناحیه‌ی فرورانش اندونزی تنها در دو سال اخیر منشاء سه سونامی بزرگ بوده است: سونامی ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴، سونامی ۲۸ مارس ۲۰۰۵ و سونامی ۱۷ جولای ۲۰۰۶. این سه سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای به ترتیب ۹٫۳، ۸٫۷ و ۷٫۷ شکل گرفته بودند و به ترتیب ۲۲۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۴۰۳ کشته بر جای نهادند.^[۶]

دیگر ناحیه‌ی فرورانش مهم موجود در منطقه‌ی اقیانوس هند، ناحیه‌ی مکران^۶ است (شکل ۱). ناحیه‌ی فرورانش مکران در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر در امتداد شرقی - غربی گسترش یافته است. در این ناحیه صفحه‌ی اقیانوسی عمان با یک حرکت رو به شمال به زیر قسمت جنوب شرقی صفحه‌ی ایران فرورانش می‌کند. مطالعات صورت‌گرفته‌ی اخیر براساس اطلاعات به دست آمده از یک شبکه‌ی GPS نشان می‌دهد که سرعت فرورانش صفحه‌ی اقیانوسی عمان به زیر صفحه‌ی ایران در منطقه‌ی مکران حداقل حدود ۱۹ میلی‌متر در سال است.^[۷] داده‌های تاریخی نشان می‌دهد که آخرین سونامی بزرگ ثبت شده در منطقه‌ی مکران در ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد که حداقل ۴۰۰۰ کشته در سواحل پاکستان، هند، ایران و عمان بر جای گذاشت.^[۸] این سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای ۸٫۱ به وجود آمده بود.^[۱] در ادبیات فنی وقوع چند زمین‌لرزه‌ی مهیب دیگر در این منطقه گزارش شده است.^[۹] ولی اطلاعات کاملی در مورد وقوع سونامی در این منطقه در دسترس نیست. سونامی دیگری در اواخر دسامبر سال ۱۸۹۷ میلادی در سواحل مکران گزارش شده است^[۱۰] که البته جزئیات آن ارائه نشده است. اگرچه اطلاعات تاریخی در مورد وقوع سونامی در منطقه‌ی مکران کامل نیست و بسیاری از وقایع مهم ثبت و گزارش نشده‌اند، اطلاعات موجود نشان می‌دهد که ناحیه‌ی فرورانش مکران به لحاظ تکتونیکی پتانسیل ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۸ را دارد که به نوبه‌ی خود می‌توانند موجد سونامی‌هایی مخرب، مشابه آنچه که در سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد، باشند. بنابراین خطر سونامی ناشی از منطقه‌ی فرورانش مکران برای سواحل جنوبی ایران خطری جدی به شمار می‌رود و برای حفظ جان ساکنان نواحی ساحلی و کاهش زیان‌های اقتصادی وارده به تأسیسات ساحلی موجود، مطالعه‌ی پتانسیل وقوع سونامی برای این منطقه ضروری است. مهم‌ترین اقداماتی که به منظور آمادگی برای مقابله با خطر سونامی می‌توان انجام داد عبارت‌اند از: ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی، تهیه‌ی نقشه‌های مناطق در معرض خطر سونامی، تهیه‌ی نقشه‌های تخلیه‌ی مناطق در معرض خطر و در نهایت توسعه‌ی یک سامانه‌ی هشدار سونامی برای مناطق سونامی خیز. به طور کلی امواج سونامی از لحظه‌ی ایجاد در اقیانوس تا استهلاك آنها در نواحی ساحلی سه فاز مختلف را پشت سر می‌گذارند: فاز تولید، فاز انتشار^۸ و سرانجام فاز بالاروی^۹ بر روی نواحی ساحلی. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، فاز تولید سونامی ناشی از تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه است. هر قدر زمین‌لرزه قوی‌تر باشد،

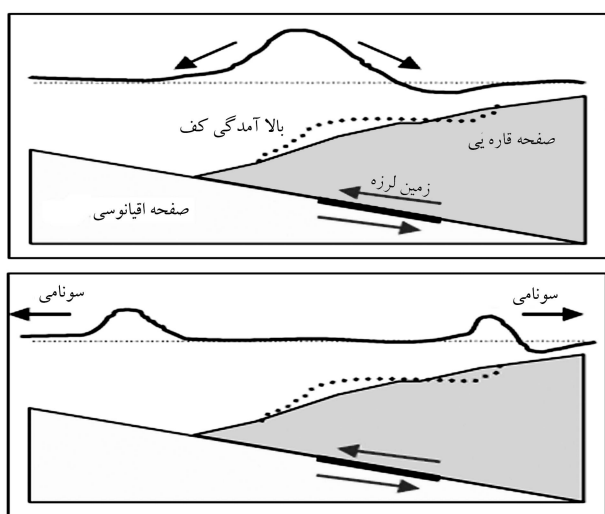
میزان بالآآمدگی کف اقیانوس و نیز میزان جابه‌جایی آب بیشتر خواهد شد و در نتیجه به ایجاد سونامی بزرگ‌تری خواهد انجامید. میزان بالآآمدگی کف اقیانوس در اثر زمین‌لرزه و الگوی آن به‌عنوان یک پارامتر کلیدی در فرایند تولید سونامی به شمار می‌رود.^[۱۰] بنابراین، پیش‌بینی و شبیه‌سازی الگو و مقدار تغییر شکل کف اقیانوس در جهت ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی از اهمیت زیادی برخوردار است. در این راستا، پس از مروری بر مطالعات انجام گرفته در ۵ دهه‌ی اخیر، بر مبنای معادلات ارائه شده توسط محققین^[۱۱]، مدل تولید سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیر دریایی تهیه شده است. صحت عملکرد برنامه از طریق اجرا کردن برنامه بر روی چند حادثه‌ی واقعی سونامی که اطلاعات آنها موجود بوده، و مقایسه‌ی نتایج حاصل از مدل با مشاهدات واقعی مورد تأیید قرار گرفته است. سپس با استفاده از این نتایج پتانسیل وقوع سونامی در این ناحیه مورد ارزیابی قرار گرفته است.

در بخش دیگری از این نوشتار، با توجه به ارزیابی‌های صورت‌گرفته در مورد پتانسیل وقوع سونامی، ضمن تأکید بر لزوم توسعه‌ی یک سامانه‌ی هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران، ساختار سامانه‌ی هشدار سونامی، مؤلفه‌ها و سازوکار آن ارائه شده است. همچنین، از آنجا که تغییر شکل کف اقیانوس به‌عنوان شرایط اولیه برای مدل‌سازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی به شمار می‌رود، نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند برای چنین مدل‌سازی‌هایی در سواحل جنوبی ایران مورد استفاده قرار گیرد.

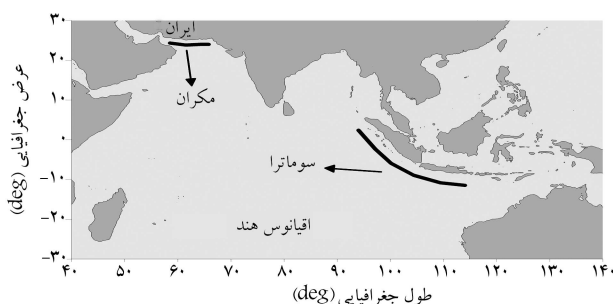
مروری کوتاه بر کارهای تحقیقاتی مشابه

محققین مطالعات متعددی در خصوص ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی با استفاده از مدل‌سازی فاز تولید سونامی، برای نواحی سونامی خیز در سطح جهان انجام داده‌اند که در ادامه به نمونه‌هایی از آنها اشاره می‌شود:

۱. برخی از آنان خطر سونامی ناشی از گسل کاتالینا^{۱۰} در منطقه‌ی جنوب کالیفرنیا را با در نظر گرفتن سناریوهای مختلفی برای زمین‌لرزه‌های محتمل مورد ارزیابی قرار دادند.^[۱۱] آنها بزرگی زمین‌لرزه‌ی محتمل را از ۷ تا ۷٫۶ تغییر داده و در هر مورد خطر سونامی را محاسبه کردند.
۲. عده‌ی دیگری احتمال خطر سونامی در ژاپن را مورد بررسی قرار دادند.^[۱۲] آنها



شکل ۲. فرایند تشکیل امواج سونامی.



شکل ۱. دو ناحیه‌ی فرورانش اصلی واقع در منطقه‌ی اقیانوس هند.

امواج سونامی در مسقط (عمان) و نواحی ساحلی ایران وجود دارد^[۱] ولی هیچ‌گونه اطلاعاتی در مورد جزئیات آن -- تلفات جانی و مالی ناشی از سونامی در سواحل ایران و عمان -- ثبت و گزارش نشده است.

تحلیل خطر مکران و بررسی احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های

بزرگ سونامی‌زا

روش‌های مختلفی برای تحلیل خطر لرزه‌ی معرفی شده است: شناسایی و ارزیابی منابع زلزله، تحلیل‌های قطعی خطر زلزله، و تحلیل‌های احتمالی خطر زلزله.^[۱۷] روش اول، یعنی شناسایی و ارزیابی منابع زلزله، خود شامل شیوه‌های مختلف نظیر شواهد زمین‌شناسی، لرزه‌نگاری تاریخی، شواهد تکتونیکی و سایر تکنیک‌ها است که به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. سایرین نیز روش‌های مشابهی برای تحلیل خطر لرزه‌ی معرفی کرده‌اند.^[۱۸]

از میان روش‌های مذکور، با توجه به این که در منطقه‌ی مکران تنها یک زمین‌لرزه‌ی بزرگ سونامی‌زا (حادثه‌ی ۱۹۴۵) با استفاده از لرزه‌نگار ثبت شده است و مابقی اطلاعات به صورت کیفی هستند، لذا در این تحقیق از تکنیک‌های شواهد زمین‌شناسی و لرزه‌نگاری تاریخی برای ارزیابی تحلیل خطر مکران استفاده می‌شود. بررسی‌های صورت‌گرفته بر روی تاریخچه‌ی وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در منطقه‌ی مکران^[۹]، نشان می‌دهد که در ۵۰۰ سال گذشته این منطقه حدود ۴ زمین‌لرزه‌ی بزرگ را تجربه کرده است: حوادث مربوط به سال‌های ۱۴۸۳، ۱۷۶۵، ۱۸۵۱ و ۱۹۴۵ این آمار نشان می‌دهد که دوره‌ی بازگشت وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در منطقه‌ی مکران حدوداً بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ سال است.

دوره‌ی بازگشت وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در منطقه‌ی فورانش مکران با استفاده از شواهد زمین‌شناسی محاسبه شده است.^[۱۹] بدین منظور، با انجام یک مطالعه‌ی جامع شامل بازدید زمینی، هوایی و عکس‌های هوایی، نرخ بالآمدگی سواحل مکران از تنگه‌ی هرمز در مرز ایران تا کراچی در مرز پاکستان را محاسبه کردند. سپس با مقایسه‌ی میزان بالآمدگی ناشی از زمین‌لرزه‌ی سال ۱۹۴۵ با نرخ‌های بالآمدگی‌های محاسبه‌شده، دوره‌ی بازگشت وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالاتر از ۸ را تخمین زدند. بر مبنای این مطالعات، دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالاتر از ۸ در منطقه‌ی مکران، بین ۱۲۵ تا ۲۵۰ سال است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، هم‌خوانی مناسبی بین اطلاعات حاصل از شواهد زمین‌شناسی و لرزه‌نگاری تاریخی در زمینه‌ی دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالاتر از ۸ در منطقه‌ی مکران وجود دارد.

تهیه‌ی مدلی برای شبیه‌سازی فرایند تولید سونامی

چنان که پیش‌تر اشاره شد، سونامی ناشی از تغییرشکل ناگهانی کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه است که مطابق شکل ۱، با جابه‌جایی حجم قابل توجهی از آب اقیانوس، موج‌های مخرّب است. به عبارت دیگر، الگو و میزان تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه می‌تواند به عنوان معیاری برای ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی به کار رود.^[۱] بنابراین، زمین‌لرزه‌هایی که میزان بالآمدگی کف اقیانوس در اثر آنها بیشتر باشد از پتانسیل بیشتری برای تولید سونامی برخوردارند. با توجه به موارد فوق، و به منظور ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی، در این نوشتار از مدل‌سازی فرایند تولید سونامی استفاده می‌شود. محصول نهایی این مدل‌سازی تعیین تغییرشکل کف

با در نظر گرفتن پارامترهای منطقی برای گسیختگی‌های محتمل و نیز آنالیز احتمالاتی، خطر سونامی را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ تخمین زدند.

۳. برخی از محققین خطر سونامی در دریای مرمره را مورد ارزیابی قرار دادند.^[۱۲] آنها ابتدا نواحی سونامی‌خیز محتمل در دریای مرمره را مشخص کرده و حداکثر بزرگای زمین‌لرزه‌ی مورد انتظار را تعیین کردند. سپس با توجه به اطلاعات تکتونیکی خطر سونامی را برآورد کردند.

۴. عده‌ی از محققین مسئله‌ی خطر سونامی در سواحل فرانسه در اقیانوس اطلس را مورد بررسی قرار دادند.^[۱۲] آنها با جمع‌آوری اطلاعات لرزه‌ی موجود، دریافتند که متوسط بزرگای زمین‌لرزه‌های سونامی‌زا در منطقه حدود ۶٫۸ است. سپس با استفاده از داده‌های لرزه‌ی، رابطه‌ی بین طول گسل و بزرگای زمین‌لرزه را برای منطقه‌ی مورد بحث استخراج کردند. و در نهایت با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف برای زمین‌لرزه‌ی محتمل، به ارزیابی خطر سونامی پرداختند.

۵. عده‌ی نیز با استفاده از سناریوهای مختلف به ارزیابی خطر سونامی برای نواحی جنوب ایتالیا پرداختند.^[۱۵] آنها با در نظر گرفتن سه ناحیه‌ی سونامی‌خیز اصلی که توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای حدود ۷ تا ۷٫۳ را داشتند به ارزیابی خطر سونامی در نواحی ساحلی جنوب ایتالیا پرداختند.

بررسی لرزه‌خیزی منطقه‌ی مکران و تاریخچه وقوع

سونامی

علی‌رغم لرزه‌خیزی قابل توجه منطقه‌ی مکران، داده‌های تاریخی در مورد وقوع سونامی در این منطقه بسیار اندک است و به نظر می‌رسد بسیاری از حوادث ثبت و گزارش نشده‌اند. اطلاعات جمع‌آوری شده حاکی از آن است که در سرتاسر خط ساحلی مکران -- از کراچی تا جاسک -- تراس^{۱۱}‌های دریایی و سواحل بالآمدگی قدیمی تری مشاهده می‌شود.^[۲] و تعیین سن صدف‌های این سواحل به روش رادیوکربن و اورانیوم - توریم نشان می‌دهد که این کرانه‌ها در طی ۱۰ هزار سال گذشته بالآمدگی‌ها و بدین سان بر رویداد زمین‌لرزه‌های متعددی در گذشته گواهی می‌دهند که بزرگای آنها با بزرگای زمین‌لرزه‌ی سال ۱۹۴۵ میلادی قابل قیاس بوده است. آخرین سونامی مخرّب گزارش‌شده در این منطقه مربوط به حادثه‌ی ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ میلادی است. این سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای ۸٫۱ که کانون آن در طول جغرافیایی ۲۴٫۵ درجه شمالی و عرض جغرافیایی ۶۳٫۰ درجه شرقی و به فاصله‌ی ۸۷ کیلومتری جنوب غربی منطقه‌ی بلوچستان پاکستان قرار داشت، به وجود آمد.^[۱۶] وقوع این سونامی تلفات مالی و جانی گسترده‌ی در سواحل ایران، پاکستان، هند و عمان بر جای گذاشت.^[۲] در نواحی ساحلی پاکستان بیشینه‌ی ارتفاع امواج سونامی به حدود ۱۳ متر رسید که در اثر آن حدود ۴۰۰۰ نفر کشته شدند و آسیب‌های قابل توجهی به تأسیسات ساحلی وارد شد. امواج سونامی روستای خودی^{۱۲} واقع در حدود ۴۸ کیلومتری غرب کراچی، را کاملاً تخریب کرده و موجب مرگ همه‌ی ساکنان آن شد. در کراچی ارتفاع امواج به حدود ۲ متر رسید. شهرهای بندری پسنی^{۱۳} و اورماره^{۱۴} به سختی آسیب دیدند. براساس گزارش‌های موجود، پس از وقوع سونامی قسمتی از این دو شهر به زیر آب فرو رفتند.^[۹] در این دو شهر شکست‌های اساسی و عمده‌ی در زمین پدید آمد و میزان بالآمدگی زمین در حدود ۲ متر گزارش شده است.^[۱] گوجرات^{۱۵} واقع در ساحل غربی هند مورد حمله‌ی امواجی به ارتفاع ۱۱ تا ۱۱٫۵ متر قرار گرفت. در بمبئی ارتفاع امواج سونامی حدود ۲ متر^[۱] گزارش شد و ۱۵ نفر کشته شدند. همچنین گزارشی از ثبت

اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه است. در طی دهه‌های گذشته تلاش‌های گسترده‌یی برای تعیین تغییرشکل سطح زمین بر اثر گسیختگی گسل‌های برشی در اعماق زمین صورت گرفته است. اولین مطالعه‌ی عملی در این زمینه در سال ۱۹۵۶ توسط روجستر^{۱۶} به منظور برآورد جابه‌جایی‌های گسل سن‌آندریاس^{۱۷} در اثر وقوع زمین‌لرزه‌ی ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو صورت گرفت.^[۱۱] دو سال بعد در سال ۱۹۵۸، برای اولین بار استکتی^{۱۸} از نظریه‌ی جابه‌جایی^{۱۹} در مطالعات لرزه‌شناسی با در نظر گرفتن یک محیط کشسان نیمه بی‌نهایت استفاده کرد. وی نشان داد که میدان تغییر مکان ایجاد شده در سطح زمین، در اثر وقوع جابه‌جایی به مقدار Δu_j در سطح گسلی به مساحت Σ ، از فرمول ولترا^{۲۰} به دست می‌آید. رابطه‌ی ۱ نشان‌گر فرمول ولترا است.^[۱۱]

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k dS \quad (1)$$

در رابطه‌ی ۱ انتگرال‌گیری بر روی سطح گسل انجام می‌شود. در این رابطه ν_k بردار عمود بر سطح Σ و به سمت خارج است. μ و λ ثوابت لامی^{۲۱} هستند که در مکانیک محیط‌های پیوسته کاملاً شناخته شده‌اند. u_i^j عبارت است از مؤلفه‌ی نام تغییر مکان یک نقطه در سطح زمین به مختصات (x_1, x_2, x_3) در اثر اعمال یک بار نقطه‌یی واحد در نقطه‌ی (ξ_1, ξ_2, ξ_3) که در جهت z اثر می‌کند. پس از معرفی نظریه‌ی جابه‌جایی و استفاده از آن در لرزه‌شناسی توسط استکتی (۱۹۵۸)، تلاش‌های گسترده‌یی برای استفاده از آن در محاسبه‌ی میدان تغییرشکل سطح زمین در اثر وقوع زمین‌لرزه صورت گرفت. محققین مختلف معادلات گوناگونی برای محاسبه‌ی تغییر شکل یک محیط کشسان نیمه بی‌نهایت با در نظر گرفتن انواع مختلف نیرو و لحاظ کردن هندسه‌های مختلف برای منبع زمین‌لرزه ارائه کرده‌اند.^[۲۰] پایه‌ی همه‌ی تلاش‌های صورت‌گرفته همان فرمول ولترا (رابطه‌ی ۱) است. از جمله محققینی که در این زمینه مطالعه کرده‌اند می‌توان به مک‌گینلی^{۲۲} (۱۹۶۹)، بن‌منام^{۲۳} (۱۹۶۹ و ۱۹۷۰)، مانسین‌ها و اسمیلی (۱۹۷۱)، ایشی^{۲۴} و تاکاگی^{۲۵} (۱۹۶۷)، سینگ^{۲۶} (۱۹۷۰)، ساتو^{۲۷} (۱۹۷۱)، ماتسورا^{۲۸} (۱۹۷۳)، رییکی^{۲۹} (۱۹۷۱)، یاماشیدا^{۳۰} (۱۹۷۴)، مک‌هوج^{۳۱} و یوهانستون^{۳۲} (۱۹۷۷) و نیویادومسکی^{۳۳} (۱۹۸۴) و اوکادا^{۳۴} (۱۹۸۵) اشاره کرد.

مروری بر تلاش‌های تحقیقاتی صورت‌گرفته در این زمینه نشان می‌دهد که یکی از جامع‌ترین حل‌های صورت‌گرفته، توسط مانسین‌ها و اسمیلی ارائه شده است.^[۱۱] معادلات ارائه شده توسط این محققین در حالی که از اعتبار علمی بالایی برخوردار است، از نظر محاسبات ریاضی به نسبت ساده‌تر از سایر روابط بوده و از این رو با استفاده از برنامه‌نویسی رایانه‌یی به‌خوبی قابل کاربرد است. بنابراین، در این مطالعه به منظور تهیه‌ی مدلی برای محاسبه‌ی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه و استفاده از آن برای ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی در منطقه‌ی فروانش مکران، از معادلات مذکور استفاده می‌شود. مانسین‌ها و اسمیلی با استفاده از فرمول ولترا (رابطه‌ی ۱) معادله‌ی انتگرالی میدان تغییر مکان برای گسل‌های شیب لغز و امتداد لغز را به دست آوردند (معادلات ۲ و ۳). شکل ۳ هندسه‌ی گسل و وضعیت محورهای مختصات را نشان می‌دهد. برای گسل امتداد لغز که لغزشی به اندازه‌ی U_1 در جهت محور x_1 بر روی سطح آن رخ می‌دهد، میدان تغییرشکل از حل معادله‌ی انتگرالی ارائه شده در رابطه‌ی ۲ به دست می‌آید. همچنین رابطه‌ی ۳ نشان‌گر معادله‌ی انتگرالی میدان تغییرشکل در یک گسل شیب لغز است که لغزشی به اندازه‌ی U به سمت

پایین شیب در روی سطح آن رخ می‌دهد.

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] dS \quad (2)$$

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\theta \right] dS \quad (3)$$

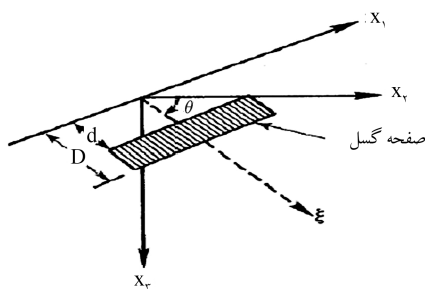
در این روابط، θ زاویه‌ی شیب گسل است. با معرفی محور ξ ، که به سمت پایین شیب گسل مثبت در نظر گرفته می‌شود (شکل ۳)، می‌توان معادلات ۲ و ۳ را به ترتیب به صورت معادلات ۴ و ۵ بازنویسی کرد.

$$u_i = \mu U \int_{d-L}^D \int_{-L}^L \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (4)$$

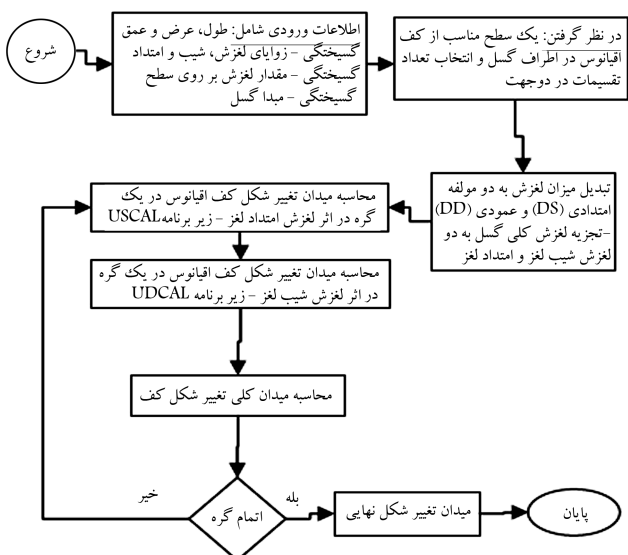
$$u_i = \mu U \int_{d-L}^D \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \theta \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi} - \cos \theta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (5)$$

همان‌طور که در شکل ۳ و از حدود انتگرال‌گیری در معادلات ۴ و ۵ ملاحظه می‌شود، سطح گسیختگی به صورت مستطیلی با ابعاد $-L \leq \xi_1 \leq L$ و $d \leq \xi_2 \leq D$ در نظر گرفته شده است. مانسین‌ها و اسمیلی با محاسبه‌ی این انتگرال‌ها معادلات خود را ارائه کرده‌اند.^[۱۱] همان‌طور که اشاره شد، از مهم‌ترین ویژگی‌های این معادلات این است که با استفاده از برنامه‌نویسی رایانه‌یی می‌توان میدان تغییرشکل کف اقیانوس را محاسبه کرد. برای این منظور، یک مدل رایانه‌یی با استفاده از زبان برنامه‌نویسی فرترن بر مبنای این معادلات تهیه شده است. این برنامه، پارامترها و مشخصات ناحیه‌ی گسیخته‌شده را به عنوان اطلاعات ورودی دریافت، و خروجی آن نیز یک فایل متنی است که حاوی میدان تغییرشکل سطح زمین در اثر گسیختگی مذکور است.

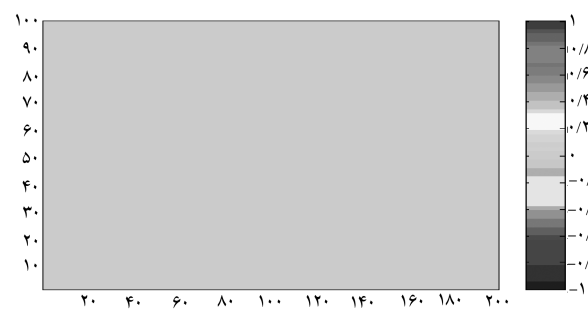
پارامترهای ورودی عبارت‌اند از: طول گسیختگی، عرض ناحیه‌ی گسیخته شده، عمق زمین‌لرزه، شیب ناحیه‌ی فروانش، زاویه‌ی لغزش، مقدار لغزش صورت‌گرفته در روی سطح گسیختگی، زاویه‌ی امتداد ناحیه‌ی گسیخته‌شده و نیز نقطه‌ی شروع گسل. در شکل ۴ قرارداد‌های علامتی و نیز پارامترهای مورد استفاده در برنامه‌ی تهیه شده نشان داده شده است. چگونگی تعیین و انتخاب پارامترهای گسیختگی، در ادامه به تفصیل مورد بحث قرار می‌گیرد. روش محاسبه‌ی میدان تغییر مکان در این برنامه بدین صورت است که ابتدا لغزش کلی ایجادشده در روی سطح گسیختگی



شکل ۳. هندسه‌ی گسل و محورهای مختصات.^[۱۱]



شکل ۵. فلوجارت مدل تهیه شده برای شبیه‌سازی فرایند تولید سونامی و محاسبه‌ی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه.

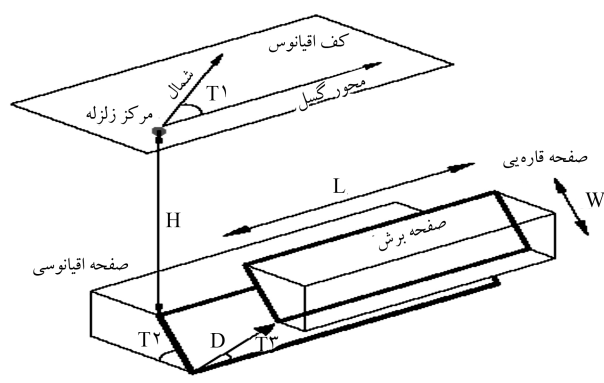


شکل ۶. نتیجه‌ی تست صفر: محورهای افقی و قائم نشان‌دهنده‌ی طول و عرض کف اقیانوس برحسب ۲ کیلومتر هستند. مقیاس رنگی نشان‌دهنده‌ی مقدار تغییرشکل کف اقیانوس برحسب متر است.

صفر با در نظر گرفتن یک ناحیه‌ی فرورانش با شیب ۱۰ درجه و سطح گسیختگی با طول و عرض به ترتیب ۳۰۰ و ۵۰ کیلومتر و زاویه‌ی لغزشی برابر ۱۰۰ درجه انجام گرفته است. نتیجه‌ی این تحلیل در شکل ۶ نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، میدان تغییر شکل در این حالت کاملاً صفر است.

۲. آزمایش صفحه‌ی گسیختگی قائم

در این حالت شیب ناحیه‌ی فرورانش ۹۰ درجه بوده و نوع لغزش نیز به صورت شیب لغز خالص است. اوکادا نشان داد که این مسئله یک مسئله‌ی متقارن بوده و میزان تغییرشکل در مرکز برابر صفر است.^[۲۰] این موضوع به صورت شماتیک در شکل ۷ نشان داده شده است. این آزمایش با در نظر گرفتن یک ناحیه‌ی فرورانش با شیب ۹۰ درجه و سطح گسیختگی با طول ۳۰۰ کیلومتر و عرض ۵۰ کیلومتر، و نیز زاویه‌ی لغزشی برابر ۹۰ درجه انجام گرفته است. مقدار لغزش بر روی سطح گسیختگی برابر ۱۰ متر و زاویه‌ی امتداد گسیختگی نیز ۲۷ درجه در نظر گرفته شده است. نتیجه‌ی تحلیل حاکی از آن است که بیشینه‌ی بالآمدگی و افت با هم برابر بوده و مقدار آن به ترتیب برابر با ۲/۳۶+ و ۲/۳۶- متر است. نتیجه‌ی این تحلیل به صورت گرافیکی



شکل ۴. قراردادهای علامتی و پارامترهای مورد استفاده در مدل تولید سونامی: L (طول گسیختگی)، W (عرض گسیختگی)، H (عمق زمین‌لرزه)، D (مقدار لغزش)، T_۱ = θ_۱ (زاویه‌ی امتداد گسل)، T_۲ = θ_۲ (شیب)، T_۳ = θ_۳ (زاویه‌ی لغزش).

به دو مؤلفه‌ی شیب لغز و امتداد لغز تجزیه می‌شود. با توجه به شکل ۴، چنانچه مقدار کلی لغزش بر روی سطح گسیختگی برابر D و زاویه‌ی لغزش نیز θ_۳ باشد، آنگاه مؤلفه‌های شیب لغز (DD) و امتداد لغز (DS) این لغزش به شرح معادلات ۶ و ۷ خواهد بود:

$$DD = D \cdot \sin(\theta_3) \quad (6)$$

$$DS = D \cdot \cos(\theta_3) \quad (7)$$

سپس دو زیربرنامه به نام‌های USCAL و UDCAL تهیه شده است که به ترتیب میزان تغییرشکل کف اقیانوس در اثر حرکت امتداد لغز و شیب لغز را محاسبه می‌کند. زیربرنامه‌ی USCAL با استفاده از میزان لغزش امتداد لغز (یا همان DS) به محاسبه‌ی میزان تغییرشکل کف اقیانوس می‌پردازد. زیربرنامه‌ی UDCAL نیز از میزان لغزش شیب لغز (یا همان DD) استفاده می‌کند. میزان تغییر شکل کلی کف اقیانوس در هر نقطه برابر است با مجموع تغییرشکل به دست آمده از USCAL و UDCAL. با در نظر گرفتن یک سطح مناسب از کف اقیانوس در اطراف ناحیه‌ی گسیختگی و انتخاب تعداد تقسیمات در دو جهت و شبکه‌بندی آن، در هر نقطه از شبکه میزان کلی تغییرشکل کف اقیانوس به دست می‌آید. در شکل ۵ فلوجارت برنامه‌ی تهیه‌شده و نحوه‌ی محاسبه‌ی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه ارائه شده است.

صحت‌سنجی مدل تهیه‌شده

مدل‌سازی فرایند تولید سونامی از حساسیت بالایی برخوردار است، زیرا فاز تولید سونامی به‌عنوان مقدمه و شرایط اولیه برای فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی به‌شمار می‌رود و لذا هرگونه اشتباه در این فاز ممکن است منجر به تخمین نادرست ارتفاع امواج در ساحل و زمان رسیدن امواج به خط ساحلی شود. بنابراین ضروری است که درستی مدل تهیه شده به‌دقت مورد بررسی قرار گیرد. برای این منظور، چند آزمایش به شرح زیر انجام می‌گیرد:

۱. تست صفر

از معادلات مانسینها و اسمیلی (معادلات ۴ و ۵)، پیداست که اگر مقدار لغزش بر روی سطح گسل (U) صفر باشد، آنگاه میدان تغییرشکل نیز باید صفر باشد. تست

به دست آمده از مدل کم‌تراز مقادیر واقعی، و در دو مورد بیشتر از آن است. بنابراین از مجموع آزمایش‌های صورت گرفته می‌توان نتیجه گرفت که مدل تولید سونامی، از دقت خوبی برخوردار است. در بخش بعد با استفاده از این مدل به شبیه‌سازی فرایند تولید سونامی‌های محتمل در ناحیه‌ی فرورانش مکران پرداخته می‌شود.

کالیبراسیون مشخصات تکتونیکی منطقه‌ی مکران

به منظور کالیبره کردن پارامترهای تکتونیکی منطقه‌ی مکران، آمار و ارقام به جا مانده از زمین لرزه و سونامی سال ۱۹۴۵ در منطقه‌ی مکران تنها اطلاعات موجود است. براساس گزارش‌های موجود، در زمین لرزه‌ی سال ۱۹۴۵ با بزرگای ۸٫۱، میزان بالای آمدگی کف اقیانوس برابر با ۲ متر بوده است.^[۲] با توجه به این حقیقت، پارامترهای تکتونیکی و زمین‌شناسی منطقه‌ی مکران باید به نحوی کالیبره شوند که بتوانند برای یک زمین لرزه با بزرگای ۸٫۱ در منطقه‌ی مکران، بالای آمدگی برابر با ۲ متر تولید کنند. با توجه به الگوریتم ارائه شده در شکل ۵، در اولین گام باید سطح گسیختگی که شامل طول و عرض ناحیه‌ی گسیخته شده است تخمین زده شود. در این مورد باید اشاره شود که این مسئله از مسائل مورد علاقه‌ی زلزله‌شناسان بوده است و آنها همواره تلاش کرده‌اند تا ارتباطی بین بزرگای زمین لرزه و سطح گسیخته شده بر اثر آن بیابند. بررسی ادبیات فنی در زمینه‌ی ارتباط بین بزرگای زمین لرزه و سطح ناحیه‌ی گسیخته شده، روابط متعددی پیش رو قرار می‌دهد که توسط محققین مختلف پیشنهاد شده‌اند. در این زمینه یک مطالعه‌ی نسبتاً جامع صورت گرفته است.^[۲۱] در این مطالعه با استفاده از داده‌های مربوط به ۴۲۱ زمین لرزه از سرتاسر جهان (از جمله زمین لرزه‌های ایران)، و با اتخاذ روش‌های آماری پیشرفته، روابط تجربی بین بزرگای طول ناحیه‌ی گسیخته شده، عرض ناحیه‌ی گسیخته شده و میزان لغزش روی سطح گسل را استخراج کرده‌اند (روابط ۸ تا ۱۱).

$$\text{Log}(u) = -4,80 + 0,69M \quad (8)$$

$$\text{Log}(L) = -3,22 + 0,69M \quad (9)$$

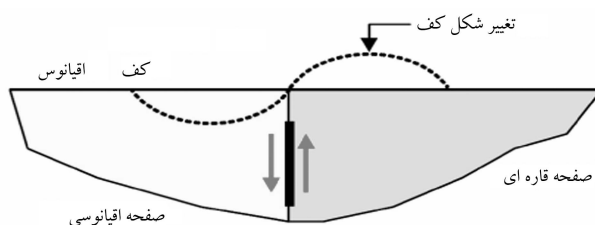
$$\text{Log}(W) = -1,01 + 0,32M \quad (10)$$

$$\text{Log}(A) = -3,49 + 0,91M \quad (11)$$

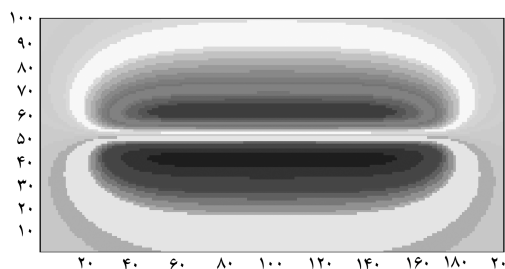
در این روابط M بزرگای زمین لرزه، L طول، W عرض و A مساحت ناحیه‌ی گسیخته شده برحسب کیلومتر است u . نیز میزان لغزش بر روی سطح گسیختگی است. روابط بسیار دیگری در این زمینه ارائه شده و قابل دسترسی است که برای اجتناب از طولانی شدن نوشتار از ذکر آنها خودداری می‌شود.^[۲۲-۲۳]

در میان این روابط، از رابطه‌هایی که با استفاده از آمار سراسر جهان -- از جمله آمار زمین لرزه‌های ایران -- به دست آمده (روابط ولز و کاپراسمیت)^[۲۱]، برای این مطالعه استفاده می‌شود. بررسی داده‌های مورد استفاده در محاسبات این رابطه‌ها نشان می‌دهد که بزرگای حدود ۵ درصد از زمین لرزه‌های مورد استفاده، بالای ۷٫۵ هستند. با توجه به نادر بودن زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۷٫۵ درمی‌یابیم که در محاسبات آنها، تعداد زمین لرزه‌های با بزرگای بیش از ۷٫۵ نسبتاً مناسب است. نکته‌ی مهم‌تر این که بررسی نمودار بزرگا - طول گسیختگی در مطالعه‌ی آنها، نشان می‌دهد که رابطه‌ی بین این دو -- حتی در محدوده‌ی بزرگای بالای ۸ -- نیز خطی است. لذا روابط مورد استفاده برای زمین لرزه‌هایی با بزرگای ۵٫۵ تا ۸٫۵ صادق است. این شواهد بیان‌گر این حقیقت‌اند که رابطه‌های ارائه شده توسط این محققین برای استفاده در این مطالعه از دقت کافی برخوردارند.

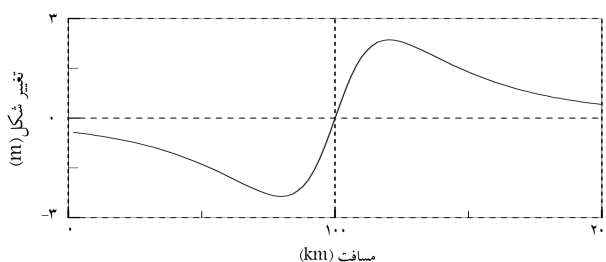
با توجه به علامت قراردادی مورد استفاده در برنامه‌ی تهیه شده که در شکل ۴



شکل ۷. نمایش شماتیک وضعیت صفحه‌ی گسیختگی قائم.



شکل ۸. نتیجه‌ی آزمایش صفحه‌ی گسیختگی قائم: محورهای افقی و قائم نشان‌دهنده‌ی طول و عرض کف اقیانوس برحسب ۲ کیلومتر هستند. مقیاس رنگی نشان‌دهنده‌ی مقدار تغییر شکل کف اقیانوس برحسب متر است.



شکل ۹. نتیجه تست صفحه گسیختگی قائم - یک مقطع عرضی از میدان تغییر شکل.

در اشکال ۸ و ۹ نمایش داده شده است. شکل ۸ نمای دوبعدی میدان تغییر مکان و شکل ۹ نیز یک مقطع عرضی از آن را نشان می‌دهد. چنان که مشاهده می‌شود، میدان تغییر شکل در این حالت کاملاً متقارن است. شکل ۹ نشان می‌دهد که مقدار تغییر شکل در نقطه‌ی وسط ($Y = 50$) برابر صفر است.

۳. اجرای مدل بر روی چند حادثه‌ی واقعی در جهان و مقایسه‌ی

نتایج به دست آمده با نتایج واقعی

در این قسمت با مروری بر ادبیات فنی، چند حادثه‌ی سونامی که اطلاعات و پارامترهای آنها در دسترس بوده انتخاب می‌شود، و با توجه به مشخصات زمین لرزه، ناحیه‌ی فرورانش و ناحیه‌ی گسیخته شده، با استفاده از برنامه‌ی تهیه شده در این مطالعه، فاز تولید سونامی آنها مورد آنالیز قرار می‌گیرد. در مورد هر حادثه با استفاده از برنامه‌ی تهیه شده، پیشینه‌ی بالای آمدگی محاسبه شده و با مقادیر واقعی مورد مقایسه قرار می‌گیرد. خلاصه‌ی این اطلاعات در جدول ۱ ارائه شده است. چنان که ملاحظه می‌شود نتایج مدل‌سازی به‌وسیله‌ی برنامه‌ی تولید سونامی هم‌خوانی مناسبی با مقادیر واقعی نشان می‌دهد. میزان خطا حدود ± 10 درصد است که با توجه به نوع مسئله و ابعاد بسیار بزرگ آن و نیز با توجه به خطاهایی که در اندازه‌گیری‌های محلی وجود دارد، این میزان خطا منطقی و مناسب به نظر می‌رسد. همچنین، در سه مورد نتایج

جدول ۱. مقایسه‌ی میزان تغییرشکل کف اقیانوس به دست آمده از چند حادثه‌ی واقعی با نتایج حاصل از مدل تهیه‌شده.

نام حادثه	بزرگای زلزله	طول/عرض km/km	شیب/امتداد/لغزش درجه/درجه/درجه	عمق/لغزش m/Km	بالاآمدگی واقعی (m)	بالاآمدگی مدل (m)	درصد خطا %
۱۹۶۹ پرتغال [۲۲]*	۷٫۳	۵۰٫۸۰	۵۲٫۵۵-	۳٫-	+۱٫۰۷	+۰٫۹۷	-۱۰٫۳
۱۹۱۸ پورتوریکو [۲۳]	۷٫۳	۲۳٫۶۶	۱۰۶٫۲۰۵٫۷۰	۴٫۴	+۰٫۸	+۰٫۷۳	-۹٫۶
۱۹۹۵ مکزیک [۲۴]	۸	۶۰٫۱۶۰	۹۰٫۳۰۹٫۱۶	۴٫۱۰	+۱٫۸۵	+۱٫۷۰	-۸٫۸
۲۰۰۴ اندونزی [۲۵]	۹٫۱	۲۰۰٫۱۲۰۰	۱۱۰٫۳۲۹٫۱۰	۳۰٫۲۵	+۱٫۰	+۱۱٫۰۰	+۱۰٫۰
۱۹۶۲ مکزیک [۲۶]	۷٫۱	۳۵٫۴۰	۹۰٫۲۹۶٫۲۵	۱۲٫(۰٫۶۵)	+۰٫۲۲	+۰٫۲۴	+۹٫۱

* با توجه به در دسترس نبودن شیب و عمق زمین لرزه، به ترتیب مقادیر ۱۰ درجه و ۱۰ کیلومتر جهت انجام تحلیل فرض شده است.

جدول ۲. تحلیل کالیبراسیون به منظور کالیبره کردن پارامترهای تکتونیکی منطقه‌ی مکران.

شماره سناریو	عمق زمین لرزه (کیلومتر)	شیب ناحیه (زاویه)	شیب لغزش (زاویه)	بالاآمدگی (متر)
۱	۲۵	۵	۹۰	۱٫۵۳
۲	۲۰	۵	۹۰	۱٫۷۰
۳	۱۵	۵	۹۰	۱٫۸۸
۴	۱۵	۸	۹۰	۱٫۹۶
۵	۱۵	۸	۱۰۰	۱٫۹۳
۶	۱۵	۹	۹۰	۱٫۹۹
۷	۱۵	۱۰	۹۰	۲٫۰۲

زمین لرزه با بزرگای ۸٫۱

اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه در منطقه‌ی فرورانش مکران می‌پردازیم. بدین ترتیب، چنان که اشاره شد، فرایند فاز تولید سونامی مدل‌سازی می‌شود. به منظور انجام تحلیل، بزرگای زمین لرزه را از ۶٫۵ تا ۸٫۵ با گام ۰٫۱ تغییر داده و در هر مورد با استفاده از روابط ولز و کاباسمیت، طول و عرض ناحیه‌ی گسیختگی و نیز میزان لغزش روی سطح گسیختگی محاسبه می‌شود. با توجه به این که طول منطقه‌ی فرورانش مکران، از کراچی در مرز پاکستان تا نزدیکی تنگه هرمز، حدود ۹۰۰ کیلومتر است (که نسبتاً طول زیادی برای منطقه‌ی فرورانش است)، چنین تشکیلات تکتونیکی ذاتاً توانایی تولید زمین لرزه‌های بزرگ را دارد. شاهد اول برای این مدعا، وقوع زمین لرزه‌ی سال ۱۹۴۵ در این ناحیه‌ی فرورانشی است که بزرگای آن ۸٫۱ است (که نسبتاً زمین لرزه بزرگی است). برای شاهد دوم نیز به رابطه‌ی ۹ استناد می‌شود که با استفاده از آن، در صورت گسیختگی تمام ۹۰۰ کیلومتر، بزرگای زمین لرزه‌ی محتمل حدود ۸٫۹ خواهد بود. اضافه می‌شود که به لحاظ تکتونیکی، از میان سه مرز تکتونیکی مختلف (۱. نواحی فرورانش؛ ۲. پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ ۳. گسله‌های تبدیلی)، به طور کلی شدیدترین زمین لرزه‌ها در نواحی فرورانش که از نوع مرزهای فشاری هستند، اتفاق می‌افتد. به گفته‌ی مک‌کافری، هرگونه گسیختگی با طول تقریبی ۸۰۰ کیلومتر در نواحی فرورانش، می‌تواند زمین لرزه‌ی بزرگای حدود ۹ را ایجاد کند. [۲۳]

با در نظر گرفتن پارامترهای ارائه شده در جدول ۳ و استفاده از مدل تهیه شده، میزان تغییرشکل کف اقیانوس محاسبه می‌شود (جدول ۴). همچنین بیشینه‌ی بالاآمدگی

نشان داده شده است و نیز با توجه به شکل ۱، زاویه‌ی امتداد ناحیه‌ی فرورانش مکران ۲۷۰ درجه است. از آنجا که ناحیه‌ی مکران یک ناحیه‌ی فرورانش با شیب کم است، شیب ناحیه‌ی فرورانش را برای انجام تحلیل کالیبراسیون از ۵ تا ۱۰ درجه تغییر می‌دهیم. برای زمین لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی، این پارامتر برابر ۱۰ درجه بوده است. [۲۵]

در نواحی فرورانش، لغزش اغلب از نوع شیب لغز اتفاق می‌افتد و لذا باید زاویه‌ی لغزش را ۹۰ درجه انتخاب کنیم؛ ولی معمولاً در طبیعت لغزش کاملاً شیب لغز به ندرت اتفاق می‌افتد. معمولاً لغزش‌های شیب لغز از درصد کمی رفتار امتداد لغز برخوردارند. لذا برای در نظر گرفتن رفتار واقعی گسیختگی، زاویه‌ی لغزش آن را بین ۹۰ تا ۱۰۰ درجه در نظر می‌گیریم. برای زمین لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی، این پارامتر برابر ۱۱۰ درجه بوده است. [۲۵] آخرین پارامتر عمق زمین لرزه است که بین ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. چنین عمق کانونی بیانگر یک زمین لرزه‌ی کم عمق است که فرضی منطقی برای اکثر زمین لرزه‌های سونامی‌زا به شمار می‌رود. [۲۳] برای زمین لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی، این پارامتر برابر ۲۵ کیلومتر بوده است. [۲۵]

بدین ترتیب، پارامترهای یادشده را در محدوده‌های ذکر شده آن قدر تغییر می‌دهیم تا بتوانیم برای زمین لرزه‌ی بزرگای ۸٫۱ در منطقه مکران، بالاآمدگی برابر ۲ متر را بازتولید کنیم. برای این منظور، سناریوهای مختلف در نظر گرفته شده و سپس برای هر سناریو، میزان بالاآمدگی کف اقیانوس محاسبه می‌شود. اشاره می‌شود که در تمامی حالات، بزرگای زمین لرزه ثابت بوده و برابر ۸٫۱ است. نتیجه‌ی تحلیل کالیبراسیون در جدول ۲ ارائه شده است. جدول ۲ نشان می‌دهد که با در نظر گرفتن عمق ۱۵ کیلومتر برای زمین لرزه، شیب ۱۰ درجه برای ناحیه‌ی فرورانش، و زاویه‌ی ۹۰ درجه برای لغزش، می‌توان بالاآمدگی برابر ۲ متر را برای زمین لرزه‌ی سال ۱۹۴۵ بازتولید کرد. جدول ۳ پارامترهای مورد استفاده برای محاسبه‌ی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه را در مقایسه با پارامترهای زلزله و سونامی بزرگ سال ۲۰۰۴ نشان می‌دهد.

محاسبه‌ی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه در منطقه‌ی مکران

با استفاده از برنامه‌ی تهیه شده و بعد از اطمینان از صحت نتایج آن و نیز پس از کالیبراسیون مشخصات تکتونیکی منطقه‌ی مکران، به محاسبه‌ی تغییرشکل کف

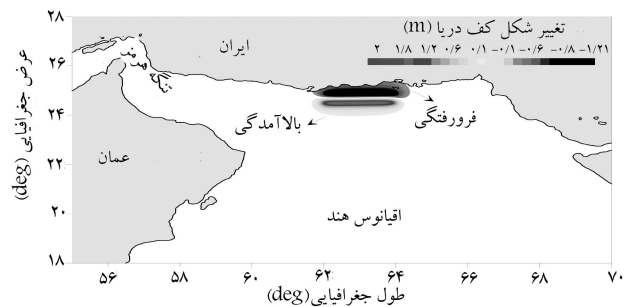
جدول ۳. پارامترهای مورد استفاده برای آنالیز فاز تولید سونامی در منطقه‌ی فرورانش مکران به همراه پارامترهای سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی.

نام منطقه	طول (km)	عرض (km)	شیب ناحیه فرورانش (درجه)	عمق کانونی (km)	زاویه لغزش (درجه)	امتداد گسیختگی (m)	میزان لغزش (m)
مکران	۹	۱۰	۱۰	۱۵	۹۰	۲۷۰	۸
۲۰۰۴ [۳۱، ۲۵] اندونزی	۱۲۰۰	۲۰۰	۱۰	۲۵	۱۱۰	۳۲۹	۳۰

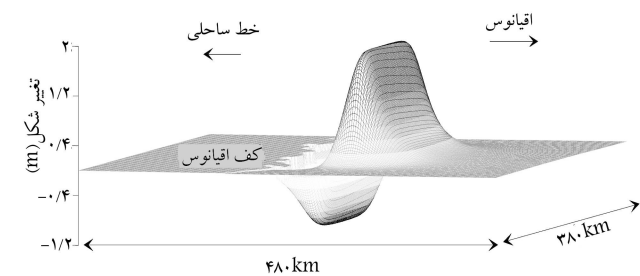
حساسیت‌سنجی نتایج

تحلیل‌های صورت‌گرفته‌ی بی‌خلافه‌وار در جدول ۴ آمده است، بر مبنای پارامترهای ارائه‌شده در جدول ۳ انجام گرفته است. همان‌طور که اشاره شد، برای انجام این محاسبات، از مقادیر ۱۰ درجه برای شیب ناحیه‌ی فرورانش، ۱۵ کیلومتر برای عمق زمین‌لرزه و نیز ۹۰ درجه برای زاویه‌ی لغزش استفاده شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی، ناحیه‌ی فرورانش شیب واحدی ندارد، بلکه اغلب شیب آن با توجه به عمق زمین‌لرزه صعودی است. محدوده‌ی تغییرات آن نیز از حدود ۸ درجه برای زمین‌لرزه‌های کم عمق تا حدود ۱۲ درجه برای زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر است. [۲۵، ۴] این وضعیت به صورت شماتیک در شکل ۱۳ توضیح داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، برای مقادیر مختلف شیب، عمق زمین‌لرزه نیز متفاوت خواهد بود. بنابراین تعیین میزان حساسیت نتایج به دست آمده نسبت به سه پارامتر مذکور ضروری است. برای این منظور، شیب ناحیه‌ی فرورانش را از ۸ تا ۱۲ درجه، عمق زمین‌لرزه را از ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر و زاویه‌ی لغزش را نیز از ۹۰ تا ۱۱۰ درجه تغییر می‌دهیم. برای تسهیل محاسبات، حساسیت‌سنجی تنها برای زمین‌لرزه‌ی با بزرگای ۸٫۱ محاسبه می‌شود. در شکل ۱۴ میزان تأثیر شیب ناحیه‌ی فرورانش بر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت نشان داده شده است. در شکل‌های ۱۵ و ۱۶ نیز به ترتیب میزان تأثیر عمق زمین‌لرزه و زاویه‌ی لغزش را بر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت نشان داده شده است.

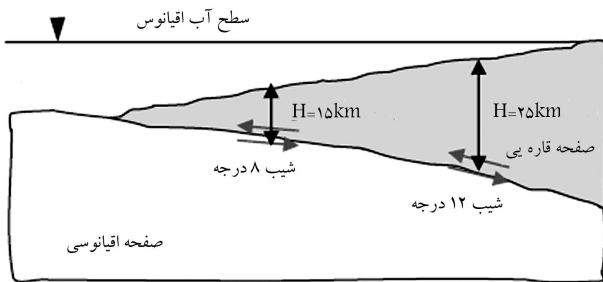
شکل ۱۴ نشان می‌دهد که با افزایش شیب ناحیه‌ی فرورانش، میزان بالا آمدگی افزایش یافته و مقدار افت کاهش می‌یابد. با افزایش شیب ناحیه‌ی فرورانش از ۸ تا ۱۲ درجه، مقدار بالا آمدگی از ۱٫۷۵ متر به ۱٫۸۴ متر (۵ درصد) افزایش می‌یابد. از آنجا که با افزایش شیب، نیروهای محرک وارده به توده‌ی در حال گسیختگی افزایش می‌یابد، نتیجه‌ی به دست آمده منطقی به نظر می‌رسد. شکل ۱۵ نشان می‌دهد که با افزایش عمق کانونی زمین‌لرزه، میزان بالا آمدگی و افت کاهش می‌یابد. با افزایش



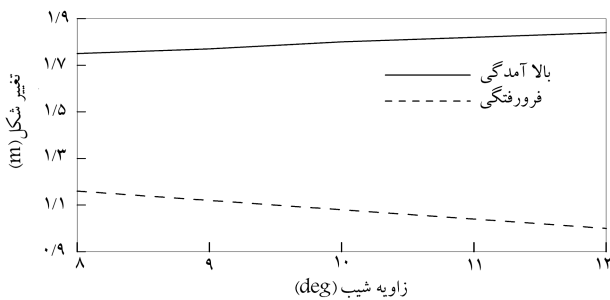
شکل ۱۰. نمای دوبعدی تغییر شکل کف اقیانوس در منطقه‌ی مکران در حالت وقوع زمین‌لرزه با بزرگای ۸٫۱.



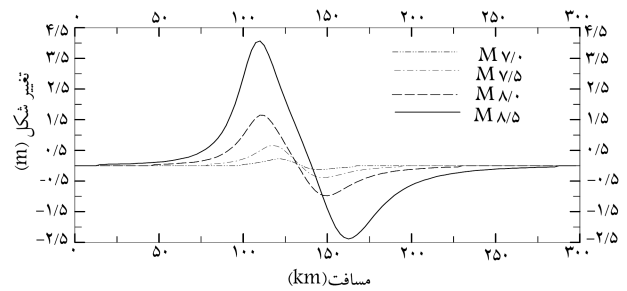
شکل ۱۱. نمای سه‌بعدی تغییر شکل کف اقیانوس بعد از وقوع زمین‌لرزه‌ی با بزرگای ۸٫۱.



شکل ۱۳. تغییرات شیب ناحیه‌ی فرورانش با عمق زمین‌لرزه.



شکل ۱۴. تأثیر شیب بر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت.



شکل ۱۲. مقطع عرضی بیشترین تغییر شکل کف اقیانوس در حالت وقوع زمین‌لرزه‌های مختلف.

کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه، و نیز بیشینه‌ی افت کف اقیانوس در هر مورد بر حسب متر محاسبه و در جدول ۴ ارائه شده است. برای بررسی الگوی تغییر شکل کف اقیانوس، در شکل‌های ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۳ فایلی متنی حاصل از محاسبات با استفاده از نرم‌افزارهای گرافیکی موجود به صورت دوبعدی و سه‌بعدی ترسیم شده است.

جدول ۴. میزان تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمین‌لرزه‌ی زیر دریایی در منطقه‌ی فرورانش مکران بر مبنای پارامترهای ارائه شده در جدول ۳.

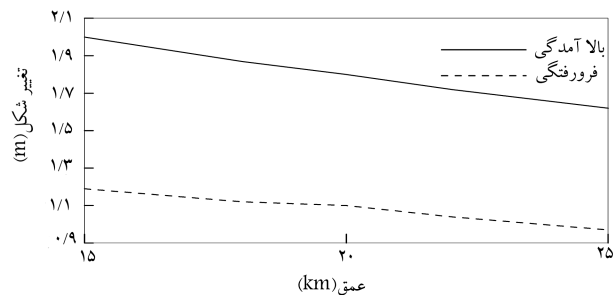
بزرگای زمین‌لرزه	طول گسیختگی (km)	عرض گسیختگی (km)	میزان لغزش (m)	بیشینه‌ی بالا آمدگی کف اقیانوس (m)	بیشینه‌ی افت کف اقیانوس (m)
۶/۵	۱۸	۱۲	۰/۴۸	+۰/۰۵	-۰/۰۰
۶/۶	۲۲	۱۳	۰/۵۷	+۰/۰۷	-۰/۰۴
۶/۷	۲۵	۱۴	۰/۶۷	+۰/۱۰	-۰/۰۵
۶/۸	۳۰	۱۵	۰/۷۸	+۰/۱۳	-۰/۰۷
۶/۹	۳۵	۱۶	۰/۹۱	+۰/۱۷	-۰/۱۰
۷	۴۱	۱۷	۱/۱	+۰/۲۲	-۰/۱۳
۷/۱	۴۸	۱۸	۱/۳	+۰/۲۸	-۰/۱۶
۷/۲	۵۶	۲۰	۱/۵	+۰/۳۶	-۰/۲۰
۷/۳	۶۶	۲۱	۱/۷	+۰/۴۲	-۰/۲۴
۷/۴	۷۷	۲۳	۲	+۰/۵۳	-۰/۳۱
۷/۵	۹۲	۲۵	۲/۴	+۰/۶۶	-۰/۳۹
۷/۶	۱۰۶	۲۶	۲/۸	+۰/۷۹	-۰/۴۶
۷/۷	۱۲۴	۲۸	۳/۳	+۰/۹۶	-۰/۵۷
۷/۸	۱۴۵	۳۱	۳/۸	+۱/۱۶	-۰/۶۹
۷/۹	۱۷۰	۳۳	۴/۵	+۱/۴۰	-۰/۸۳
۸	۲۰۰	۳۵	۵/۲	+۱/۶۵	-۰/۹۸
۸/۱	۲۳۴	۳۸	۶/۲	+۲/۰۲	-۱/۲۱
۸/۲	۲۷۴	۴۱	۷/۲	+۲/۴۰	-۱/۴۳
۸/۳	۳۲۱	۴۴	۸/۵	+۲/۸۹	-۱/۷۲
۸/۴	۳۷۶	۴۸	۹/۹	+۳/۴۳	-۲/۰۵
۸/۵	۴۴۲	۵۱	۱۱/۶	+۴/۰۸	-۲/۴۳

می‌شود و در نتیجه انرژی کم‌تری به سطح زمین می‌رسد. شکل ۱۶ نشان می‌دهد که با افزایش زاویه‌ی لغزش میزان تغییر شکل کف اقیانوس کاهش می‌یابد (۵ درصد). به‌طور کلی زمین‌لرزه‌هایی که شامل حرکات عمودی زمین هستند از پتانسیل بیشتری برای تغییر شکل کف اقیانوس برخوردارند. از این رو معمولاً بیشتر سونامی‌ها ناشی از گسل‌های شیب لغز هستند. بنابراین هراندازه زاویه‌ی لغزش از ۹۰ درجه (شیب لغز خالص) بیشتر باشد، سهم رفتار امتداد لغز افزایش یافته و در نتیجه مقدار تغییر شکل کاهش می‌یابد. در مجموع، حساسیت‌سنجی نتایج نشان می‌دهد که افزایش شیب ناحیه‌ی فرورانش، موجب افزایش مقدار تغییر شکل کف اقیانوس می‌شود.

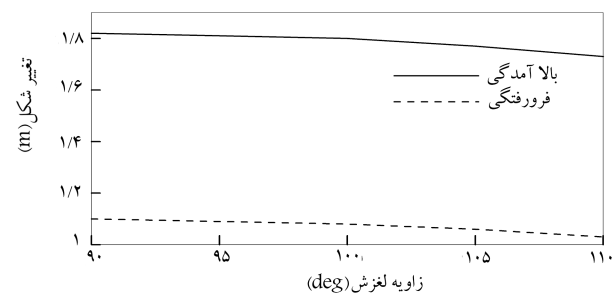
میزان تغییر شکل کف اقیانوس در اثر گسیختگی‌های شیب لغز بیش از میزان آن در اثر گسیختگی‌های امتداد لغز است. افزایش عمق کانونی زمین‌لرزه موجب کاهش تغییر شکل کف می‌شود. در میان این پارامترها، حساسیت تغییر شکل کف به عمق کانونی زمین‌لرزه بیش از سایر پارامترها است. همچنین، بررسی نتایج حساسیت‌سنجی نشان می‌دهد که در نظر گرفتن مقدار ۱۰ درجه برای شیب ناحیه‌ی فرورانش، ۲۰ کیلومتر برای عمق زمین‌لرزه، و نیز ۱۰ درجه برای زاویه‌ی لغزش، منطقی است و به‌عنوان نماینده‌ی مناسب برای این پارامترها به‌شمار می‌رود.

تفسیر نتایج

اولین مسئله‌ی قابل توجه عبارت است از الگوی تغییر شکل کف اقیانوس. برای بررسی الگوی تغییر شکل کف اقیانوس، مقاطع طولی و عرضی تغییر شکل کف اقیانوس در حالت وقوع زمین‌لرزه با بزرگای ۸/۱ در شکل‌های ۱۷ و ۱۸ ترسیم شده است. همان‌طور که در شکل ۱۷ و نیز شکل‌های ۱۰ تا ۱۲ مشاهده می‌شود، این الگو



شکل ۱۵. تأثیر عمق زمین‌لرزه بر روی حداکثر بالا آمدگی و افت.



شکل ۱۶. تأثیر زاویه‌ی لغزش بر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت.

عمق زمین‌لرزه از ۱۵ کیلومتر به ۲۵ کیلومتر، میزان بالا آمدگی از ۲ متر به ۱/۶۲ متر (۱۹ درصد) کاهش می‌یابد. این نتیجه را می‌توان چنین تفسیر کرد که با افزایش عمق کانونی زمین‌لرزه انرژی ناشی از آن در حجم بزرگ‌تری از کره زمین منتشر

خشکی حادث شوند بسیار خطرناک‌اند و تلفات زیادی ممکن است به بار آورند؛ ولی هنگامی که در اقیانوس اتفاق می‌افتند، چون قادر به جابه‌جایی حجم قابل توجهی از آب اقیانوس نیستند، لذا از پتانسیل کمی برای تولید سونامی برخوردارند. از طرف دیگر، میزان بالا آمدگی کف در صورت وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۷٫۵ قابل توجه است.

با توجه به نمودار شکل ۱۹، در حالی که پتانسیل وقوع سونامی ناشی از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای حدود ۷ بسیار کم است، با افزایش بزرگای آن به حدود ۸ پتانسیل وقوع سونامی یکباره و به شدت افزایش می‌یابد. در مجموع، بررسی نتایج ارائه شده در جدول ۴ و شکل ۱۹، سه سطح مختلف پتانسیل وقوع سونامی را به شرح زیر تبیین می‌کند:

۱. پتانسیل نسبی خیلی کم: در صورت وقوع زمین‌لرزه‌یی با بزرگای تا ۷؛
۲. پتانسیل نسبی کم تا متوسط: در صورت وقوع زمین‌لرزه‌یی با بزرگای بین ۷ تا ۷٫۵؛
۳. پتانسیل نسبی بالا: در صورت وقوع زمین‌لرزه‌یی با بزرگای بیش از ۷٫۵.

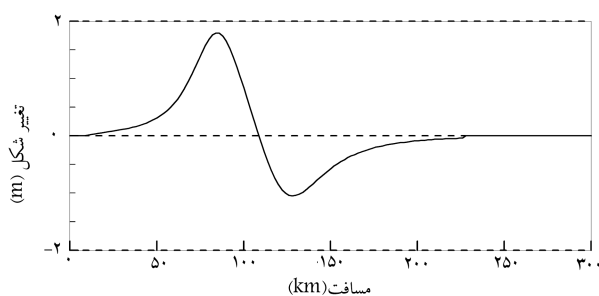
به عبارت دیگر، هنگامی که زلزله‌یی با بزرگای تا ۷ در منطقه‌ی مکران رخ دهد، ایجاد امواج سونامی انتظار نمی‌رود. در صورت وقوع زمین‌لرزه‌یی با بزرگای بین ۷ تا ۷٫۵ وقوع سونامی محتمل است. اما در صورتی که بزرگای زمین‌لرزه بیش از ۷٫۵ باشد، وقوع سونامی حتمی است.

چنان‌که اشاره شد، الگوی تغییرشکل کف اقیانوس شامل ایجاد یک بالا آمدگی در سمت اقیانوس و نیز ایجاد یک افت در سمت ساحل است. از آنجا که برای مدل‌سازی فاز انتشار سونامی، میدان تغییرشکل به دست آمده از فاز تولید سونامی مستقیماً به سطح آب منتقل می‌شود، شکل اولیه‌ی موج تولیدشده شامل یک موج کاهنده به سمت خط ساحلی است (شکل ۲). بنابراین، در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ی سونامیرا در منطقه‌ی مکران، اولین موجی که به سمت سواحل شمالی مکران -- شامل ایران و پاکستان -- می‌رسد یک موج کاهنده خواهد بود. در حالی که در سواحل جنوبی مکران یعنی سواحل عمان، اولین موج یک موج افزایشی خواهد بود. رسیدن موج اولیه‌ی کاهنده می‌تواند در جهت آگاهی مردم نواحی ساحلی از وجود خطر سونامی مفید باشد.

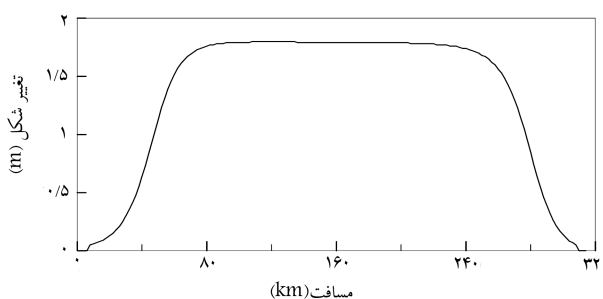
سامانه‌ی هشدار سونامی

جهت حفاظت از مردم ساکن در نواحی ساحلی و نیز کنترل و کاهش خسارات وارده، توسعه‌ی سامانه‌های هشدار سونامی برای خطوط ساحلی که در معرض خطر سونامی هستند، ضروری است. سامانه‌ی هشدار سونامی، سامانه‌یی است که بعد از وقوع زمین‌لرزه‌های زیر دریایی از طریق تحلیل داده‌های لرزه‌یی و موج‌سنجی معین می‌کند که زمین‌لرزه‌ی مذکور توانایی ایجاد امواج سونامی را دارد یا خیر.

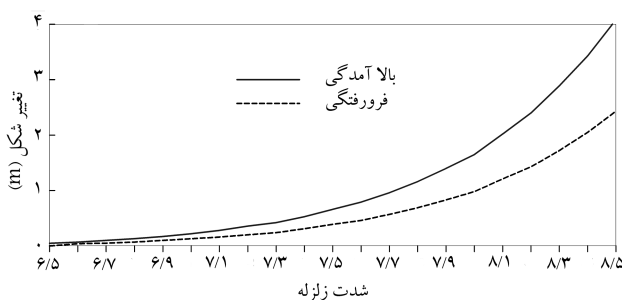
در صورتی که خطر سونامی وجود داشته باشد، این سامانه از طریق صدور اعلان خطر در نواحی در معرض خطر ساکنین را مطلع می‌کند. سامانه‌های هشدار سونامی دو کاربرد مختلف برای سونامی‌های میدان نزدیک و میدان دور دارند. سونامی‌های میدان نزدیک طول انتشارشان کم‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر است، در حالی که سونامی‌های با طول انتشار بالای ۱۰۰۰ کیلومتر را سونامی میدان دور می‌نامند. به عنوان مثال، سونامی ناشی از منطقه‌ی مکران برای سواحل جنوبی ایران یک سونامی میدان نزدیک به حساب می‌آید، ولی سونامی ناشی از منطقه‌ی فرورانش اندونزی برای سواحل



شکل ۱۷. الگوی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیر دریایی - مقطع عرضی در حالت $M = ۸٫۱$.



شکل ۱۸. الگوی تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیر دریایی - مقطع طولی در حالت $M = ۸٫۱$.



شکل ۱۹. نمودار تغییرات مقادیر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت با بزرگای زلزله.

شامل ایجاد یک بالا آمدگی در سمت اقیانوس و نیز ایجاد یک افت در سمت ساحل است، که همواره میزان بالا آمدگی حدوداً دو برابر میزان افت است. همچنین اشکال ۱۷ و ۱۸ نشان می‌دهند که میدان تغییرشکل کف اقیانوس هم در جهت طولی و هم در جهت عرضی یک میدان پیوسته است.

مسئله‌ی دیگری که در جدول ۴ قابل توجه است، میزان بالا آمدگی و افت و نیز چگونگی تغییرات آن با افزایش بزرگای زمین‌لرزه است. در شکل ۱۹ نمودار تغییرات مقادیر بیشینه‌ی بالا آمدگی و افت با افزایش بزرگای زلزله ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، رابطه‌ی بین بیشینه‌ی بالا آمدگی با بزرگای یک رابطه‌ی خطی نیست، بلکه نمایی است. به عبارت دیگر در حالی که تغییرات بالا آمدگی از بزرگای ۶٫۵ تا ۷٫۵ بسیار آهسته و ملایم است، برای مقادیر بزرگای بالای ۷٫۵ مقدار بالا آمدگی کف اقیانوس به شدت افزایش می‌یابد. این مسئله با توجه به وجود رابطه‌ی نمایی بین بزرگای زمین‌لرزه و انرژی ناشی از آن قابل تفسیر است. جدول ۴ نشان می‌دهد که میزان تغییرشکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای تا حدود ۷، فقط به حدود ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. چنین زمین‌لرزه‌هایی حتی اگر در

بنابراین به منظور اجتناب از صدور اعلان خطرهای اشتباه، ضروری است که یک سری حساسه -- شامل حساسه های آب های عمیق که به سونامی سنج ۳۵ معروف اند -- در نزدیکی نواحی سونامی خیز نصب، و اطلاعات مربوط به آنها دریافت شود و مورد ارزیابی قرار گیرد. این سونامی سنج ها معمولاً اطلاعات خود را از اعماق اقیانوس به یک سری بویه های نصب شده در سطح آب اقیانوس می فرستند. بویه های سطحی نیز از طریق ماهواره ها اطلاعات به دست آمده را به مرکز سامانه ی هشدار سونامی انتقال می دهند. علاوه بر این، نصب و ایجاد یک شبکه ی موج سنج ۳۶ زمان واقعی در نزدیکی خط ساحلی نیز می تواند در این راستا مفید باشد. آخرین گام در یک سامانه ی هشدار سونامی عبارت است از بررسی همه ی داده ها و تصمیم گیری در مورد اعلان یا عدم اعلان خطر وقوع سونامی.

با توجه به توضیحات ارائه شده، ساختار سامانه ی هشدار سونامی پیشنهادی برای سواحل سونامی خیز جنوب ایران مطابق شکل ۲۰ خواهد بود. مشاهده می شود که سامانه ی ارائه شده تنها بر مبنای بزرگای زمین لرزه در مورد اعلان خطر تصمیم گیری می کند. زیرا همان طور که در فوق اشاره شد، سونامی ناشی از منطقه ی مکران برای سواحل جنوبی ایران، یک سونامی میدان نزدیک به شمار می رود. در شکل ۲۰، در قسمت جمع آوری داده های لرزه یی به منظور دست یابی به دقت بیشتر، دو شبکه ی لرزه یی محلی و جهانی پیشنهاد شده است. نخستین گام برای توسعه ی سامانه ی هشدار سونامی پیشنهاد شده در شکل ۲۰، توسعه ی ایستگاه های لرزه سنجی و سونامی سنجی موجود در منطقه است. برای این منظور، نصب و راه اندازی شبکه یی شامل ۳ شتابنگار، ۳ لرزه نگار باند پهن، ۲ حساسه ی سونامی سنج در بخش ایرانی مکران پیشنهاد شده است.^[۱۶]

باید اضافه کرد که با توجه به فاصله ی کم ناحیه ی فرورانش مکران تا خطوط ساحلی، محاسبات نشان می دهد که امواج سونامی در مدت زمان حدوداً ۱۵ تا ۲۰ دقیقه می توانند نزدیک ترین ساحل را مورد حمله قرار دهند. به عبارت دیگر نواحی ساحلی منطقه ی مکران در معرض خطر سونامی میدان نزدیک قرار دارند. لذا سامانه ی هشدار سونامی باید قادر باشد در زمان حدوداً ۱۰ دقیقه از زمان وقوع زمین لرزه، خطر احتمالی را اعلان کند. این مسئله بر لزوم به کارگیری یک شبکه ی لرزه نگاری و موج سنجی زمان واقعی و کارا تأکید می کند.

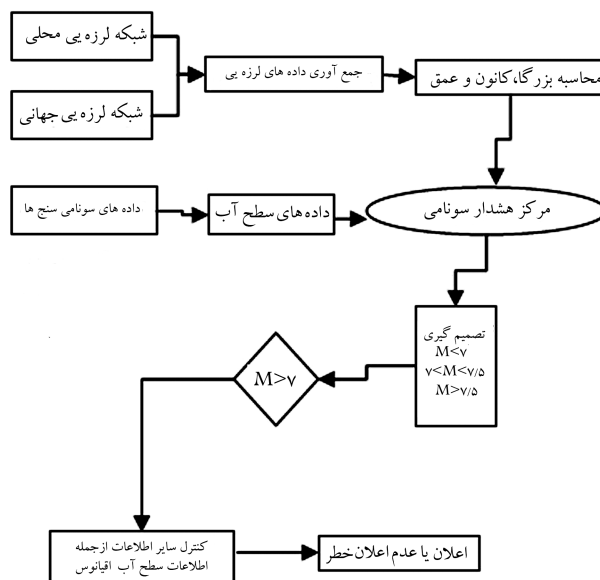
نتیجه گیری

سواحل جنوبی ایران در مجاورت اقیانوس هند در معرض خطر سونامی ناشی از منطقه ی فرورانش مکران قرار دارد. بررسی های صورت گرفته نشان می دهد که منطقه ی مکران به لحاظ تکتونیکی قابلیت ایجاد زمین لرزه های با بزرگای بیش از ۸ را دارد. وقوع چنین زمین لرزه های می تواند موجب ایجاد امواج مخرب سونامی در سواحل ایران شود. بررسی تاریخچه ی سونامی در سواحل جنوبی ایران نشان می دهد که این سواحل در گذشته چندین حادثه ی سونامی را تجربه کرده اند که از جمله مهم ترین آنها حادثه ی نوامبر سال ۱۹۴۵ میلادی است.

در این نوشتار، به منظور ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی در سواحل جنوبی ایران در مجاورت اقیانوس هند، فرایند تولید سونامی در ناحیه ی فرورانش مکران مدل سازی شد. برای این منظور، یک برنامه ی رایانه یی بر مبنای معادلات مانسین ها و اسمیلی تهیه شده است که قادر است میدان تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه های زیر دریایی را پیش بینی کند. داده های ورودی این مدل عبارتند از مشخصات ناحیه ی فرورانش و منطقه ی گسیخته شده، و خروجی آن نیز میدان تغییر شکل کف

جنوبی ایران یک سونامی میدان دور به شمار می رود. در سامانه های هشدار سونامی برای مناطق میدان نزدیک، چون موج سونامی در مدت زمانی بین ۱۵ تا ۲۰ دقیقه به خط ساحلی خواهد رسید، فرصت زمانی بسیار کم بوده و لذا تنها بزرگای زمین لرزه ملاک عمل قرار می گیرد.

اولین گام در اعلان خطر سونامی، دریافت و تحلیل داده های لرزه یی و تعیین بزرگای، کانون و عمق زمین لرزه است. با در دست داشتن این سه پارامتر اصلی برای هر زمین لرزه، مشابه فرایند مطالعه شده در بخش قبل می توان میزان بالآمدگی کف اقیانوس را محاسبه کرد. میزان بالآمدگی کف اقیانوس چنان که در بخش قبل مورد بحث قرار گرفت، مهم ترین پارامتر در ارزیابی پتانسیل وقوع سونامی است. در گام دوم -- پس از تعیین پارامترهای اصلی زمین لرزه -- تخمین مشخصات امواج سونامی ضروری است. مهم ترین مشخصات سونامی عبارتند از: میزان ارتفاع امواج سونامی در مرز ساحلی و نیز زمان رسیدن این امواج به نواحی ساحلی. این امر از طریق مدل سازی عددی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی صورت می گیرد. از آنجا که معمولاً پس از وقوع زمین لرزه زمان بسیار کمی برای صدور اعلان خطر سونامی محتمل وجود دارد، نمی توان مدل سازی انتشار و بالاروی سونامی را پس از وقوع زمین لرزه انجام داد. بدین منظور، معمولاً از قبل و با توجه به سناریوهای مختلف و متعدد برای فاز تولید زمین لرزه ی محتمل، که در بخش قبل مورد بحث قرار گرفت، در هر مورد مشخصات سونامی و نواحی در معرض خطر تخمین زده شده و از مجموع این اطلاعات یک پایگاه داده در مرکز سامانه ی هشدار سونامی ایجاد می شود. با داشتن چنین پایگاه داده یی، پس از محاسبه ی پارامترهای اصلی زمین لرزه می توان مشخصات سونامی و خطرات احتمالی ناشی از آن را تخمین زد. در گام سوم دریافت و آنالیز اطلاعات مربوط به تغییرات سطح آب اقیانوس صورت می گیرد. پرواضح است که یک سامانه ی هشدار سونامی باید از صدور اعلان خطرهای اشتباه بپرهیزد. صدور اعلان های اشتباه از اعتماد مردم نواحی ساحلی به سامانه ی هشدار سونامی کاسته و می تواند لطمات جبران ناپذیری را به این سامانه و عملکرد آن وارد کند.



شکل ۲۰. ساختار سامانه ی هشدار سونامی پیشنهادی برای سواحل سونامی خیز جنوب ایران.

به‌عنوان شرایط اولیه برای مدل‌سازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی به‌شمار می‌رود، نتایج حاصله از این مطالعه می‌تواند برای مدل‌سازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی در سواحل جنوبی ایران مورد استفاده قرار گیرد. در عین حال، از مدل ارائه شده در این نوشتار می‌توان برای تعیین میزان تغییر شکل سطح زمین در اثر وقوع زمین‌لرزه در خشکی نیز بهره برد. لازم به ذکر است که در صورت استفاده از مدل برای زمین‌لرزه‌های واقع شده در خشکی، ضروری است که تأثیر وقوع پدیده‌های ژئوتکنیکی لرزه‌بی مختلف -- از جمله روان‌گرایی، تحرک دوره‌بی و غیره -- در هر منطقه‌ی خاص مورد توجه قرار گیرد.

اقیانوس است. نتایج به‌دست آمده از مدل برای منطقه‌ی مکران نشان می‌دهد که به‌طور کلی پتانسیل وقوع سونامی در این منطقه را می‌توان به‌سه سطح تقسیم کرد: پتانسیل نسبی خیلی کم (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌بی با بزرگای تا ۷)، پتانسیل نسبی کم تا متوسط (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌بی با بزرگای بین ۷ تا ۷/۵) و پتانسیل نسبی بالا (در صورت وقوع زمین‌لرزه‌بی با بزرگای بیش از ۷/۵). بر مبنای این ارزیابی، لزوم به‌کارگیری یک سامانه‌ی هشدار سونامی کارا مورد تأکید قرار گرفته و ساختار آن ارائه شده است. مدل ارائه شده در این نوشتار به‌عنوان مدل تولید سونامی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیر دریایی به‌شمار می‌رود. از آنجا که تغییر شکل کف اقیانوس

پانویس

1. tsunamigenic
2. subduction zones
3. tectonic plates
4. ocean ridges
5. transform faults
6. makran
7. evacuation map
8. propagation
9. runup
10. catalina fault
11. terrace
12. khodi
13. pasni
14. ormara
15. gujarat
16. rochester
17. san andreas fault
18. steketee
19. dislocation
20. voltra formula
21. lame constants
22. mc ginley
23. ben menahem
24. ishii
25. takagi
26. singh
27. sato
28. matsu'ura
29. rybicky
30. yamashida
31. mc hugh
32. johnston
33. niewiadomski
34. okada
35. tsunameter
36. tide gauge

منابع

1. Mansinha, L. and Smylie, D.E. "The displacement field of inclined faults", *Bull. Seism. Soc. Am.* **61**, pp. 1433-1440 (1971).
2. Ambraseys N.N. and Melville C.P. "A history of persian earthquakes", Cambridge University Press, Britain, (1982).
3. International Oceanographic Commission (IOC). "Intergovernmental coordination group for the indian ocean tsunami warning and mitigation system

- (ICG/IOTWS)", Reports of Governing and Major Subsidiary Bodies, First Session, 3-5 August, Perth, Western Australia (2005).
4. Kearey P. and Vine F. J. "Global tectonics", Second Edition, Blackwell Science Ltd, Malden, MA, USA (2005).
5. Geist E.L.; Titov V.V.; and Synolakis C.E. "Tsunami: wave of change", *Scientific American*, pp. 56-63 (January 2006).
6. <http://earthquake.usgs.gov>.
7. Vernant, Ph.; Nilforoushan, F.; Hatzfeld, D.; Abbasi M.R.; Vigny, C.; Masson, F.; Nankali, H.; Martinod, J.; Ashtiani, A.; Bayer, R.; Tavakoli, F.; and Chery, J. "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the middle east constrained by GPS measurements in Iran and northern oman", *Geophys. J. Int.*, **157**, pp. 381-398 (2004).
8. Carayannis, G.P. "The earthquake and Tsunami of 28 november 1945 in southern pakistan", International Conference HAZARDS 2004, 2-4 Dec., Hyderabad, India (2004).
9. Byrne, D.E.; Sykes, L.R.; Davis, D.M. "Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the makran subduction zone", *Journal of Geophysical Research*, **97**(B1), pp. 449-478 (1992).
10. Synolakis, C.E. "Tsunami and seiche", CRC Press, Boca Raton, Florida, USA (2003).
11. Legg, M.R.; Eeri, M.; Borrero, J.C. and Synolakis, C.E. "Tsunami hazard associated with catalina fault in southern california", *Earthquake Spectra*, **20**(3), pp.1-34, Earthquake Engineering Research Institute, (2004).
12. Rikitake, T., and Aida I., "Tsunami hazard probability in japan", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(3), pp. 1268-1278 (1988)
13. Hebert, H.; Schindele, F.; Altinokb, Y.; Alpar, B.; Gazioglu, C. "Tsunami hazard in the marmara sea (Turkey): a numerical approach to discuss active faulting and impacts on the istanbul coastal areas", *Marine Geology*, Article in Press (2004).
14. Pelinovsky, E.; Kharif, C.; Riabov, I. and Marcfrancius. "Modelling of Tsunami propagation in the vicinity of the french coast of the mediterranean", *Natural Hazards*, **25**, pp. 135-159 (2002).
15. Tinti, S. and Armigliato, A. "The use of scenarios to evaluate the Tsunami impact in Southern Italy", *Marine Geology*, **199**, pp. 221-243 (2003).
16. Mokhtari, J., Shariri, F. and Shapasand, M., "Quick-ac Tsunami awareness system in Iranian coasts capable of tsunami generation with emphasize on Madran,

- (Oman Sea) International Research Institute of Earthquake, (1385).
17. Mir Hoseini, S.M. and Arefpour, B. "Earthquake Geotechnique Engineering", International Research Institute of Earthquake Engineering Press, 1st Edition, (1387).
 18. Bargi, K., "Earthquake Engineering Fundamentals", University of Tehran press, 4th Edition, Tehran (1382).
 19. Page, W.D.; Alt, J.N.; Cluff, L.S. and Plafker, G. "Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the makran coast of Iran and pakistan", *Tectonophysics*, **52**, pp. 533-547 (1979).
 20. Okada, Y. "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space", *Bull. Seism. Soc.Am.* **75**(4), pp. 1135-1154 (1985).
 21. Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), pp. 974-1002 (1994).
 22. Guesmia, M.; Heinrich, PH.; and Mariotti, C. "Numerical simulation of the 1969 portuguese Tsunami by a finite element method", *Natural Hazards*, **17**, pp. 31- 46 (1998).
 23. Mercado, A. and McCann, W. "Numerical simulation of 1918 porto rico Tsunami", *Natural Hazards*, **18**, pp. 57-76 (1998).
 24. Ortiz, M.; Kostoglodov, V.; Singh, S.K. and Pacheco, J. "New constraints on the uplift of october 9, 1995 jalisco-colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of Tsunami records at manzanillo and navidad, Mexico", *Geofisica Internacional*, **39**(4), pp. 349-357 (2000).
 25. Yalciner, A.C., Karakus, H.; Ozer, C. and Ozyurt, G. "Short course on understanding the generation, propagation, near and far- field impacts of Tsunamis and planning strategies to prepare for future events", MACRES, Malaysia, 08-19 May (2005).
 26. Ortiz, M.; Singh, S.K.; Kostoglodov, V. and Pacheco, J. "Source areas of the acapulco-san marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by Tsunami and uplift records", *Geofisica Internacional*, **39**(4), pp. 337-348 (2000).
 27. Anderson, J.G.; Wesnousky, S.G.; and Sfriling, M.W. "Earthquake size as a function of fault slip rate", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(3), pp. 683-690 (1996).
 28. Bonilla, M.G.; Mark, R.K.; and Lienkaemper, J.J. "Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**(6), pp. 2379-2411 (1984).
 29. Kanamory, H. and Don Anderson, L. "Theoretical basis of some empirical relations in seismology", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65**(5), pp. 1073-1095 (1975).
 30. Singh, S.K.; Bazan, E.; and Esteva, L. "Expected earthquake magnitude from a fault", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **70**(3), pp. 903-914 (1980).
 31. Ammon, C. and et.al., "Rupture process of the 2004 sumatra-andaman earthquake", *Science*, **308**, pp. 1133-1139 (2005).
 32. Satake, K. and Tanioka, Y. "Source of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones", *Pure and Applied Geophysics*, **154**, Issue 3-4, pp. 467-483 (1999).
 33. McCoffrey, R. "The next great earthquake", *Science*, **315**, pp. 1675-1676 (2007).

