

شبیه‌سازی تولید، انتشار و بالاروی سونامی در منطقه مکران غربی، قسمت اول:

شبیه‌سازی تولید

امین رشیدی^۱، ظاهر حسین شمالی^{۲*} و ناصر کشاورز فرج‌خواه^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۹/۲۱، پذیرش نهایی: ۹۷/۲/۲۵)

چکیده

در حالی که توجه جهانی به سمت پدیده سونامی به‌خصوص در مناطق شرقی اقیانوس هند در نزدیکی اندونزی افزایش یافته، مکران غربی که در شمال غرب اقیانوس هند و در دریای عمان واقع است به‌عنوان یک ناحیه دارای پتانسیل خطر سونامی کمتر مورد توجه واقع شده است. عدم رخداد زمین‌لرزه طی سالیان طولانی در این ناحیه احتمال قفل‌شدگی مکران غربی را افزایش داده که در این صورت می‌توان انتظار داشت که خطر سونامی بالقوه‌ای در آینده سواحل مکران و دریای عمان را تهدید خواهد کرد. هدف این مطالعه شبیه‌سازی عددی فرآیند تولید سونامی محتمل در منطقه مکران غربی با هدف محاسبه شرایط اولیه برای انتشار سونامی می‌باشد. برای این منظور با در نظر گرفتن یک سناریو با پارامترهای مشخص در دریای عمان میدان دگرشکلی حاصل از این چشمه سونامی با استفاده از الگوریتم اکادا محاسبه شد. نتایج حاصل از این مطالعه الگوی مقطع اولیه سونامی را که شامل بالآمدگی و فروافتادگی است در سرتاسر ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد. خروجی حاصل از این مدل‌سازی به‌عنوان ورودی مدل‌سازی انتشار سونامی استفاده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سونامی، مکران غربی، دریای عمان، شبیه‌سازی عددی، تولید سونامی.

۱. مقدمه

به ده‌ها متر برسد. نواحی فرورانش در مرز صفحات تکتونیکی در جایی که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای فرورانش می‌کند، منشأ و محل اصلی رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ‌راندگی به‌عنوان زمین‌لرزه‌های سونامی‌زا است (ساتاکه و تانیوکا، ۱۹۹۹؛ گیست و همکاران، ۲۰۰۶). منطقه مکران در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان، یک زون فرورانش شرقی-غربی است با طول تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر که به لحاظ رفتار لرزه‌ای و تکتونیکی به دو منطقه مکران شرقی (بخش پاکستانی) و مکران غربی (بخش ایرانی) قطعه‌بندی شده است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶). بر خلاف مکران شرقی، در مکران غربی فقدان فعالیت لرزه‌ای و رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ مشهود است که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی قفل‌شدگی و تجمع انرژی (برای صدها سال) و یا اینکه لغزش بی‌لرزه این قطعه باشد

به دنبال سونامی ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴ سوماترا در اقیانوس هند با بزرگای گشتاوری $M_w = 9/3$ و ۲۰۱۱ توهو کو ژاپن با بزرگای $M_w = 9/0$ ، توجه محققان و دولتمردان در سرتاسر جهان به سمت این پدیده خطرآفرین به‌شدت افزایش یافت. بدون درک و دانش درست از ماهیت و سرگذشت یک سونامی، برنامه‌ریزی صحیح برای کاهش خطرات آن امکان‌پذیر نیست. سونامی امواج ثقیلی سطحی با طول‌موج بسیار بلند و دوره تناوب بلند هستند که بر اثر یک آشفستگی ناگهانی و بزرگ‌مقیاس ایجاد شده توسط عواملی نظیر زمین‌لرزه، زمین‌لغزش، فوران آتشفشان و برخورد شهاب‌سنگ‌ها به وجود می‌آید، که از میان آنها زمین‌لرزه عمده‌ترین سازوکار تولیدکننده سونامی می‌باشد. موج حاصل از سونامی با سرعت بسیار زیاد و افت انرژی بسیار کم از محل تولید به سمت ساحل منتشر شده و هنگام رسیدن به نواحی ساحلی، ارتفاع آن می‌تواند

قاره‌ای مکران است (شکل ۱). مرز شرقی مکران بر زون گسلی امتداد لغز با مؤلفه غالب چپگرد اورناچ‌نال و چمن، حدوداً در ۶۷ درجه طول شرقی در پاکستان قرار دارد که معرف یک زون گسلی انتقالی بین زون فرورانش مکران و زون برخوردی هند-اوراسیا است (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸، اکال و سنولاکیس، ۲۰۰۸). مرز شمالی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مکران در ایران به فروافتادگی جازموریان منتهی می‌گردد که روند ساختاری شمالی-جنوبی بخش شرقی ایران به صورت ظاهری به شرقی-غربی در منطقه مکران تغییر می‌یابد. مرز جنوبی مکران عمدتاً بر اساس ژئومورفولوژی و داده‌های لرزه‌خیزی مشخص می‌شود که محدود به نواحی رومرکزی زمین‌لرزه‌ها در جنوب است. کوتاه‌شدگی پوسته اقیانوسی صفحه عربستان در طول زون فرورانش مکران، که از کرتاسه اولیه شروع شده، با آزمون $N10^{\circ}E$ صورت می‌گیرد (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). نتایج مطالعات توموگرافی شاد منامن و همکاران (۲۰۱۱) نشان می‌دهد که عمق موهو در مکران غربی از سمت دریای عمان و محیط پیش‌کمانی (۳۰-۲۵ کیلومتر) به سوی محدوده شمالی مکران تا رسیدن به مقدار حداکثر خود (۵۰-۴۸ کیلومتر) در جایی که صفحه فرورانده به زیر کمان آتش‌فشانی تفتان-بزمان خمیده می‌شود، افزایش می‌یابد. طبق نتایج شاد منامن و همکاران (۲۰۱۱)، در مکران شرقی نیز ضخامت پوسته از محیط پیش‌کمانی به سمت کمان آتش‌فشانی تا رسیدن به مقدار حداکثر خود (حدود ۴۰ کیلومتر) افزایش می‌یابد.

به‌عنوان یک زون فرورانش فعال، در مکران توان لرزه‌خیزی بسیار ضعیف است در ظاهر زون بنیوفی (Wadati-Benioff zone) که به‌خوبی توسعه یافته باشد وجود ندارد (موسون، ۲۰۰۹). با این حال، زون فرورانش مکران به دو قطعه شرقی (پاکستانی)، تقریباً بین طول‌های جغرافیایی ۶۱ تا ۶۷ درجه شرقی و قطعه غربی (ایرانی)، تقریباً بین طول‌های جغرافیایی ۵۷/۵ تا ۶۱ درجه شرقی، بر اساس مشاهدات GPS، لرزه‌خیزی و ریخت‌شناسی دور

(اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲). یک سؤال اساسی این است که آیا مکران غربی یک زون بی‌لرزه است و یا در گذشته زمین‌لرزه‌های بزرگی را تجربه کرده است و هم‌اکنون یک منطقه قفل شده در حال تجمع انرژی می‌باشد. در صورتی که مکران یک منطقه قفل شده باشد بایستی انتظار رخداد زمین‌لرزه‌هایی با دوره بازگشت بسیار طولانی را داشت که در این صورت می‌توان نتیجه گرفت خطر سونامی بالقوه‌ای سواحل مکران و دریای عمان را تهدید خواهد کرد. با توجه به اهمیت موقعیت جغرافیایی سواحل جنوبی ایران، به‌خصوص در مورد دسترسی به آب‌های آزاد بین‌المللی و امکان ارتباط با کشورهای دیگر، پتانسیل‌های طبیعی، تاریخی، فرهنگی و وجود بندرها و تأسیسات ساحلی، وقوع سونامی یک تهدید جدی جانی و مالی در این نواحی به شمار می‌رود و شبیه‌سازی سونامی می‌تواند نقشی مؤثر در برنامه‌ریزی جهت کاهش این زیان‌ها داشته باشد.

۲. منطقه مورد مطالعه

زون فرورانش مکران در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان با طول تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر که از تنگه هرمز در ایران تا زون گسلی اورناچ‌نال و چمن در پاکستان ادامه دارد (شکل ۱)، در نتیجه همگرایی بین صفحات اوراسیا و عربستان ایجاد شده است (فرهودی و کریگ، ۱۹۷۷؛ سنگور و همکاران، ۱۹۸۸، بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). بنا به نظر اشتوکلین (۱۹۷۴) مکران نوعی گوه برافزاینده است که در فرادیواره یک زون فرورانش کم‌ژرفا جای دارد. دو ویژگی جالب این گوه برافزاینده ضخامت بسیار زیاد رسوبات جمع‌شده بر روی پوسته اقیانوسی (حدود ۷ کیلومتر) و زاویه شیب فرورانش بسیار کم آن (۲ تا ۳ درجه) می‌باشد (شولتر و همکاران، ۲۰۰۲؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲).

مرز غربی مکران را گسل میناب در سامانه گسلی میناب-زندان تشکیل می‌دهد که در واقع محل اتصال دو زون برخوردی قاره به قاره زاگرس با زون فرورانش اقیانوسی

ایران واقع است، هیچ مدرکی از زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی وجود ندارد و مطالعات لرزه‌ای صورت گرفته، نبود لرزه‌ای مشخصی را در امتداد مرز صفحه نشان می‌دهند (شکل ۲)، بنابراین پتانسیل لرزه‌خیزی این ناحیه بسیار مورد بحث است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). مشخص نیست که این فقدان فعالیت لرزه‌ای، سکون موقتی بعد از یک زمین‌لرزه بزرگ است یا اینکه دائمی است. تنها نامزد احتمالی یک زمین‌لرزه بزرگ این نواحی در گذشته رویدادی احتمالاً در حدود سال ۱۴۸۳ میلادی است که ظاهراً تنگه هرمز و شمال شرق عمان را تحت تأثیر قرار داده است (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). سه احتمال برای عدم فعالیت قطعه غربی وجود دارد: (۱) کل قطعه غربی تقریباً بی‌لرزه است (بایر و همکاران، ۲۰۰۶)؛ (۲) فرآیند فرورانش در این قطعه دیگر فعال نیست (مک‌کال، ۲۰۰۲؛ ویتافینزی، ۲۰۰۲)؛ و (۳) مکران غربی قفل شده و قابلیت تولید یک زمین‌لرزه عظیم را دارد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶؛ مختاری و همکاران، ۲۰۰۸؛ موسون، ۲۰۰۹). گواه فرض آخر بر اساس بالآمدگی‌های سواحل مکران غربی به صورت پادگانه‌های دریایی جوان (Young marine terrace) (بیچ و همکاران، ۱۹۷۹؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲) و مشاهدات GPS می‌باشد به‌طوری‌که همگرایی صفحه عربستان یک میدان سرعت (حدود ۲۳ میلی‌متر در سال، نسبت به اوراسیا) نه‌چندان یکنواخت را نشان می‌دهد (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). شیب فرورانش کم مکران منجر به ایجاد یک زون لرزه‌زای وسیع (بیش از ۳۵۰ کیلومتر) شده است که می‌تواند قفل‌شدگی را افزایش داده و به رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ در آینده کمک کند (ظریفی، ۲۰۰۶؛ گاشر و وست‌بروک، ۲۰۰۹). علاوه بر این، نتایج ظریفی (۲۰۰۶) نیز قفل‌شدگی قوی را در مکران غربی تأیید می‌کند.

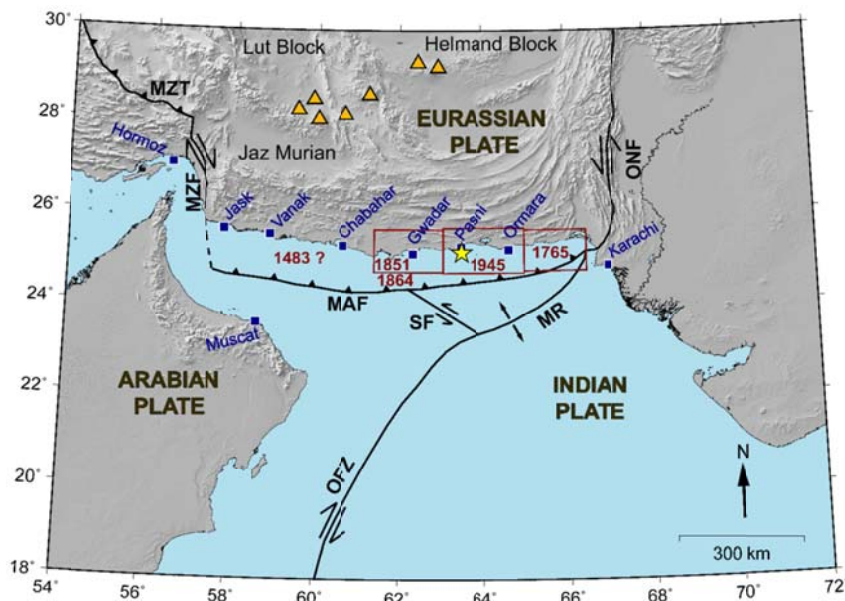
زمین‌لرزه ۲۷ نوامبر ۱۹۴۵ پاسنی-اورمرا سبب ایجاد یک سونامی منطقه‌ای با بالاروی بین ۵ تا ۱۰ متر (در مکران شرقی) و وارد شدن خسارت بسیار زیاد و کشته شدن

از ساحل تقسیم می‌شود (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶؛ راجندران و همکاران، ۲۰۱۲). اندازه‌گیری‌های GPS نشان می‌دهد که همگرایی صفحه عربستان به سمت جنوب شرق ایران با سرعت 23 ± 2 میلی‌متر در سال در انتهای غربی زون فرورانش مکران صورت می‌گیرد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). شواهد GPS حرکت نسبی مشخصی را بین ایران و عمان، با نرخ کوتاه‌شدگی $1/95$ سانتیمتر در سال، نشان می‌دهند که این خود گواهی بر فعال بودن فرآیند فرورانش می‌باشد (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). مطالعات GPS افزایش نرخ همگرایی را (در مکران غربی) به سمت شرق، از جاسک با 11 ± 2 میلی‌متر در سال تا چابهار با 19 ± 2 میلی‌متر در سال (شکل ۲) نشان می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، درحالی‌که نرخ همگرایی برآورد شده برای مکران شرقی بیشتر از قطعه غربی و برابر با ۳۰ میلی‌متر در سال می‌باشد (اپل و همکاران، ۲۰۰۶؛ بایر و همکاران، ۲۰۰۶). قطعه‌بندی شرقی و غربی مکران به‌طور هندسی از محل گسل سنه (شکل ۱) که یک گسل امتدادلغز چپگرد می‌باشد صورت می‌گیرد (راجندران و همکاران، ۲۰۱۲). گسل سنه یک مرز مشخص بین قطعه‌های غربی و شرقی ایجاد کرده است، به‌طوری‌که در نظر گرفتن یک شکست کامل در امتداد هردو قطعه باهم دور از ذهن می‌باشد (موسون، ۲۰۰۹). فرورانش در مکران غربی نسبت به بخش شرقی مکران با شیب نسبتاً بیشتری رخ می‌دهد و افزایش فاصله بین کمان آتش‌فشانی و محیط پیش‌کمانی گواهی بر این موضوع است (ظریفی، ۲۰۰۶).

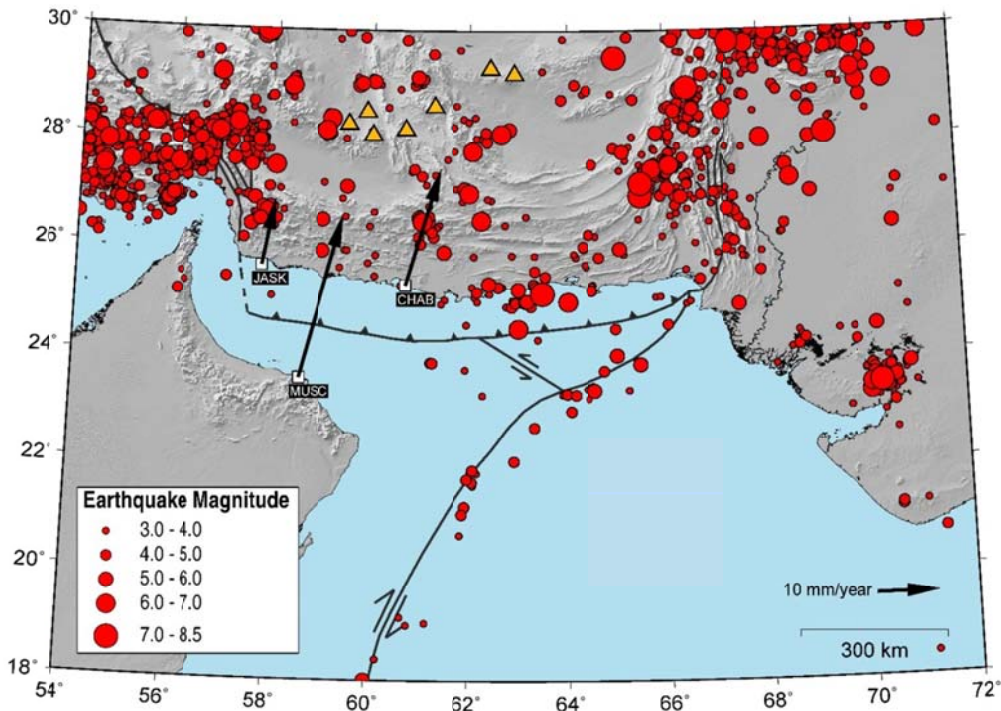
افزایش نرخ همگرایی از غرب به شرق مکران بر اساس داده‌های GPS، عوارض ساختاری نظیر گسل چپگرد سنه، تفاوت‌های ساختاری و لرزه‌خیزی نسبتاً فعال قطعه شرقی نسبت به غربی، مکران شرقی را از مکران غربی متمایز می‌کند. مرز صفحه‌ای شرق مکران در اثر زمین‌لرزه بزرگ رورانده ۲۷ نوامبر ۱۹۴۵ با بزرگی $M_w = 8.1$ فعال شده است و هم‌اکنون زمین‌لرزه‌های کوچک و متوسط را تجربه می‌کند. در مقابل، در غرب مکران که در فلات

رویدادهای سال‌های ۱۸۵۱ و ۱۸۶۴ را یک شکست واحد (۱۸۵۱) در شکل ۶ مطالعه خود در نظر گرفته‌اند. این رویدادها با دوره بازگشت طولانی رخ داده‌اند و داده‌های مرتبط با مکان و بزرگای آنها بسیار اندک هستند. هرچند امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) به رویداد سال ۱۸۵۱ اشاره نکرده‌اند، ولی با توجه به منابع دیگر این رویداد در مکران غربی و در بخش ایرانی مکران رخ داده است (اکال و سینولاکیس، ۲۰۰۸). الدهام (۱۸۹۳) به طور مختصر به رخداد هر دوی این رویدادها اشاره کرده و بیان می‌دارد که زمین‌لرزه سال ۱۸۶۴ احتمالاً بزرگ‌تر از زمین‌لرزه رخ داده در سال ۱۸۵۱ می‌باشد. بر طبق آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲)، زمین‌لرزه سال ۱۷۶۵ میلادی سبب فرونشینی یک تپه بزرگ به دریا و زمین‌لرزه سال ۱۴۸۳ میلادی نیز سبب وارد شدن خسارت زیادی به تنگه هرمز و شمال شرق عمان شده است، که با توجه به گزارش‌های مربوط به رخداد یک زمین‌لرزه مخرب در همان دوره، به نظر می‌رسد رومرکز این زمین‌لرزه در نزدیکی عمان قرار دارد.

حدود ۴۰۰۰ نفر در مناطق ساحلی کم‌جمعیت مکران شد، هرچند که اثرات نسبی زمین‌لرزه و سونامی بر منطقه مکران همچنان نامعین است (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ دانبر و همکاران، ۲۰۰۲؛ اکال و سینولاکیس، ۲۰۰۸). چشمه این سونامی به وسیله بایرن و همکاران (۱۹۹۲) مطالعه شده و نتایج مدل‌سازی آنها چشمه‌ای با سازوکار کانونی زیرراندگی محض کم‌عمق و شیب را نشان می‌دهد. در مقایسه با سایر مناطق فرورانش، مکران زمین‌لرزه‌های تاریخی کمتری را ایجاد کرده که این مسئله به خصوص برای نیمه غربی مکران کاملاً صادق است (راجندران و همکاران، ۲۰۱۲). تعدادی زمین‌لرزه بزرگ تاریخی محتمل در طول ساحل مکران توسط مراجع مختلف ثبت شده است و همان‌طور که شکل ۱ نشان می‌دهد، کویتیمیر و ژاکوب (۱۹۷۹) به چهار زمین‌لرزه احتمالی بزرگ‌تر که به ترتیب از غرب مکران به سمت شرق مکران در ۱۸ فوریه ۱۴۸۳، ۱۹ آوریل ۱۸۵۱، ۲۵ ژوئیه (یا اوت) ۱۸۶۴ و حدود سال ۱۷۶۵ رخ داده‌اند، اشاره کرده‌اند (بایستی ذکر کرد که این مؤلفین



شکل ۱. عوارض تکتونیکی اطراف زون فرورانش مکران؛ MAF جبهه برافزایشی مکران (Makran Accretionary Front)، SF گسل سنه (Sonne Fault)، MZF گسل میناب-زندان (Minab-Zendan Fault)، MZF گسل اصلی معکوس زاگرس (Main Zagros Thrust)، ONF گسل اورناچ‌نال (Ornach-Nal Fault)، OFZ زون گسلی اوون (Owen Fault Zone)، MR پشته موری (Murray Ridge)، مثلث‌ها نمایانگر آتش‌فشان‌ها هستند؛ رومرکز زمین‌لرزه ۱۹۴۵ با ستاره مشخص می‌باشد؛ مستطیل‌ها نواحی شکست احتمالی زمین‌لرزه‌های تاریخی ۱۸۵۱ (۱۸۶۴)، ۱۹۴۵ و ۱۷۶۵ را بر اساس بایرن و همکاران (۱۹۹۲) نشان می‌دهند.



شکل ۲. نقشه لرزه‌خیزی مکران بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۶ میلادی از کاتالوگ ISC (International Seismological Centre) (<http://www.isc.ac.uk>). پیکان‌های سیاه‌رنگ بردارهای سرعت GPS تخمین زده‌شده به‌وسیله ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) را برای ایستگاه‌های جاسک، چابهار و مسقط نشان می‌دهند. مثلث‌ها آتش‌فشان‌ها را نشان می‌دهند.

۳. روش تحقیق

در طول چند دهه اخیر چندین سونامی مخرب از جمله سونامی ۲۰۰۴ سوماترا، ۲۰۱۰ شیلی و ۲۰۱۱ توهوکو خسارات جانی و مالی زیادی را در نواحی ساحلی مناطق تحت تأثیر سونامی وارد کرد که سبب شد تا توجه جهانی به سمت اهمیت مقابله و آمادگی در مقابل خطر این پدیده بیش از گذشته معطوف شود. در طی سالیان اخیر محققین زیادی به بررسی سازوکار تولید سونامی و چگونگی انتشار امواج آن پرداخته‌اند که این امر سبب توسعه مدل‌های نظری و شبیه‌سازی عددی سونامی شده است. شبیه‌سازی سونامی شامل سه فاز محاسباتی می‌باشد: تولید (Generation)، انتشار (Propagation) و بالاروی (Run-up) سونامی که مراحل تکامل یک سونامی در طبیعت می‌باشند (لیو و همکاران، ۱۹۹۱). طبیعت متناوب و غیرقابل پیش‌بینی سونامی باعث شده تا شبیه‌سازی عددی یک ابزار ضروری در درک و فهم سرگذشت

سونامی باشد.

هدف این پژوهش شبیه‌سازی فاز تولید فرآیند سونامی محتمل در منطقه مکران غربی با در نظر گرفتن یک سناریو محتمل در دریای عمان می‌باشد. گام اولیه و اساسی در مدل‌سازی عددی سونامی، شبیه‌سازی فاز اول آن یعنی مرحله تولید سونامی و یا به عبارتی تعیین الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیردریایی در محل ناحیه فروانش می‌باشد که شرط اولیه برای مدل‌سازی مرحله انتشار و در نهایت بالاروی سونامی را فراهم می‌کند. به‌منظور شبیه‌سازی عددی تولید سونامی، مدل چشمه زمین‌لرزه یا سناریوی مسبب سونامی برای مدل‌سازی تولید سونامی و مدل تحلیلی برای برآورد دگرشکلی بستر اقیانوس مورد نیاز می‌باشد.

۳-۱. مدل‌سازی تولید سونامی در منطقه مورد مطالعه
سونامی‌ها امواجی با طول‌موج بسیار بلند و دوره‌تناوب بلند

که با در نظر گرفتن دگرشکلی قائم بستر دریا به عنوان سطح اولیه آب (شکل ۳) و سرعت اولیه صفر، شرایط اولیه حل معادلات آب کم عمق به دست می آید:

$$\eta|_{t=0} = u_z, \quad v|_{t=0} = 0. \quad (2)$$

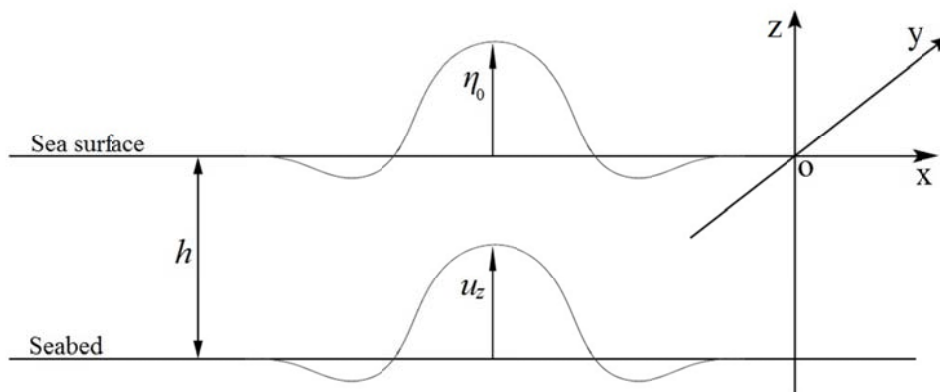
که η تغییرات سطح آب، v سرعت افقی آب، g شتاب گرانش، h عمق آب و u_z دگرشکلی قائم بستر دریا در اثر زمین لرزه می باشد. به منظور به دست آوردن نتایج معقول از شبیه سازی عددی سونامی محاسبه دقیق شرایط اولیه مورد نیاز است. تولید یک سونامی ناشی از زمین لرزه اساساً بستگی به الگو و دینامیک حرکات چشمه زمین لرزه (صفحه گسلش) و جابه جایی بستر اقیانوس بر اثر فعالیت چشمه زمین لرزه دارد. به عبارتی دیگر می توان گفت که بزرگی، سازوکار و عمق زمین لرزه سه عامل اصلی تعیین کننده در ایجاد سونامی ناشی از زمین لرزه می باشند. میدان دگرشکلی میدان دگرشکلی حاصل از گسلش بر پایه نظریه جداشدگی (Dislocation theory) محاسبه می شود. استکتی (۱۹۵۸) نشان داد که میدان جابه جایی u_k بر روی یک نیم فضای کشسان بر اثر یک جدایش به اندازه Δu_i بر روی یک سطح گسلش با مساحت Σ ، را می توان به این صورت محاسبه کرد:

$$u_k = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_i [\lambda \delta_{ij} u_k^{n,n} + \mu (u_k^{i,j} + u_k^{j,i})] n_j d\Sigma \quad (3)$$

هستند که بر اثر آشفستگی های عظیم بزرگ مقیاس بر روی بستر دریا (نظیر زمین لرزه ها، زمین لغزش ها و انفجار آتش فشان ها در زیر دریا) و یا بر روی سطح آب (نظیر برخورد شهاب سنگ ها) ایجاد می شوند. رخداد زمین لرزه ها در زیر دریا سبب جابه جایی بستر دریا و در نتیجه ایجاد سونامی می شود. از آنجا که مدت زمان جابه جایی بستر دریا بر اثر زمین لرزه بسیار کمتر از دوره تناوب موج سونامی ایجاد شده می باشد، لذا جابه جایی بستر دریا به صورت یک حرکت آنی در نظر گرفته شده و همچنین فرض می شود که دامنه اولیه موج سونامی دقیقاً برابر با میزان جابه جایی بستر دریا می باشد (استکتی، ۱۹۵۸).

مدل سازی تولید سونامی شامل محاسبه دگرشکلی قائم آنی ایجاد شده در بستر دریا در اثر یک زمین لرزه احتمالی می باشد. نتیجه این مدل سازی به عنوان شرط اولیه (Initial condition) تولید سونامی که سبب انتشار امواج سونامی از محل تولید تا ساحل می شود، در نظر گرفته می شود. به منظور محاسبه عددی انتشار سونامی ناشی از یک زمین لرزه از معادلات آب کم عمق (Shallow water equations) استفاده می شود:

$$\begin{cases} \eta_t + \nabla \cdot ((h + \eta)v) = 0 \\ v_t + (v \cdot \nabla)v + g \nabla \eta = 0 \end{cases} \quad (1)$$



شکل ۳. در نظر گرفتن میدان دگرشکلی قائم (u_z) به عنوان سطح اولیه آب (η_0) .

توجه به اینکه هدف این مطالعه تولید سونامی برای قطعه مکران غربی می‌باشد، هندسه سناریو مورد استفاده در این مطالعه نیز بر اساس هندسه قطعه غربی سناریوی شماره ۶ اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) می‌باشد که شامل مقادیر امتداد، شیب و زاویه لغزش و طول چشمه می‌باشد. در مطالعه سونامی در مکران توجه بیشتر به سمت قطعه شرقی زون فرورانش بوده است. اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) سناریوهای مختلف سونامی‌زا را در اقیانوس هند بررسی کردند و مطالعه آنها، تنها مطالعه موجود با ارائه یک سناریو از طول کامل قطعه غربی مکران می‌باشد، لذا سناریوی به کار گرفته شده در این مطالعه بر اساس اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) که از اعتبار زیادی برخوردار است، انتخاب شد. در مطالعه آنها اشاره‌ای مستقیم به عرض چشمه سونامی‌زا نشده اما با توجه به اینکه پهنای شکست در نظر گرفته شده در مطالعه آنها بر اساس مقدار میانگین محاسبه شده در مطالعه بایرن و همکاران (۱۹۹۲) (۱۰۰ کیلومتر) برای نواحی شکست مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ۱۸۵۱ (۱۸۶۴)، ۱۹۴۵ و ۱۷۵۶ (شکل ۱) می‌باشد، در این مطالعه نیز همین مقدار برای عرض چشمه در نظر گرفته شده است. همچنین در مطالعه آنها به میزان لغزش در نظر گرفته شده برای چشمه سونامی اشاره نشده که بر این اساس مقدار لغزش در این مطالعه با توجه به اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) برابر ۱۰ متر در نظر گرفته شده است. با توجه به روابط هنکس و کاناموری (۱۹۷۹) (روابط ۴ و ۵) این سناریو قادر به ایجاد زمین‌لرزه‌ای با ممان لرزه‌ای 1.022×10^{22} نیوتن‌متر و بزرگای گشتاوری ۸/۷ می‌باشد.

$$M_0 = AGD \quad (۴)$$

$$M_w = \frac{2}{3} [\log(M_0) - 9.1] \quad (۵)$$

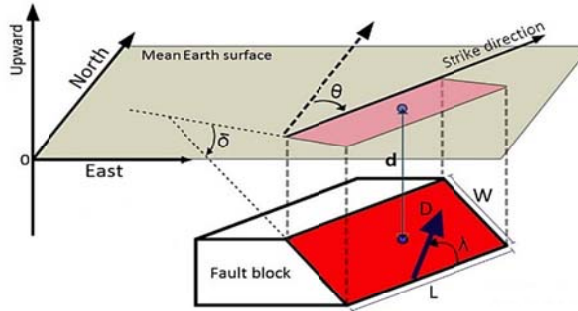
که M_0 ممان لرزه‌ای بر حسب نیوتن‌متر؛ A مساحت ناحیه شکست بر حسب متر مربع؛ D میزان لغزش روی صفحه گسل بر حسب متر و G مقدار مدول برشی و برابر ۳۰ گیگاپاسکال (۱۹۷۹) و M_w بزرگای گشتاوری می‌باشد. شکل ۵ نمای سه‌بعدی و شکل ۶ نمای دو بعدی به همراه

که λ و μ ضرایب لامه (Lame constants)، δ_{ij} دلتای کرونیگر (Kronecker's delta)، n_j کسینوس هادی عمود بر المان سطح گسل $d\Sigma$ و u_k^i مؤلفه k ام جابه‌جایی سطح ناشی از مؤلفه i ام نیروی نقطه‌ای به بزرگی F می‌باشد. محاسبه میزان دگرشکلی برای یک گسل محدود از طریق تئوری صفحه گسل محدود کشسان (Elastic finite fault plane theory) انجام می‌شود که در آغاز توسط مانسینها و اسمایلی (۱۹۷۱) ارائه شد و سپس توسط آکادا (۱۹۸۵) بهبود یافت. هر دوی آنها به صورت مدل‌های تحلیلی حل رابطه (۳) در قالب الگوریتم‌هایی برای محاسبه میدان دگرشکلی ناشی از یک گسل محدود هستند که در این مطالعه از الگوریتم آکادا (۱۹۸۵) برای تعیین دگرشکلی قائم ناشی از گسلش استفاده شده است. لغزش رخ داده روی صفحه گسل، سطح یک محیط نیم‌فضای کشسان (در اینجا بستر دریا) را دچار دگرشکلی می‌کند که به‌عنوان جابه‌جایی بستر دریا در نظر گرفته می‌شود. برای محاسبه این دگرشکلی توسط این الگوریتم، پارامترهای هندسی مدل صفحه گسل شامل طول، عرض، عمق زمین‌لرزه، میزان لغزش در سطح گسل، شیب صفحه گسل، امتداد گسل و زاویه لغزش (Rake) باید مشخص باشند که تعریف این پارامترها به همراه مقادیر آنها برای سناریوی در نظر گرفته شده در این مطالعه به همراه سازوکار کانونی آن در شکل ۴ مشخص شده است.

سناریوی در نظر گرفته شده در شکل ۴ برای منطقه مکران غربی بر اساس مطالعات اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) و اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) می‌باشد. اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) در مطالعه خود با هدف بررسی خطر سونامی در میدان دور بر اثر زمین‌لرزه‌های بزرگ‌راندگی در اقیانوس هند، ۱۰ سناریوی مختلف را برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌راندگی احتمالی در زون‌های فرورانش مهم در اطراف حوضه اقیانوس هند معرفی کردند که سناریوهای شماره ۵ و ۶ آنها به ترتیب مکران شرقی و کل زون فرورانش مکران را شامل می‌شود. سناریوی شماره ۶ آنها شامل مجموع دو قطعه غربی و شرقی مکران می‌شود و با

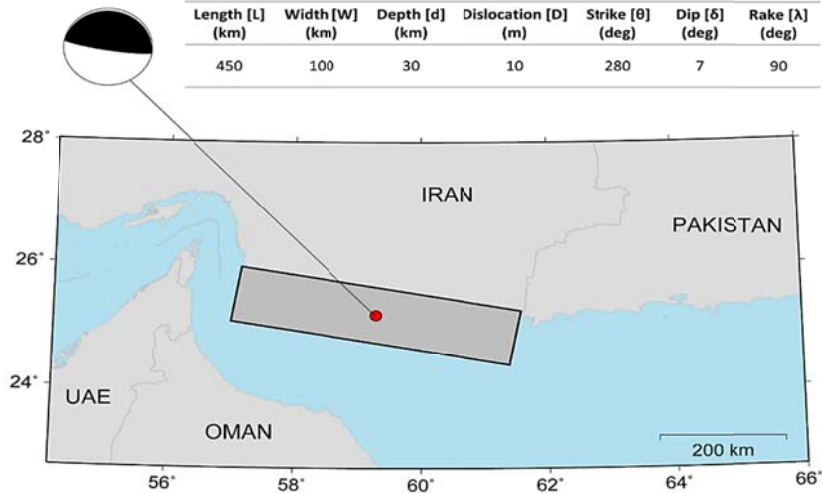
جغرافیایی ۵۶ تا ۶۳ شرقی قرار گرفته است و خارج از این ناحیه ارتفاع اولیه سطح دریا برابر صفر در نظر گرفته می شود. مقطع عمود بر پروفیل اولیه موج سونامی (شکل ۶) نشان می دهد که بیشینه مقدار به دست آمده برای ارتفاع اولیه آب حدود ۳/۵ متر می باشد.

مقطع عرضی از نتایج حاصل از مدل سازی تولید سونامی را در منطقه مورد مطالعه نشان می دهند. همان طور که در شکل های ۵ و ۶ مشخص می باشد ناحیه دگرشکلی که شامل بالا آمدگی و فروافتادگی می باشد حدوداً بین عرض های جغرافیایی ۲۳/۵ تا ۲۷/۵ شمالی و طول های

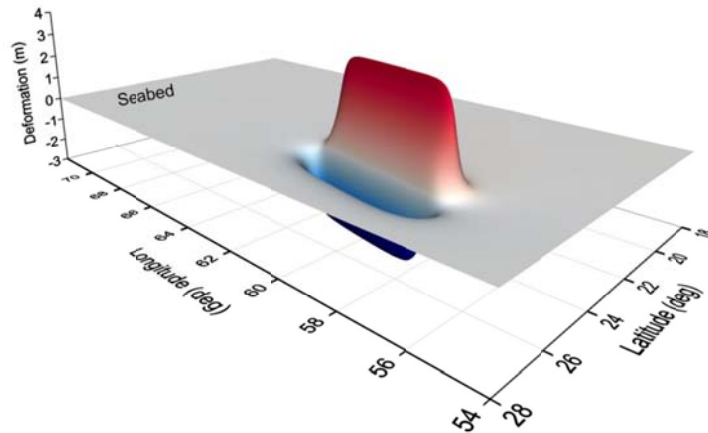


Scenario

Length [L] (km)	Width [W] (km)	Depth [d] (km)	Dislocation [D] (m)	Strike [θ] (deg)	Dip [δ] (deg)	Rake [λ] (deg)
450	100	30	10	280	7	90



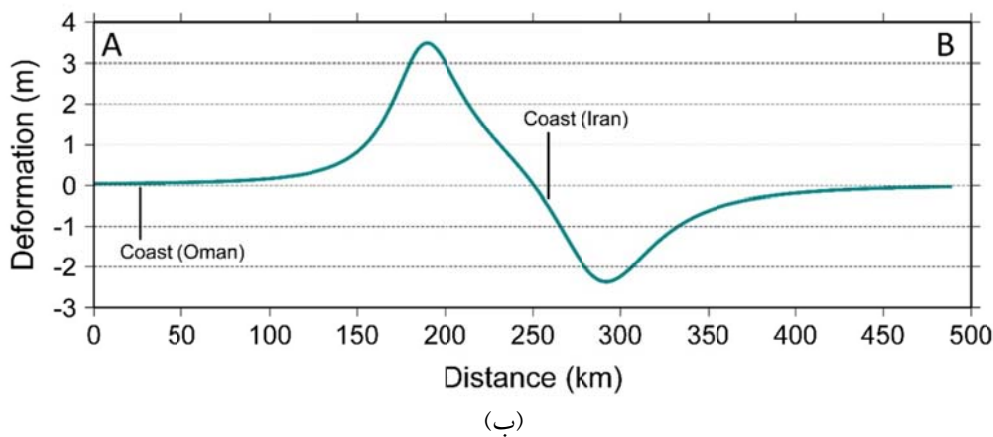
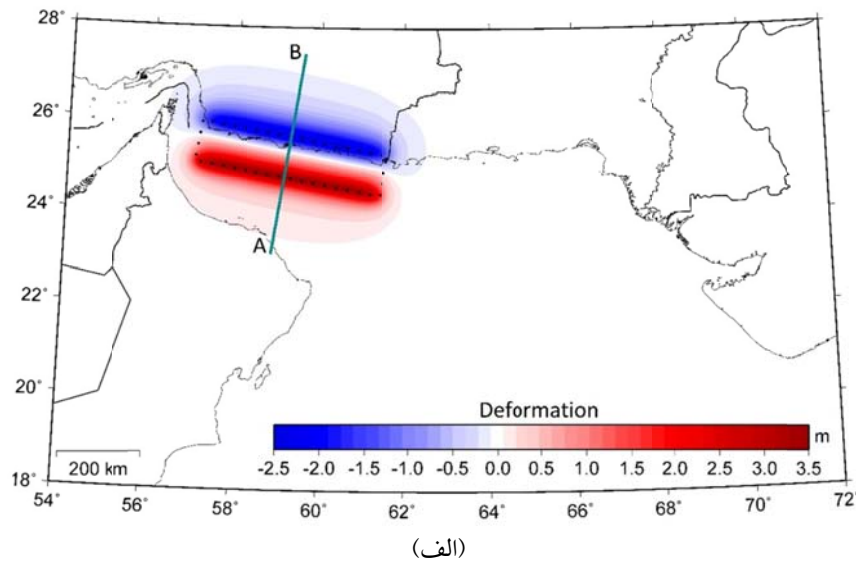
شکل ۴. پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه میدان دگرشکلی توسط الگوریتم آکادا به همراه مقادیر آنها برای سناریوی به کار گرفته شده برای شبیه سازی تولید سونامی در این مطالعه و تصویر صفحه گسل سناریوی مورد نظر در منطقه.



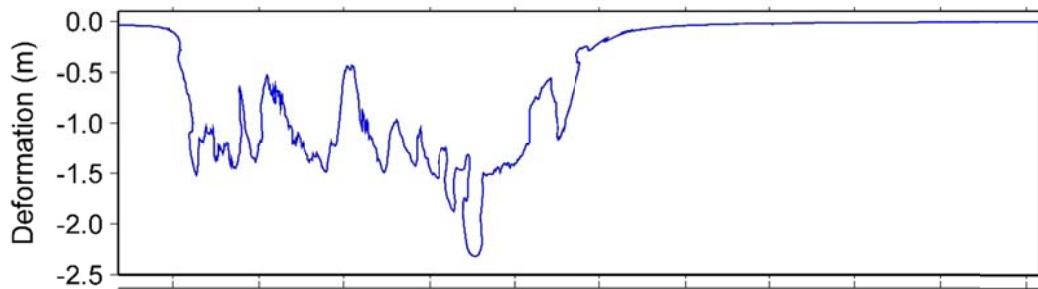
شکل ۵. نمای سه بعدی میدان دگرشکلی محاسبه شده برای شبیه سازی فاز تولید سونامی از روش آکادا.

دریای عمان بین ۰ تا ۲/۳ متر تغییر می‌کند که بیشینه آن یعنی ۲/۳ متر در ساحل چابهار قرار دارد. میزان بالاآمدگی در سواحل جنوبی دریای عمان نیز بین ۰ تا حدود ۰/۰۷ متر (ساحل مسقط) تغییر می‌کند. برای استفاده از نتایج حاصل از این مطالعه در شبیه‌سازی انتشار سونامی، سرعت اولیه در ابتدای انتشار سونامی با توجه به آنی بودن آن در کل ناحیه صفر در نظر گرفته شده و مقادیر به‌دست آمده برای میدان دگرشکلی به‌طور مستقیم به‌عنوان سطح اولیه آب دریای عمان در مدل هیدرودینامیک برای شبیه‌سازی فاز انتشار سونامی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

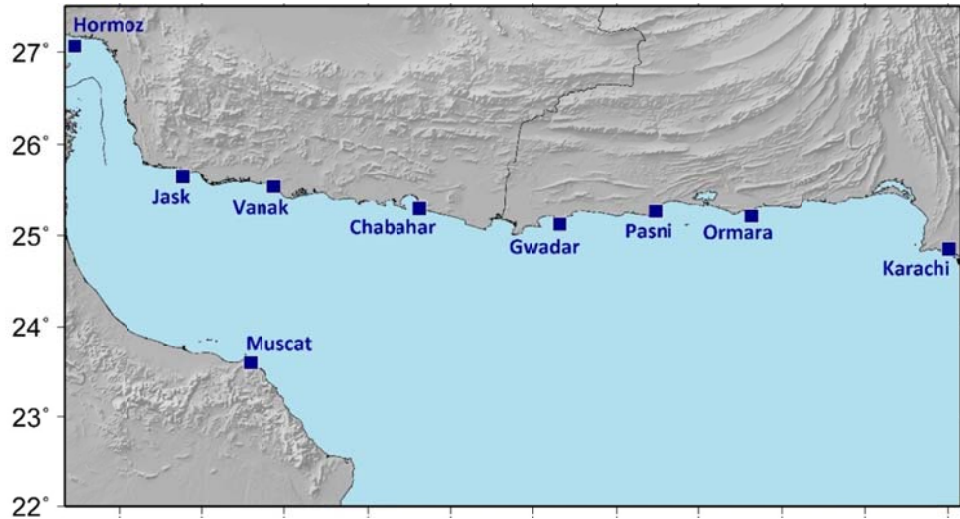
شکل ۷ تغییرات دگرشکلی محاسبه شده توسط مدل چشمه سونامی در طول خطوط ساحلی شمال دریای عمان در کشورهای ایران و پاکستان و جنوب دریای عمان در کشور عمان را نشان می‌دهد. در لحظه اولیه وقوع سونامی (وقوع زمین‌لرزه) قسمت فروافتاده موج در سمت سواحل ایران و بخش اندکی از پاکستان قرار دارد و موج اولیه یک موج کاهنده با ارتفاع منفی می‌باشد، درحالی‌که جنوب دریای عمان یعنی سواحل کشور عمان در قسمت بالا آمده قرار دارند و بنابراین موج اولیه یک موج مرتفع (ارتفاع مثبت) می‌باشد. میزان فرو افتادگی در سواحل شمالی



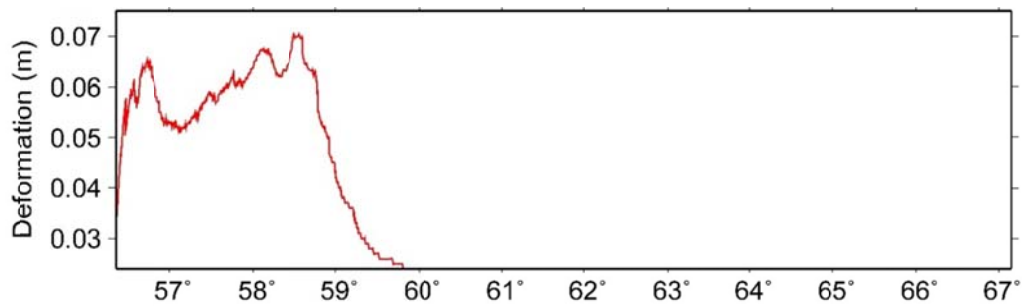
شکل ۶. الف) میدان دگرشکلی محاسبه‌شده (بر حسب متر) در منطقه مورد مطالعه. تصویر صفحه گسل با نقطه‌چین مشخص می‌باشد. ب) مقطع عرضی AB عمود بر میدان دگرشکلی.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۷. الف) تغییرات دگرشکلی محاسبه شده توسط مدل چشمه سونامی در طول خط ساحلی شمال دریای عمان (ایران و پاکستان). ب) سواحل جنوب و شمال دریای عمان. ج) تغییرات دگرشکلی در طول خط ساحلی جنوب دریای عمان (عمان).

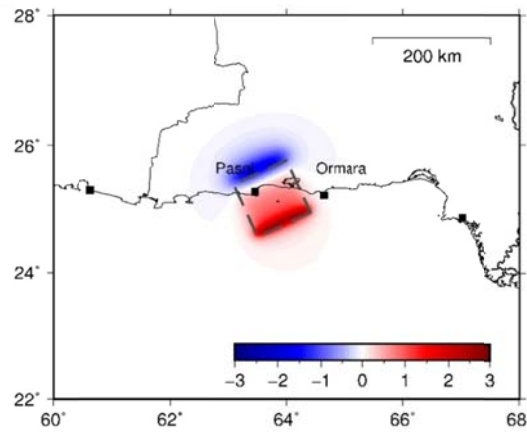
ارائه شده توسط بایرن و همکاران (۱۹۹۲) می‌باشد به مدل‌سازی سونامی حاصل از این چشمه‌ها و مقایسه سری‌های زمانی امواج سونامی مدل‌شده و مشاهده شده در کراچی و بمبئی پرداختند. سری‌های زمانی مشاهده شده در این دو ایستگاه تنها سری‌های زمانی امواج سونامی ثبت‌شده برای سونامی ۱۹۴۵

به‌منظور اعتبارسنجی نتایج حاصل از این مطالعه راستی‌آزمایی برای سونامی سال ۱۹۴۵ با استفاده از دو مدل ارائه‌شده برای چشمه این سونامی انجام گرفت. نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) با ارائه مدل‌هایی از چشمه زمین‌لرزه ۱۹۴۵ مکران (جدول ۱) که به‌نوعی برگرفته از پارامترهای چشمه

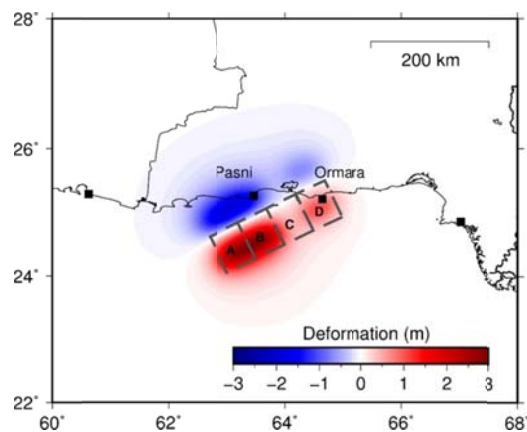
مکران می‌باشد که هرچند از دقت و کیفیت چندان مطلوبی برخوردار نیستند اما نتایج حاصل از نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) انطباق نسبتاً قابل قبولی با آنها دارند. در نتیجه در مطالعه حاضر میدان دگرشکلی برای مدل‌های چشمه فوق برآورد شد (شکل ۸) و نتایج به‌دست‌آمده با نتایج مطالعات نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) مقایسه شد.

جدول ۱. مشخصات ارائه‌شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) برای چشمه سونامی ۱۹۴۵ مکران.

Author	Segment	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Dislocation (m)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)
Neetu et al, (2011)	Single segment	100	100	15	7	246	7	89
Heidarzadeh and Satake (2014)	A	55	70	31	10	246	7	89
	B	55	70	31	10	246	7	89
	C	55	70	31	0	246	7	89
	D	55	70 <td 31	4.3	246	7	89	
	Total/average	220	70	31	6.1	246	7	89



(الف)



(ب)

شکل ۸. الف) میدان دگرشکلی محاسبه شده برای مدل چشمه سونامی ۱۹۴۵ ارائه‌شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱). ب) میدان دگرشکلی محاسبه شده برای مدل چشمه سونامی ۱۹۴۵ ارائه‌شده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴). در هر شکل، مربع‌ها نشان‌دهنده شهرها می‌باشند و خط‌چین‌ها تصویر صفحات گسل مدل‌های چشمه را مشخص می‌کنند. در شکل (ب) قطعات مختلف مدل چشمه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) با A، B، C و D مشخص شده‌اند که پارامترهای مربوط به آنها در جدول ۱ نشان داده شده است.

اشاره‌ای که میزان دگرشکلی برآورد شده در اُمرآ و پاسنی نشده است.

مقایسه نتایج حاصل از مدل‌سازی تولید سونامی در مطالعه حاضر و مطالعات نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) نشان می‌دهد که بیشینه میزان بالاآمدگی و فروافتادگی حاصل از چشمه سونامی‌زا در این مطالعه مقادیر بیشتری را دارند. دلیل این امر بیشتر بودن لغزش میانگین در نظر گرفته شده برای چشمه سونامی مکران غربی است که برابر با ۱۰ متر می‌باشد درحالی‌که این مقدار برای چشمه‌های ارائه‌شده برای سونامی سال ۱۹۴۵ (واقع در مکران شرقی) توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب برابر ۷ و ۶/۱ متر (جدول ۱) می‌باشد. هرچند به دلیل اینکه چشمه ارائه‌شده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) چند قطعه‌ای بوده (با لغزش‌های متفاوت) و مقدار لغزش بر روی دو قطعه آن برابر ۱۰ متر می‌باشد میزان دگرشکلی برآورد شده برای این چشمه مقدار نزدیک‌تری به دگرشکلی محاسبه شده در مطالعه حاضر دارد. علاوه بر این مسئله، عمق کانونی چشمه نیز در این مطالعه (۳۰ کیلومتر) و در کار حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) (۳۱ کیلومتر) نزدیک به هم بوده که می‌تواند سبب نزدیکی نتایج شود. همچنین در مطالعه اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) نیز اشاره‌ای به مقدار بیشینه دگرشکلی محاسبه شده برای چشمه کل مکران نشده است اما خروجی‌های نمایش داده شده در مطالعه فوق حاکی از مقداری در حدود ۳ متر یا بیشتر برای بیشینه بالاآمدگی ناشی از چشمه دارد که بیانگر نزدیکی به مقدار بیشینه بالاآمدگی محاسبه شده برای چشمه مکران غربی در مطالعه حاضر است. شکل میدان دگرشکلی در مطالعه حاضر و مطالعات فوق دارای قطب‌های بالا آمده و فروافتاده می‌باشد، هرچند که میدان دگرشکلی برآورد شده در مطالعه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به دلیل چند قطعه‌ای بودن چشمه سونامی‌زا کمی پیچیده‌تر می‌باشد. تفاوت در هریک از پارامترهای چشمه زمین‌لرزه و مکان چشمه می‌تواند سبب ایجاد میدان اولیه موج متفاوتی شود

بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی محاسبه‌شده در مطالعه حاضر با استفاده از پارامترهای مدل چشمه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) به ترتیب ۲/۷ و ۱/۶ متر و با استفاده از پارامترهای مدل چشمه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب ۳ و ۲ متر محاسبه شد. در مطالعات نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به‌طور کمی اشاره‌ای به بیشینه بالاآمدگی و فروافتادگی محاسبه‌شده برای چشمه‌های سونامی ۱۹۴۵ مکران نشده است. اما با توجه به خروجی‌های نمایش داده شده در مطالعات فوق، بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی محاسبه‌شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) به ترتیب مقداری بین ۲ تا ۳ متر و ۱/۵ تا ۲ متر و بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی برآورد شده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب مقداری در حدود ۳/۱ و ۲ متر دارند که با مقادیر محاسبه شده در مطالعه حاضر تقریباً مطابقت دارد. پیچ و همکاران (۱۹۷۹) بر اساس بازدید میدانی که در حدود ۳۰ سال پس از رخداد زمین‌لرزه ۱۹۴۵ انجام دادند گزارش دادند که یک فروافتادگی قابل توجه در پاسنی (بدون اشاره به مقدار آن) و یک بالاآمدگی در حدود ۱ تا ۳ متر در اُمرآ در پاکستان بر اثر رویداد زمین‌لرزه ۱۹۴۵ رخ داده است. حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) میزان بالاآمدگی در اُمرآ را ۰/۹ متر و فروافتادگی در پاسنی را در حدود ۱ متر محاسبه کردند. در مطالعه حاضر با استفاده از پارامترهای چشمه چهار قطعه‌ای حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) میزان بالاآمدگی در اُمرآ و فروافتادگی در پاسنی به ترتیب ۰/۹ و ۱/۲ متر محاسبه شد که حاکی از تطابق خوب این مقادیر با نتیجه به‌دست‌آمده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) می‌باشد. مقدار تقریبی ۱ متر بالاآمدگی در اُمرآ که در مطالعه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) و مطالعه حاضر به دست آمده حاکی از قرارگیری آن در محدوده ۱ تا ۳ متر گزارش‌شده توسط پیچ و همکاران (۱۹۷۹) است. هرچند از آنجا که داده‌های گزارش‌شده توسط پیچ و همکاران (۱۹۷۹) با مصاحبه با مردم محلی به‌دست‌آمده با خطاهایی همراه است. در مطالعه نیتو و همکاران (۲۰۱۱)

بالاآمدگی است که مقدار آنها بین ۰ تا ۰/۰۷ متر قرار دارد. به منظور بررسی هر چه دقیق‌تر سونامی در مکران غربی، مطالعات آینده باید به سمت تحقیق بیشتر بر روی شواهد گسلش زیر بستر دریا، به خصوص با توسعه شبکه‌های GPS چه در خشکی و چه در دریا، به منظور دستیابی به تصویری بهتر از نحوه و هندسه گسلش و در نتیجه تخمین دقیق‌تر دگرشکلی بستر دریا پیش برود. در این راستا، انجام مطالعات دقیق میدانی ژئوفیزیکی، زمین‌شناسی، دورسنجی و غیره نیز ضروری می‌باشد.

تشکر و قدردانی

حضور نویسنده دوم این تحقیق در قالب طرح پژوهشی شماره ۱۰/۰۱/۲۷۸۷۵ با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تهران صورت پذیرفته است.

مراجع

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, 1982.
- Apel, E., Burgmann, R., Bannerjee, P. and Nagarajan, B., 2006, Geodetically constrained Indian plate motion and implications for plate boundary deformation, AGU, 85(52), Fall Meeting Supplement, Abstract T51B-1524.
- Baba, T., 2003, Slip distributions of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes including the horizontal movement effect on tsunami generation, *Frontier Research on Earth Evolution*, 1, 213-218.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, Ph., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V. and Bellier, O., 2006, Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 165, 373-381.
- Byrne, D. E., Sykes, L. and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 97, 449-478.
- Dunbar, P. K., Lockridge, P. A. and Whiteside, L. S., 2002, Catalog of Significant Earthquakes (2150 B.C.-1991 A.D.), National Oceanic and Atmospheric Administration Report.
- Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system,

که در نهایت سونامی متفاوتی را نیز به همراه خواهد داشت.

۴. نتیجه‌گیری

به منظور شبیه‌سازی عددی تولید سونامی در منطقه مکران غربی، سناریویی با بزرگای ۸/۷ در دریای عمان در نظر گرفته شد و الگوریتم آکادا (۱۹۸۵) به منظور محاسبه جابه‌جایی بستر دریا به کار گرفته شد. پیشینه مقدار به دست آمده برای بالاآمدگی و فروافتادگی اولیه آب به ترتیب حدود ۳/۵ و ۲/۴ متر می‌باشد و ناحیه دگرشکلی حدوداً در ناحیه‌ای بین عرض‌های جغرافیایی ۲۳/۵ تا ۲۷/۵ شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۶ تا ۶۳ شرقی قرار گرفته است. نتایج حاصل از مدل‌سازی تولید سونامی نشان می‌دهد که سواحل ایران و پاکستان در بخش فروافتاده قرار دارد که میزان آن بین ۰ تا ۲/۳ متر تغییر می‌کند، در حالی که سطح اولیه آب در سواحل عمان به صورت

Geology, 5, 664-668.

- Geist, E. L., Titov, V. V. and Synolakis, C. E., 2006, Tsunami: wave of change, *Scientific American*, 294, 56-63.
- Gutscher, M. A. and Westbrook, G. K., 2009, Great earthquakes in slow subduction, low-taper margins, in *Subduction Zone Geodynamics*, in: Lallemand S., Funicello F. (Eds.), *Subduction Zone Geodynamics*, Springer-Verlag Berlin, Berlin, 119-133.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Heidarzadeh, M. and Satake, K., 2014, New Insights into the Source of the Makran Tsunami of 27 November 1945 from Tsunami Waveforms and Coastal Deformation Data, *Pure Appl. Geophys.*, 172, nos. 3/4, 621-640.
- Liu, P. L. F., Synolakis, C. E. and Yeh, H., 1991, Impressions from the First International Workshop on Long Wave Runup, *J. Fluid Mech.*, 229, 675-688.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E., 1971, The Displacement Field of Inclined Faults, *Bull. seism. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. and 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, *Geophys. J. Int.*, 170, 436–440.
- McCall, G. J. H., 2002, A summary of the geology of the Iranian Makran, in: Clift P. D., Kroon D., Craig J. (Eds.), *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 195, 147–204.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *J. Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495.
- Mokthari, M., Fard, I. A. and Hessami, K., 2008, Structural elements of the Makran region, Oman Sea and their potential relevance to tsunamigenesis, *Nat. Hazards*, 47, 185-199.
- Musson, R. M. W., 2009, Subduction in the western Makran: The historian's contribution, *Geol. Soc. Lond.*, 166, 387–391.
- Neetu, S., Suresh, I., Shankar, R., Nagarajan, B., Sharma, R., Sheno, S. S. C., Unnikrishnan, A. S. and Sundar, D., 2011, Trapped waves of the 27 November 1945 Makran tsunami: Observations and numerical modeling, *Nat. Hazards*, 59, 1609-1618.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Okal, E. A. and Synolakis, C. E., 2008, Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean, *Geophys. J. Int.*, 172, 995-1015.
- Oldham, R. D., 1893, *A manual of the geology of India: stratigraphical and structural geology*, 2nd ed, Geological Survey of India.
- Page, W. D., Alt, J. N., Cluff, L. S. and Plafker, G., 1979, Evidence for recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan, *Tectonophysics*, 52, 533-547.
- Quittmeyer, R. C. and Jacob, K. H., 1979, Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, northwestern India, and southeastern Iran, *Bull. seism. Soc. Am.*, 69, 773–823.
- Rajendran, C. P., Rajendran, K., Hosseini, M. S., Beni, A. N., Nautiyal, C. M. and Andrews, R., 2012, The hazard potential of the western segment of the Makran subduction zone, northern Arabian Sea, *Nat Hazards*, 65, 219-238.
- Satake, K. and Tanioka, Y., 1999, Source of Tsunami and Tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, 154, 467-483.
- Schlüter, H. U., Prexl, A., Gaedicke, Ch., Roese, H., Reichert, Ch., Meyer, H. and Daniels, C., 2002, The Makran accretionary wedge: sediment thickness and ages and the origin of mud volcanoes, *Mar Geol*, 185, 219–232.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A. and Ustaomer, T., 1988, Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Audley Charles M. G., Flallam A. (Eds.), *Gondwana and Tethys*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 37, 119–181.
- Shad Manaman, N., Shomali, H. and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 184, 247-267.
- Smith, G. L., McNeill, L. C., Henstock, T. J. and Bull, J., 2012, The structure and fault activity of the Makran accretionary prism, *J. Geophys. Res.*, 117, B07407.
- Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J. and Henstock, T. J., 2013, Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 40, 8, 1528-1533.
- Steketee, J. A., 1958, On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium. *Can. J. Phys.*, 136, 192-205.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz mountains, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 4, 212-237.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and 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.
- Vita-Finzi, C., 2002, Neotectonics on Arabian Sea coasts, in: Clift P. D., Kroon D., Craig J. (Eds.), *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 195, 87–96.
- Zarifi, Z., 2006, Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran, PhD thesis. University of Bergen, Norway.

Simulation of tsunami generation, propagation and run-up in the western Makran, Part 1: Simulation of the generation

Rashidi, A.¹, Shomali, Z. H.^{2*} and Keshavarz Farajkhah, N.³

1. Ph.D. Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Geoscience Division, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

(Received: 12 Dec 2017, Accepted: 15 May 2018)

Summary

Tsunami is an oceanic gravity wave generated by the displacement of huge volumes of water. There are three main types of disturbances: underwater earthquakes, submarine landslides and sudden earth surface movements adjacent to the ocean (volcanoes, meteorites, rock falls, sub-aerial landslides and ship sinking). Most tsunamis are caused by large shallow earthquakes in subduction zones (Satake and Tanioka, 1999). Sumatra–Andaman (2004) and Honshu, Japan (2011) tsunami events and following widespread damages and tragic consequences demonstrated the need of worldwide attention, awareness and preparedness for tsunami hazard mitigation. While the world draws its attention to tsunamis in the Indian Ocean, further attention is increased in the eastern areas of the Indian Ocean near Indonesia. Western Makran is located in the northwestern Indian Ocean basin. It has received less attention as a potential tsunamigenic zone. The Makran region is a 1000-km section of the Eurasian-Arabian plate boundary and located offshore Pakistan in the northwestern Indian Ocean where the oceanic crust of Arabian plate is being subducted beneath Eurasian plate since the Early Cretaceous along a north dipping subduction zone (Byrne et al., 1992; Smith et al., 2013). Following the great earthquake in Pasni-Ormara on 1945.11.27, Mw=8.1 (Byrne et al., 1992), the coastline uplifted by about 2 m (Page et al., 1979). This event was accompanied by a significant regional tsunami, with run-up in the 5–10 m range which caused about 4000 deaths along the very sparsely populated Makran coast (Heck, 1947; Ambraseys and Melville, 1982; Okal and Synolakis, 2008). The Makran may be seismically segmented along its length into a western and an eastern segment, distinguished by different levels of seismicity (lower in the west). Moderate to large magnitude earthquakes are either related to the down going slab at intermediate depths or superficial in the eastern Makran (e.g. 1765, 1851 and 1945 earthquakes), while western Makran is marked with almost no seismicity in the coastal area at present but might have experienced a strong earthquake in 1483 (Byrne et al., 1992; Zarifi, 2006).

The lack of earthquakes for many years has increased the possibility of locking the western Makran segment. This means that, it could generate a potential tsunami event in the future that can threaten the Gulf of Oman and the Makran coastlines. Because of the tsunamigenic potential of Makran subduction zone, also importance of strategic geographic location, financial role of Makran coast in Iran, accessibility to international waters, ability to communicate with other countries and its cultural, natural and historical tourism potential along with the establishment of ports and coastal and offshore installations in the region, tsunami can be a real threat. Consequently, it is indispensable to have accurate studies and estimates for tsunami risk mitigation. The aim of this study is to simulate tsunami generation in western Makran numerically for estimating the initial condition for tsunami propagation. Tsunami generation mechanism should be modeled as the first step in the process of tsunami modeling. The generation modeling problem should be studied geophysically and geologically, therefore it is a very important and vital stage in tsunami simulation. To estimate the static uplift of seafloor, we can use the fault models e.g., Okada (1985) and Mansinha and Smylie (1971) which are the analytical solution of deformation field caused by instantaneous rupture on an elastic finite fault plane. The theory was proposed originally by Mansinha and Smylie (1971) and then improved by Okada (1985). We need the fault parameters (Hypocenter (Latitude, Longitude and Depth), Length and Width of Fault Plane, Dislocation (Slip), Strike direction, Dip angle and Rake (slip) angle) to compute the deformation. A tsunami scenario with defined source parameters was constructed in the Gulf of Oman to compute the deformation field based on the Okada algorithm. The source model was based on Okal and Synolakis (2008) and Smith et al. (2013) with a length of 450 km, a width of 100 km and a dislocation of 10 m which has a moment magnitude (M_w) of 8.7. The result of this study represents the initial profile of the tsunami while including the uplift and subsidence in the study area. The earthquake scenario predicted maximum seafloor uplift of 3.5 m and maximum subsidence of 2.4 m. The deformation field covered an area from 23.5° N to 27.5° N and from 56° E to 63° E. The southern coastal areas of Iran and Pakistan experienced subsidence and the northern coastlines of Oman experienced uplift. The outcome can be used as the input in the simulation of tsunami propagation.

Keywords: Tsunami, western Makran, Gulf of Oman, numerical simulation, tsunami generation.

* Corresponding author:

shomali@ut.ac.ir