

مدل سازی عددی سونامی محتمل در سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند بخش اول: مدل سازی تولید و انتشار امواج سونامی

محمد حیدرزاده^۱، محرم دولتشاهی پیروز^{۲*} و ناصر حاجی زاده ذاکر^۳

^۱ دانشجوی دکتری دانشکده مهندسی عمران - پردیس دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران

^۲ استادیار دانشکده مهندسی عمران - پردیس دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران

^۳ استادیار دانشکده مهندسی محیط زیست - دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت ۸۶/۵/۱۴، تاریخ دریافت روایت اصلاح شده ۸۷/۸/۱۴، تاریخ تصویب ۸۸/۳/۱)

چکیده

هدف اصلی از انجام این مطالعه، افزایش ظرفیت‌های نرم‌افزاری کشور در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند است. سونامی سهمگین ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ (دی ماه ۱۳۸۳) در منطقه اقیانوس هند، لزوم توسعه سیستم‌های هشدار سونامی برای مناطق در معرض خطر سونامی، بخصوص برای سواحل منطقه اقیانوس هند را خاطر نشان کرد. با توجه به وجود خطر سونامی از ناحیه منطقه فرورانش مکران در سواحل جنوبی ایران، کشورمان متعهد شده است که در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی گام برداشته و در این راستا، با کشورهای منطقه همکاری کند. چنانچه مجموعه فعالیت‌های مورد نیاز برای توسعه چنین سیستم‌هایی به دو گروه سخت‌افزاری و نرم‌افزاری تقسیم شود، مدل سازی عددی سونامی در گروه دوم قرار می‌گیرد و بدون شک بدون آن، توسعه یک سیستم هشدار سونامی امکان پذیر نخواهد بود. در قالب این مطالعه، مدل سازی فزای تولید و انتشار سونامی به طور کامل مورد بحث قرار گرفته و نتایج به دست آمده با تجربیات بین‌المللی در زمینه مدلسازی سونامی مقایسه شده و مورد سنجش قرار گرفته است. در پایان، نشان داده شده است که چگونه می‌توان از نتایج مدل سازی سونامی که در این مقاله مورد بحث قرار گرفته است، برای توسعه یک سیستم هشدار سونامی استفاده کرد.

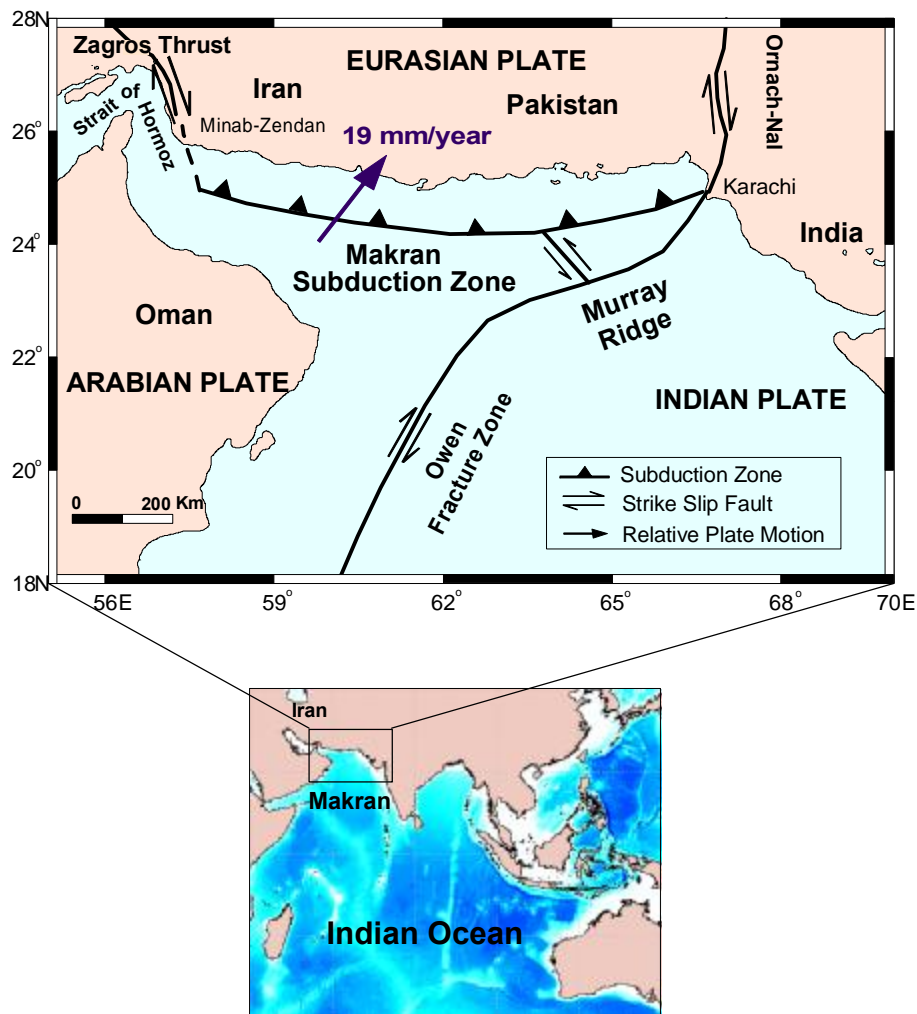
واژه‌های کلیدی: منطقه فرورانش مکران، سونامی، مدل سازی عددی، تولید سونامی، انتشار سونامی

مقدمه

منطقه مکران حدود ۶۲ سال پیش در ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ در اثر وقوع زمین لرزه‌ای با بزرگای گشتاور ۸/۱ تولید شد که حدود ۴۰۰۰ کشته در سواحل پاکستان، هند، عمان و ایران بر جای گذاشت [۴].

با توجه به سوابق موجود، منطقه مکران از نظر تکتونیکی، توانایی ایجاد زمین لرزه‌های بزرگ سونامی‌زا را داشته و به همین دلیل خطر سونامی‌ناشی از منطقه فرورانش مکران برای سواحل جنوبی ایران یک خطر جدی به شمار می‌رود و برای حفظ جان ساکنان نواحی ساحلی و کاهش زیان‌های اقتصادی وارده به تأسیسات ساحلی موجود، مطالعه خطر سونامی برای این منطقه ضروری است. مهم‌ترین اقدام‌هایی که برای آمادگی در زمینه مقابله با خطر سونامی می‌توان انجام داد، عبارتند از ارزیابی خطر سونامی، تهیه نقشه‌های مناطق در معرض خطر سونامی، تهیه نقشه‌های تخلیه^۲ مناطق در معرض خطر و در نهایت توسعه یک سیستم هشدار سونامی برای مناطق سونامی خیز.

وقوع سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ (دی ماه ۱۳۸۳) در منطقه اقیانوس هند که حدود ۲۲۵ هزار کشته و یک میلیون بی‌خانمان بر جای گذاشت [۱]، نشان داد که خطر سونامی برای این منطقه، یک خطر جدی به شمار می‌رود و توسعه سیستم‌های هشدار سونامی برای این منطقه ضروری است [۲]. بررسی‌ها نشان می‌دهد که نواحی فرورانش^۱ در مرز صفحات تکتونیکی در جایی که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای فرورانش می‌کند، منشا اصلی زمین لرزه‌های سونامی‌زا است [۳ و ۱]. دو ناحیه فرورانش اصلی واقع در منطقه اقیانوس هند عبارتند از ناحیه فرورانش سوماترا در نواحی دور از ساحل اندونزی که سونامی سهمگین ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ را ایجاد کرد و نیز ناحیه فرورانش مکران در قسمت شمال غربی اقیانوس هند (شکل ۱) که در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند واقع شده است. بررسی سابقه وقوع سونامی در منطقه مکران نشان‌دهنده وقوع سونامی‌های با تلفات بالا در این منطقه است. آخرین سونامی مهم در



شکل ۱: بالا: جزئیات مشخصات تکتونیکی منطقه فرورانش مکران. پایین: نقشه عمومی منطقه اقیانوس هند که موقعیت جغرافیایی منطقه مکران در آن مشخص شده است.

عمیق اقیانوس تا استهلاک آنها در نواحی ساحلی سه فاز مختلف را پشت سر می‌گذارند که عبارتند از فاز تولید^۳، فاز انتشار^۴ و فاز بالاروی^۵ روی نواحی ساحلی. بنابراین، برای مدل‌سازی امواج سونامی، ضروری است که این سه فاز مورد توجه قرار گیرند.

در ادامه این مقاله، در ابتدا تکتونیک منطقه مکران به اختصار مورد بحث قرار می‌گیرد. سپس با توجه به اهمیت بررسی تاریخچه وقوع سونامی در جهت ارزیابی پتانسیل سونامی‌خیزی، کاتالوگ سونامی‌های اتفاق افتاده در منطقه مکران ارئه می‌شود. در ادامه نیز به مدل‌سازی فازهای تولید و انتشار سونامی پرداخته شده و نشان داده می‌شود که اطلاعات به دست آمده از مدل‌سازی عددی سونامی، چگونه می‌توانند در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی

این اقدامها وابسته به نتایج مدل‌سازی عددی فرآیند سونامی هستند. نتایج مدل‌سازی عددی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد میزان و الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه‌های زیردریایی در محل ناحیه فرورانش، زمان رسیدن امواج سونامی از محل تولید تا نواحی ساحلی، الگوی انتشار امواج سونامی، ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی و دیگر اطلاعات را در اختیار قرار دهد که هر یک از این اطلاعات، در جهت توسعه سیستم‌های هشدار سونامی اهمیت فوق‌العاده‌ای دارد. از این رو، در قالب این مطالعه با توجه به پتانسیل ایجاد سونامی در منطقه مکران، به مدل‌سازی عددی سونامی محتمل در این منطقه پرداخته می‌شود.

به طور کلی امواج سونامی از لحظه ایجاد در آب‌های

د- **گودال اقیانوسی**^{۱۱}: بر خلاف سایر مناطق فرورانش دنیا، در منطقه مکران، هیچ گونه گودالی مشاهده نمی‌شود [۷].

ه- **فعالیت آتش‌فشان‌ها**: مشابه سایر مناطق فرورانش دنیا، آتش‌فشان‌های زیادی در منطقه مکران وجود دارند که هر از گاهی فعال می‌شوند [۹].

سابقه سونامی خیزی منطقه مکران

بررسی تاریخیچه وقوع سونامی در هر منطقه سونامی خیز و ارائه لیستی از سونامی‌های رخ داده در آن منطقه، از اولین اقدام‌های مورد نیاز برای بررسی خطر سونامی به شمار می‌رود. بدون داشتن درک صحیح و اطلاعات کافی از تاریخیچه وقوع سونامی در هر منطقه سونامی خیز، ممکن است خطر وقوع سونامی در آن منطقه به درستی شناخته نشده و در نتیجه توسعه سیستم‌های هشدار سونامی مورد غفلت واقع شود [۱۰]. به عنوان نمونه، یکی از دلایل نبود سیستم هشدار سونامی در منطقه اقیانوس هند تا قبل از سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ که موجب کشته شدن حدود ۲۲۵۰۰۰ نفر شد را می‌توان به نبود درک صحیح از تاریخیچه وقوع سونامی در این منطقه نسبت داد [۱۰].

با توجه به اهمیت این مسئله، مطالعات انجام‌گرفته توسط حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶) [۱۰] منجر به ارائه اولین کاتالوگ سونامی‌های اتفاق افتاده در منطقه مکران شده است. این کاتالوگ نشان می‌دهد که منطقه مکران، حداقل چهار سونامی را در گذشته تجربه کرده است. توضیحات کامل‌تر درباره این حوادث، نحوه تهیه لیست و نیز بررسی تحلیلی این لیست، در مرجع ۱۰ مورد بحث قرار گرفته است.

انتخاب زمین لرزه مبنا

حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۸) [۱۱] لرزه‌خیزی منطقه مکران را با روش احتمالاتی بررسی کرده‌اند. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که دوره بازگشت زمین لرزه‌ای با بزرگای ۸ در این منطقه حدود ۲۰۰ سال است و احتمال وقوع چنین زمین لرزه‌ای در ۵۰ سال آینده حدود ۲۵ درصد است.

در این مطالعه، زمین لرزه‌ای با بزرگای گشتاور ۸ در موقعیت جغرافیایی ۲۴/۵ درجه شمالی و ۶۰/۵ درجه

مورد استفاده قرار گیرند. این مطالعه به عنوان بخشی از تلاش‌های مورد نیاز برای توسعه سیستم هشدار سونامی در نواحی ساحلی ایران به شمار می‌رود.

مشخصات زمین‌شناسی و تکتونیکی منطقه مکران

همان‌گونه که در شکل (۱) نشان داده شده است، ناحیه 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 صفحه اقیانوسی عمان با یک حرکت رو به شمال به زیر قسمت جنوب شرقی زیر صفحه ایران فرورانش می‌کند.

سیستم‌های امتداد لغز اورنج-نل و چمن^{۱۲}، مرز شرقی منطقه مکران را تشکیل می‌دهند. در شکل شماره ۱-۱ بالا، سیستم امتداد لغز چمن در قسمت بالایی سیستم اورنج-نل قرار گرفته است که در این شکل نمایش داده نشده است. همچنین، سیستم امتداد لغز میناب-زندان نیز مرز غربی منطقه مکران را تشکیل می‌دهد. همان‌طور که در شکل (۱) بالا ملاحظه می‌شود، سیستم میناب-زندان به عنوان یک ناحیه انتقالی بین منطقه فرورانش مکران و منطقه رانشی زاگرس عمل می‌کند. با توجه به شکل ۱-۱ بالا، پشته‌های میان اقیانوسی موری (Murray)^{۱۳} و ناحیه شکستگی اوون (Owen)^{۱۴} نیز بخش‌هایی از مرز صفحه عربی با صفحه هند را تشکیل می‌دهند. مطالعات انجام‌گرفته توسط حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۷) [۴ و ۵] نشان می‌دهد که به طور کلی مشخصات تکتونیکی منطقه مکران را می‌توان به ۵ دسته زیر دسته‌بندی کرد:

الف- سرعت فرورانش^{۱۵}: مطالعات انجام‌گرفته بر اساس اطلاعات به دست آمده از یک شبکه GPS نشان می‌دهد که سرعت فرورانش صفحه اقیانوسی عمان به زیر صفحه ایران در منطقه مکران حدود ۱۹ میلی‌متر در سال است [۶].

ب- زاویه فرورانش: مطالعات انجام‌گرفته اخیر با استفاده از پروفیل‌های لرزه‌ای دوبعدی در منطقه مکران نشان می‌دهد که این زاویه بین ۲ تا ۸ درجه متغیر است [۷].

ج- گوه‌های افزایشنده^{۱۶}: مکران یکی از بزرگ‌ترین گوه‌های افزایشنده دنیا است و ضخامت رسوبات جمع‌شده در این منطقه در حدود ۷ کیلومتر است [۸].

شرقی و در نواحی دور از ساحل چابهار برای مدل‌سازی فرآیند تولید و انتشار امواج سونامی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

مدل‌سازی تولید سونامی

مدل‌سازی تولید سونامی عبارت است از مدل کردن بالآمدگی ایجاد شده در کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه در محل منطقه فرورانش. مسئله تولید سونامی یک موضوع ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی بوده و ضروری است که با کمک ابزارهای زمین‌شناسی تکتونیک مدل‌سازی شود.

مهم‌ترین عوامل مؤثر در میزان بالآمدگی کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه در محل منطقه فرورانش را می‌توان به این ترتیب تقسیم‌بندی کرد:

۱- **بزرگای زمین لرزه**^{۱۲}: به طور کلی هر چه زمین‌لرزه قوی‌تر باشد، سونامی تولید شده نیز مخرب‌تر خواهد بود.

۲- **عمق زمین لرزه**: با افزایش عمق کانونی زمین‌لرزه، انرژی کمتری به سطح زمین رسیده و میزان بالآمدگی کف اقیانوس نیز کاهش می‌یابد [۱۲].

۳- **شیب ناحیه فرورانش**^{۱۳}: شیب ناحیه فرورانش عبارت است از زاویه‌ای که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای در محل ناحیه فرورانش می‌لغزد. با افزایش شیب ناحیه فرورانش، میزان بالآمدگی کف اقیانوس افزایش خواهد یافت.

۴- **زاویه لغزش**^{۱۴}: این زاویه عبارت است از زاویه بین خط افق در صفحه گسل با خطی که اثر حرکت گسل را روی صفحه گسیختگی نشان می‌دهد. اغلب زمین‌لرزه‌هایی که مکانیسم غالب آنها به صورت شیب لغز است، بالآمدگی بیشتری در سطح زمین ایجاد می‌کنند. در طی دهه‌های گذشته تلاش‌های گسترده‌ای برای تعیین تغییر شکل سطح زمین در اثر وقوع زمین‌لرزه در اعماق زمین انجام گرفته است. حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶) [۱۰ و ۱۳] با مروری بر مجموعه تلاش‌های انجام گرفته در این راستا، مدلی برای پیش‌بینی میزان تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های زیردریایی تهیه کردند. این مدل بر مبنای معادلات ارائه شده توسط مانسین‌ها و اسمیلی (۱۹۷۱) [۱۴] تهیه شده و با توجه به عوامل لرزه‌ای، می‌تواند میزان و الگوی تغییر شکل‌های ایجاد شده در کف اقیانوس را پیش‌بینی کند.

عوامل ورودی مدل ذکر شده به ۹ دسته تقسیم می‌شوند که عبارتند از ۱- فایل مربوط به اطلاعات عمق آب اقیانوس ۲- نقطه کانونی زمین‌لرزه ۳- عمق کانونی زمین‌لرزه ۴- طول ناحیه گسیخته شده ۵- عرض ناحیه گسیخته شده ۶- میزان لغزش صورت گرفته بر سطح گسیختگی ۷- شیب گسل (شیب ناحیه فرورانش) ۸- زاویه لغزش ۹- زاویه امتداد شمال با امتداد گسل. توضیحات کامل درباره نحوه تهیه مدل، فلوجارت مدل، عوامل ورودی و خروجی، صحت‌سنجی و کالیبراسیون مدل به تفصیل در مرجع ۱۳ مورد بحث قرار گرفته است.

در این مطالعه از این مدل برای مدل‌سازی فاز تولید سونامی استفاده می‌شود. برای محاسبه عوامل لرزه‌ای، از روابط تجربی ارائه شده توسط لرزه‌شناسان که رابطه‌ای بین بزرگای زمین‌لرزه و ابعاد ناحیه گسیخته شده برقرار کرده‌اند، استفاده می‌شود. در این راستا، مروری بر ادبیات فنی نشان می‌دهد که معادلات بسیار زیادی توسط محققان مختلف در زمینه ارتباط بین بزرگای زمین‌لرزه و ابعاد ناحیه گسیخته شده پیشنهاد شده است. یک مطالعه نسبتاً جامع در این زمینه توسط ولز و کپراسمیت (۱۹۹۴) [۱۵] انجام گرفته است که در این مطالعه از روابط پیشنهاد شده توسط آنها استفاده می‌شود.

دسته دیگری از عوامل مورد نیاز برای تحلیل و محاسبه بالآمدگی کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه، مربوط به مشخصات زمین‌شناسی، تکتونیک و لرزه‌شناسی منطقه است. این عوامل عبارتند از شیب ناحیه فرورانش، زاویه لغزش و عمق زمین‌لرزه. برای تعیین این عوامل از نتایج ارائه شده توسط حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۷) [۵] و نیز حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶) [۱۰ و ۱۳] استفاده می‌شود.

بدین ترتیب، عوامل لرزه‌ای، زمین‌شناسی و تکتونیک مورد نیاز برای محاسبه تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین‌لرزه در منطقه فرورانش مکران تکمیل می‌شود. لازم به ذکر است که قبل از کاربرد مدل، باید توجه داشت که نتایج حاصل از مدل باید با توجه به داده‌های واقعی مورد کالیبراسیون قرار گیرند. چرا که منابعی از عدم قطعیت در این مدل وجود دارد. برای کالیبراسیون نتایج حاصل از مدل‌سازی فاز تولید سونامی در منطقه مکران، می‌توان از داده‌های واقعی به دست آمده از تنها حادثه زمین‌لرزه و سونامی ثبت شده که همان

امواج سونامی به عنوان امواج ثقلی بلند طبقه‌بندی می‌شوند. با توجه به اینکه در امواج بلند، عمق آب به مراتب کوچک‌تر از طول موج است، به این امواج، گاهی امواج آب‌های کم‌عمق نیز گفته می‌شود [۱۲]. در مورد امواج آب‌های کم عمق، شتاب قائم ذرات آب در مقایسه با شتاب ثقل، بسیار ناچیز بوده و قابل صرف نظر کردن است.

همچنین، برای امواج بلند که سونامی از آن جمله است، با تقریب بسیار خوبی فرض می‌شود که سرعت‌های افقی در اعماق مختلف، چندان تغییر نمی‌کنند. در مجموع با توجه به ساده‌سازی‌های ذکر شده، معادلات هیدرودینامیک حاکم بر پدیده انتشار سونامی به این ترتیب خلاصه می‌شوند:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = S_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = S_y \quad (2)$$

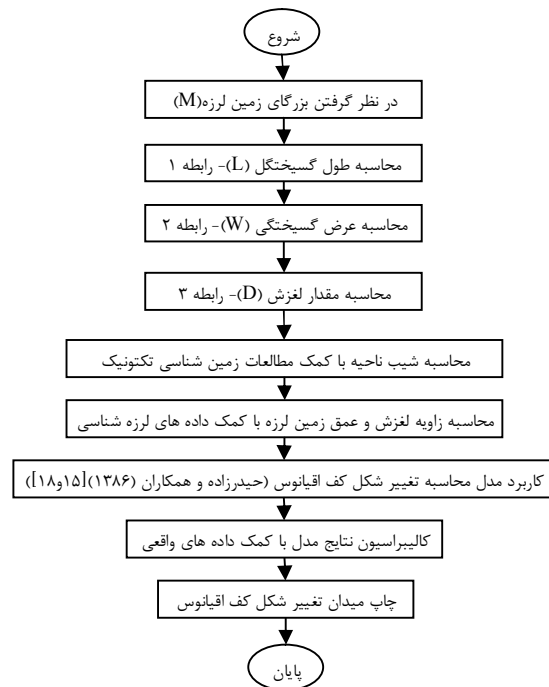
$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [\bar{u}(\eta + d)]}{\partial x} + \frac{\partial [\bar{v}(\eta + d)]}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

در این معادلات، \bar{u} و \bar{v} به ترتیب عبارتند از سرعت‌های متوسط‌گیری شده در عمق در جهات x و y ، S_x و S_y عبارتند از ترم‌های چشمه و چاه در جهات x و y که هر یک می‌توانند شامل اثرات کوریولیس، اثرات اصطکاک کف و سایر موارد باشند که بستگی به شرایط خاص هر مسئله دارد. ρ وزن مخصوص سیال، t بیانگر زمان، g شتاب ثقل، η دامنه موج سونامی نسبت به عمق آب ساکن و d نیز عمق آب است.

مدل‌های عددی موجود برای مدل‌سازی انتشار سونامی

با توجه به صدمات جانی و مالی گسترده ناشی از رخدادهای سونامی در منطقه اقیانوس آرام، در پنج دهه اخیر تلاش‌های گسترده‌ای توسط محققان مختلف که اغلب از کشورهای حوزه اقیانوس آرام هستند، برای مدل‌سازی انتشار امواج سونامی با کمک معادلات دوبعدی در پلان (معادلات ۱ تا ۳) انجام گرفته است و چند مدل عددی در این راستا تهیه شده است.

حادثه ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ است، استفاده کرد [۱۶]. فلوچارت فرآیند مدل‌سازی فاز تولید در شکل (۲) ارائه شده است.



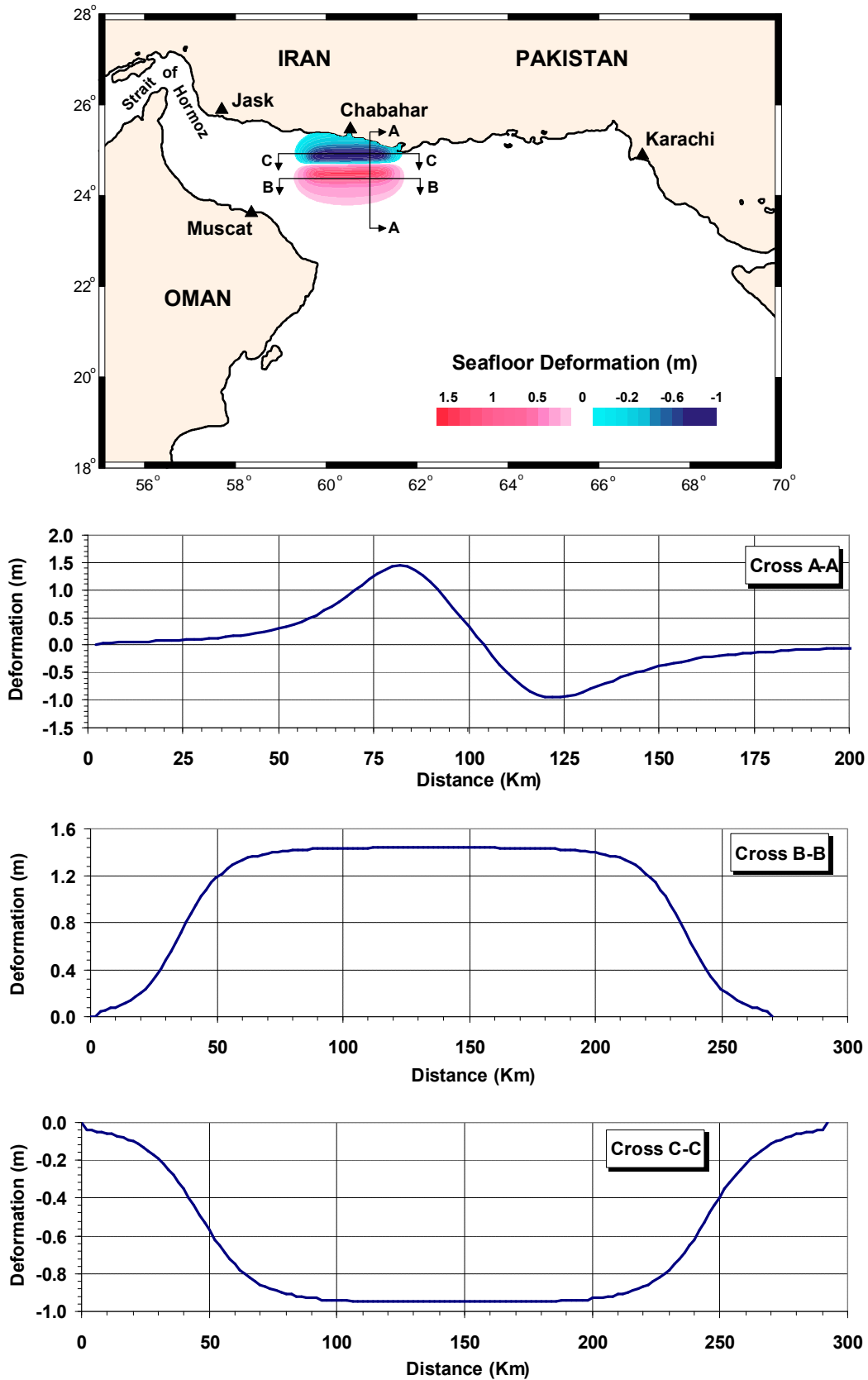
شکل ۲: فرآیند مدل‌سازی فاز تولید سونامی.

نتایج حاصل از مدل در شکل (۳) ترسیم شده است. شکل (۳) نشان می‌دهد که تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه به شکل دوقطبی و با قطب‌های مثبت و منفی است (مقطع A-A در شکل ۳). منظور از قطب مثبت همان بالآمدگی کف اقیانوس و قطب منفی نیز پایین افتادگی است. بر اساس شکل (۳)، با فرض وقوع زمین لرزه‌ای با بزرگای ۸، حداکثر بالآمدگی برابر با حدود ۱/۵ متر و حداکثر پایین افتادگی نیز حدود ۱ متر است. بالآمدگی در سمت اقیانوس و پایین افتادگی نیز در سمت ساحل اتفاق افتاده است. الگوی ذکر شده، مد غالب نحوه گسیختگی‌های تکتونیک در مناطق فرورانش دنیا بوده و در سایر نواحی فرورانش از جمله ناحیه فرورانش ژاپن [۳]، ناحیه فرورانش کلمبیا [۱۷]، ناحیه فرورانش سوماترا [۱]، ناحیه فرورانش مکزیک [۱۸] و دیگر نواحی فرورانش نیز الگوهایی مشابه با شکل (۳) گزارش شده است.

مدل‌سازی انتشار سونامی

معادلات حاکم

همان طور که در سطور قبلی مورد بحث قرار گرفت،



شکل ۳: نتایج فرآیند مدل‌سازی فاز تولید سونامی.

همکاران (۱۹۹۷) [۲۸] و یلسایر و همکاران (۲۰۰۴) [۲۹] اصلاح شده و به مدل TUNAMI²⁰ معروف شد. این مدل توسط کمیسیون بین‌الدولی اقیانوس‌شناسی بین کشورهای در معرض خطر بالقوه سونامی در سراسر جهان توزیع شده است و به عنوان بخشی از تلاش‌های بین‌المللی برای مقابله با آسیب‌های سونامی به شمار می‌رود. از این رو، در ادبیات فنی، حجم وسیعی از مطالعات مرتبط با سونامی با استفاده از این مدل انجام شده‌اند.

تیتوف و سینولاکیس (۱۹۹۵) [۳۰] مدلی به نام VTCS بر مبنای روش اختلاف محدود، در نظر گرفتن مختصات کروی و با لحاظ کردن اثر کوریولیس، برای مدل‌سازی انتشار سونامی توسعه دادند. آنها سپس این مدل را اصلاح کرده و آن را MOST نامیدند [۳۱]. این مدل توسط اداره ملی اقیانوس‌شناسی و هواشناسی ایالت متحده آمریکا (NOAA)^{۲۱} به عنوان مدل مرجع برای انجام مطالعات مرتبط با سونامی مورد استفاده قرار گرفته است. بخش قابل توجهی از مطالعات تحلیل خطر سونامی در سواحل غربی ایالات متحده (ایالت‌های کالیفرنیا، اورگون، واشنگتن، هاوایی و آلاسکا) که در معرض خطر بالقوه سونامی ناشی از منطقه اقیانوس آرام قرار دارند، با استفاده از مدل ذکرشده انجام گرفته است [۳۲]. به تازگی، پس از وقوع سونامی سهمگین ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ در منطقه اقیانوس هند، مدل MOST، علاوه بر مدل TUNAMI، در اختیار کشورهای حوزه اقیانوس هند قرار گرفته است تا برای مطالعات مربوط به توسعه سیستم هشدار سونامی در این منطقه مورد استفاده قرار گیرد.

علاوه بر مدل‌های ذکرشده، مدل‌های دیگری نیز توسعه یافته‌اند که تعدادی از آنها عبارتند از مدل Two-Layer توسط ایمامورا و امتیاز (۱۹۹۵) [۳۳]، مدل RiCOM توسط والترز (۱۹۹۸) [۳۴] و نیز مدل توسعه داده شده توسط خراموشین (۱۹۸۸) [۳۵].

بررسی ادبیات فنی نشان می‌دهد که از بین مدل‌های ذکرشده، دو مدل TUNAMI و MOST اعتبار بالاتری دارند و بیشتر از سایر مدل‌ها مورد توجه بوده‌اند. دو مدل ذکرشده، تنها مدل‌های غیرخطی امواج بلند هستند که در دومین کارگاه بین‌المللی مدل‌های امواج بلند (۱۶-۱۲ سپتامبر ۱۹۹۵، دانشگاه ایالتی واشنگتن، آمریکا) با استفاده از نتایج آزمایشگاهی و داده‌های واقعی به صورت موفقیت‌آمیزی مورد صحت‌سنجی قرار گرفتند [۳۶]. علاوه

همان‌طور که پیشتر اشاره شد، مدل‌سازی سونامی، بخش جداناپذیر توسعه سیستم‌های هشدار سونامی بوده و ضروری است که مدل‌های عددی قابل اعتماد در این راستا توسعه یابد.

از جمله متقدم‌ترین مدل‌های انتشار سونامی، مدلی است با نام SWAN که توسط مدر (۱۹۷۴) [۱۹] توسعه داده شد. این مدل، معادلات ۱ تا ۳ را با روش اختلاف محدود و با در نظر گرفتن روش صریح زمانی و نیز لحاظ کردن اثر کوریولیس^{۱۵} و اصطکاک کف اقیانوس، حل می‌کند. مدل ذکرشده به طور گسترده‌ای در دو دهه اخیر برای مدل‌سازی حوادث سونامی و نیز بررسی خطر سونامی در سراسر جهان مورد استفاده بوده است [۲۰].

لوتیچ و همکاران (۱۹۹۱) [۲۱] مدلی به نام ADCIRC را برای مدل‌سازی هیدرودینامیکی فرآیندهای اقیانوسی از جمله سونامی، تهیه کردند. مدل ارائه‌شده با استفاده از تکنیک المان محدود تهیه شده و معادلات ۱ تا ۳ را با استفاده از المان‌های مثلثی و مش‌بندی غیر ساختار یافته^{۱۶} حل می‌کند. این مدل به عنوان مدل مرجع توسط اداره مهندسی ارتش آمریکا مورد استفاده قرار گرفته است. از این مدل برای تهیه نقشه‌های خطر سونامی در ایالت اورگون آمریکا استفاده شده است. میرس و باپتیستا (۲۰۰۱) [۲۲] با استفاده از مدل ADCIRC به مدل‌سازی سونامی ۱۹۳ هوکایدو و ۱۹۶۴ آلاسکا پرداختند. وی و کربی (۱۹۹۵) [۲۳] مدل FUNWAVE را برای مدل‌سازی سونامی تهیه کردند. این مدل توسط دی و همکاران (۲۰۰۵) [۲۴] برای مدل‌سازی سونامی ۱۹۷۵ کالاپانا مورد استفاده قرار گرفته است.

تینتی و همکاران (۱۹۹۴) [۲۵] مدلی بر مبنای روش المان محدود برای مدل‌سازی انتشار سونامی تهیه کردند. مدل ذکرشده به طور گسترده‌ای برای مدل‌سازی سونامی و بررسی خطر سونامی در منطقه اروپا توسط محققان مختلف مورد استفاده قرار گرفته است [۲۶].

گوتو و اوگاوا (۱۹۹۲) [۲۷] به پیشنهاد و کمک مالی کمیسیون بین‌الدولی اقیانوس‌شناسی^{۱۷} (وابسته به یونسکو^{۱۸}) و با عنوان برنامه بین‌المللی مدل‌سازی سونامی برای مبادله^{۱۹} (TIME Program)، مدلی برای مدل‌سازی انتشار سونامی تهیه کردند. این مدل با کمک تکنیک اختلاف محدود و در نظر گرفتن مش‌بندی غیر ساختار یافته تهیه شده است. این مدل سپس توسط گوتو و

دقیقه در نظر گرفته می‌شود که با توجه به موقعیت کانونی زمین‌لرزه مبنا، مناسب به نظر می‌رسد.

نتیجه مدل‌سازی انتشار سونامی، به صورت گرافیکی در شکل (۵) ترسیم شده است. این شکل، موقعیت امواج سونامی را در زمان‌های ۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ دقیقه پس از وقوع زمین‌لرزه نشان می‌دهند.

همچنین، برای بررسی دقیق‌تر اثر امواج سونامی بر نواحی ساحلی، چند نقطه مرجع در سراسر نواحی ساحلی ایران در نظر گرفته شده و تاریخچه زمانی موج سونامی در هر یک از آنها ثبت شده است. موقعیت تعدادی از این نقاط مرجع در شکل (۶) و تاریخچه زمانی امواج در این نقاط نیز در شکل (۷) نمایش داده شده است. شکل (۸) تخمینی از ارتفاع امواج در خطوط ساحلی را نشان می‌دهد.

بحث بر نتایج به دست آمده از مدل‌سازی انتشار

با بررسی نتایج ارائه‌شده در اشکال (۵) تا (۸) می‌توان به موارد زیر دست یافت:

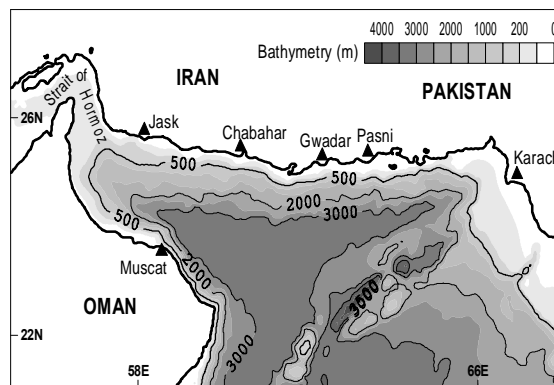
۱- بررسی تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع ۵ تا ۷ نشان می‌دهد که در زمان $t=0$ ، ارتفاع موج در این نقاط حدود ۰/۵- متر است. این موضوع بیانگر موج اولیه کاهنده در این نقاط است. به عبارت دیگر، همان طور که پیش‌تر اشاره شد، الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمین‌لرزه (شکل ۳) به صورت دوقطبی و شامل بالآمدگی در سمت اقیانوس و پایین‌افتادگی در سمت ساحلی است. در نتیجه، در لحظه وقوع زمین‌لرزه، در اثر پایین‌افتادگی نواحی ساحلی، سطح آب نواحی ساحلی نیز پایین می‌افتد. بنابراین همان طور که در شکل (۷) مشاهده می‌شود، در دقایق اولیه، ارتفاع امواج سونامی منفی بوده و آب به سمت داخل اقیانوس پیشروی می‌کند. در اثر این پدیده، کف اقیانوس در طول چندین کیلومتر، نمایان می‌شود.

۲- الگوی انتشار امواج سونامی که در شکل (۵) نمایش داده شده است، نشان می‌دهد که سرعت انتشار و نیز ارتفاع امواج سونامی به سمت غرب منطقه مکران (نواحی تنگه هرمز و خلیج فارس) و نیز شرق منطقه مکران، بسیار کمتر از سرعت و ارتفاع آن به سمت جنوب است. این مسئله، دو دلیل عمده دارد. دلیل اول، عمق کم مناطق شرق و غرب در مقایسه با جنوب است (شکل ۴).

بر این، همان طور که پیش‌تر اشاره شد، این دو مدل توسط کمیسیون بین‌الدولی اقیانوس‌شناسی وابسته به یونسکو مورد تأیید قرار گرفته و به طور رسمی در اختیار کشورهای در معرض خطر سونامی قرار گرفته‌اند. با توجه به این توضیحات، در این مطالعه برای مدل‌سازی فاز انتشار سونامی از مدل TUNAMI استفاده می‌شود.

تهیه اطلاعات مربوط به عمق آب اقیانوس

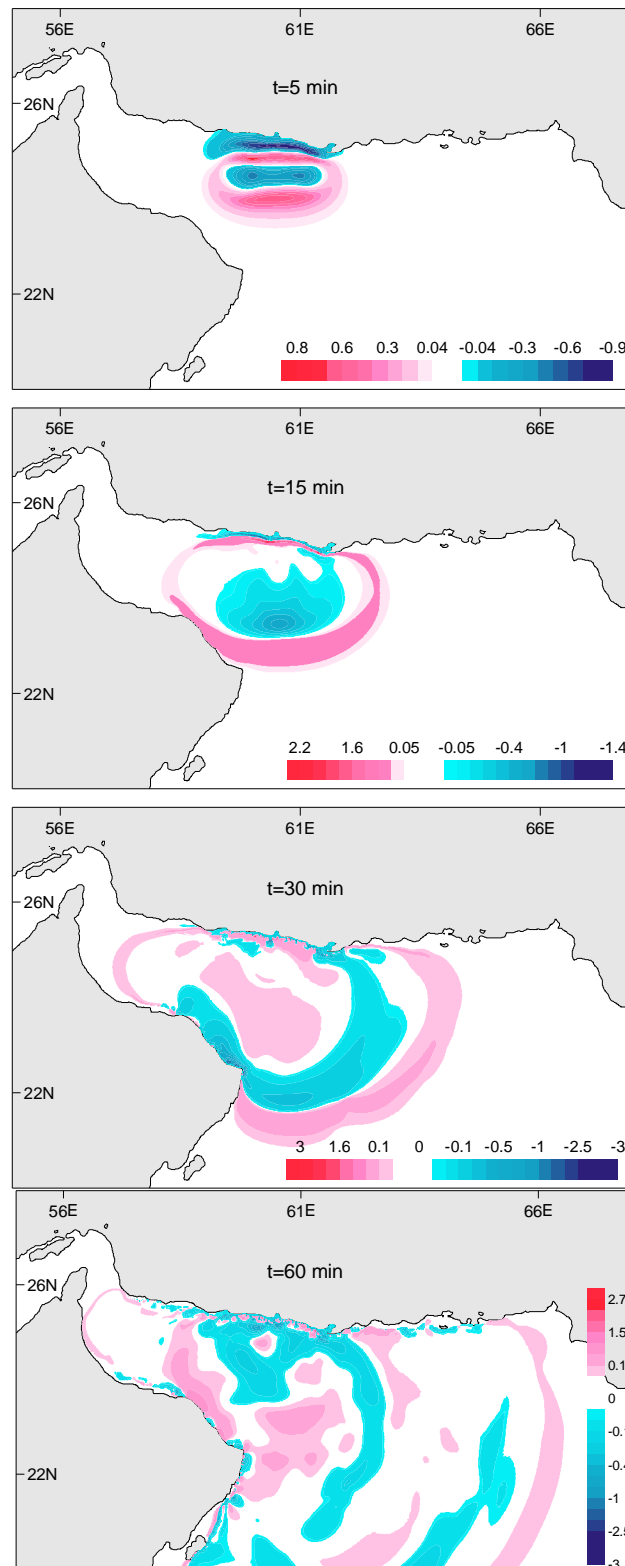
در این مطالعه، اطلاعات عمق آب اقیانوس از اطلس الکترونیکی GEBCO²² نسخه سال ۲۰۰۳ که پنجمین نسخه آن است، استخراج شده است (شکل ۴). GEBCO مهم‌ترین، کامل‌ترین و به روزترین بانک اطلاعاتی موجود در جهان در زمینه اطلاعات عمق آب اقیانوس‌ها است. این بانک اطلاعاتی، محصول همکاری مشترک کمیسیون بین‌الدولی اقیانوس‌شناسی، سازمان بین‌المللی هیدروگرافی (IHO)^{۲۳} و مرکز داده‌های اقیانوس‌شناسی انگلستان است [۳۷].



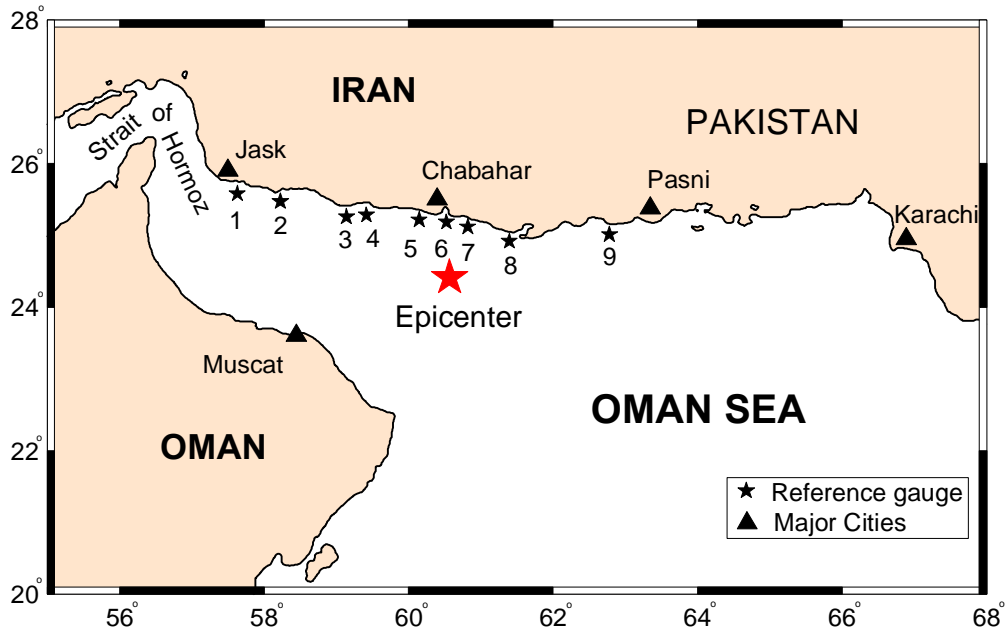
شکل ۴: اطلاعات عمق آب اقیانوس برای منطقه مکران با استفاده از داده‌های GEBCO.

استفاده از مدل انتشار سونامی برای سواحل جنوبی ایران

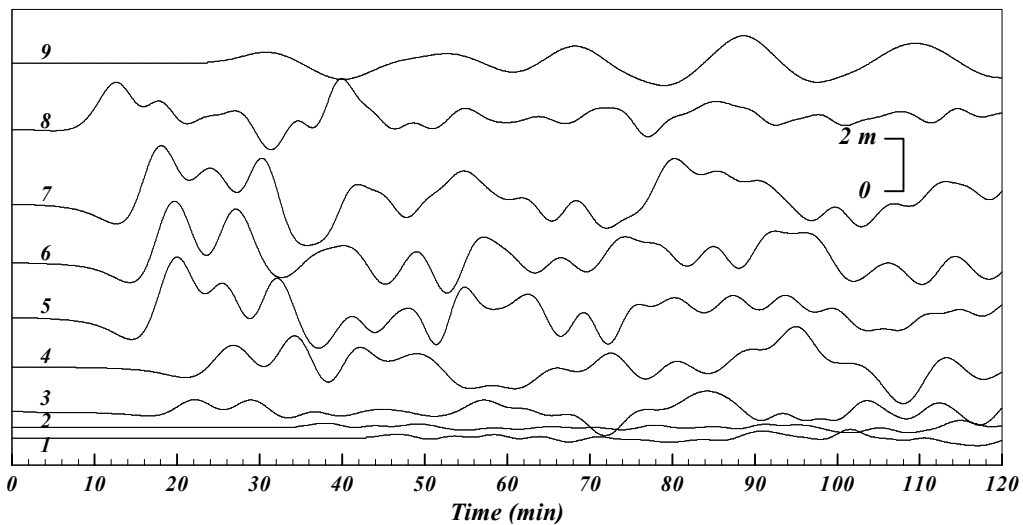
در این قسمت، نتایج به دست آمده از فاز تولید سونامی (شکل ۳) را به عنوان شرایط اولیه به مدل انتشار سونامی وارد کرده و به مدل‌سازی انتشار سونامی می‌پردازیم. برای مدل‌سازی انتشار سونامی، یک شبکه محاسباتی با ابعاد ۸۳۳ در ۵۵۵ از نواحی دور از سواحل جنوبی ایران با توجه به اطلاعات عمق آب اقیانوس (شکل ۴) در نظر گرفته می‌شود. با توجه به طولانی بودن زمان اجرای برنامه، مدت زمان انتشار سونامی معادل ۱۲۰



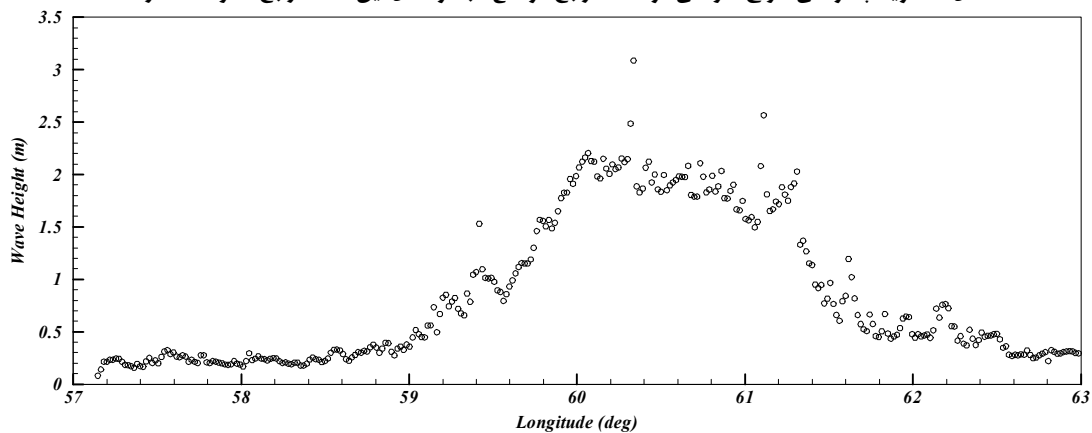
شکل ۵: وضعیت انتشار امواج سونامی در زمان‌های ۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ دقیقه پس از وقوع زمین‌لرزه - مقیاس ارتفاع امواج بر حسب متر است.



شکل ۶: موقعیت تعدادی نقاط مرجع در نواحی ساحلی ایران برای ثبت تاریخچه زمانی امواج سونامی.



شکل ۷: تاریخچه زمانی امواج سونامی در نقاط مرجع. ارتفاع آب در محل این نقاط مرجع حدود ۱۰ متر است.



شکل ۸: حداکثر ارتفاع امواج محاسبه شده در نقاط مختلف خط ساحلی.

بزرگا و کانون زمین لرزه، وضعیت امواج در نقاط مرجع نیز متفاوت خواهد بود.

۵- شکل (۸) نشان می‌دهد که الگوی توزیع ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی نسبت به مرکز زمین لرزه (طول جغرافیایی ۶۰/۵) به شکل زنگوله‌ای است که در نواحی نزدیک به کانون زمین لرزه، ارتفاع موج حداکثر بوده و سپس با دور شدن از کانون زمین لرزه به سمت شرق و غرب، ارتفاع موج نیز کاهش می‌یابد (۱۸ و ۴۰). با توجه به شکل (۸)، حداکثر ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی حدود ۳ متر است که در نواحی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه (طول جغرافیایی ۶۰/۵ در شکل ۸) اتفاق افتاده است. تجربیات بین‌المللی نشان می‌دهد که برای سونامی‌های تکتونیک (سونامی با منشا زمین لرزه)، حداکثر ارتفاع موج در نقاط ساحلی حدود ۲ برابر حداکثر تغییر شکل کف اقیانوس است [۱۲ و ۴۰]. با توجه به اینکه حداکثر بالاآمدگی کف اقیانوس (شکل ۳) حدود ۱/۵ متر بوده است، بنابراین حداکثر ارتفاع موج به دست آمده در این مطالعه، با تجربیات بین‌المللی هم‌خوانی دارد. همچنین، در یک فاصله حدود ۲۵۰ کیلومتری، از طول جغرافیایی ۵۹/۴ تا ۶۱/۶ نیز ارتفاع امواج سونامی بین ۱ تا ۲ متر متغیر است. علاوه بر این، در یک فاصله حدود ۴۰۰ کیلومتری از نوار ساحلی، ارتفاع موج سونامی بالاتر از ۰/۵ متر است.

۶- از آن جا که اولین موج سونامی در مدت زمان ۱۵ تا ۲۰ دقیقه، اولین نقطه ساحلی را مورد حمله قرار خواهد داد، سیستم هشدار سونامی مورد نیاز برای سواحل جنوبی ایران از نوع میدان نزدیک خواهد بود. سیستم‌های هشدار سونامی میدان نزدیک باید قادر باشد در مدت زمان کمتر از ۱۰ دقیقه به ارزیابی وجود و یا نبود خطر سونامی و سپس، در صورت وجود خطر، به صدور اعلان خطر سونامی بپردازد.

استفاده از نتایج حاصل از این مطالعه برای توسعه یک سیستم هشدار سونامی برای سواحل ایران

سیستم هشدار سونامی، سیستمی است که بعد از وقوع زمین لرزه‌های زیردریایی از طریق تحلیل داده‌های لرزه‌ای و موج‌سنجی معین می‌کند که زمین لرزه ذکر شده توانایی ایجاد امواج سونامی را دارد یا خیر [۱۳ و ۴۱]. در

۳- سرعت انتشار امواج سونامی با استفاده از رابطه $V = \sqrt{gh}$ به دست می‌آید که در آن V سرعت موج سونامی، g شتاب ثقل و h نیز عمق آب اقیانوس است [۳۸]. بنابراین، موج سونامی هنگامی که وارد آب‌های کم‌عمق می‌شود، سرعت آن کاهش می‌یابد. در این ناحیه، به دلیل پدیده افزایش شدید ارتفاع موج در اثر ورود به آب‌های کم‌عمق (Shaoling)، ارتفاع موج افزایش می‌یابد. همین موضوع باعث اثرات تخریبی بسیار زیاد موج سونامی است. اما در مناطقی که با ناحیه کم‌عمق وسیع رو به رو هستیم مانند منطقه تنگه هرمز و یا خلیج فارس، تجربیات بین‌المللی نشان می‌دهد که در اثر کاهش سرعت انتشار امواج سونامی در یک منطقه کم‌عمق وسیع، بخش اعظمی از انرژی آن مستهلک شده و در نهایت قدرت تخریبی سونامی کاهش می‌یابد [۴] و [۳۹]. دلیل دوم این مسئله، جهت گسیختگی و یا همان راستای گسلش است. به طور معمول حداکثر انرژی و ارتفاع موج سونامی در جهت عمود بر راستای گسلش متمرکز می‌شود [۱۲]. بنابراین، با توجه به راستای غربی-شرقی منطقه مکران (شکل ۱)، راستای گسلش در این ناحیه اغلب به صورت غربی و شرقی است. در نتیجه، حداکثر انرژی سونامی نیز در راستای عمود بر آن، یعنی راستای شمالی-جنوبی متمرکز خواهد شد. بنابراین، شکل (۵) بیانگر این نکته است که خطرات ناشی از سونامی‌های محتمل در منطقه مکران بر تنگه هرمز و نیز خلیج فارس، به نسبت کم است.

۴- بررسی تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع (شکل ۷) اطلاعات ارزشمندی درباره زمان رسیدن اولین موج سونامی، زمان رسیدن بزرگ‌ترین امواج، ارتفاع امواج و نیز تعداد امواج بزرگ سونامی در اختیار قرار می‌دهد. با توجه به این شکل و با صرف نظر از موج کاهنده اولیه، اولین موج افزایشی سونامی در حدود ۱۵ تا ۲۰ دقیقه پس از وقوع زمین لرزه، نزدیک‌ترین نقطه ساحلی (نقاط مرجع شماره ۵، ۶ و ۷) را مورد حمله قرار می‌دهد. همچنین، به عنوان مثال در نقاط مرجع ۵ و ۶ که نزدیک‌ترین نقاط به مرکز زمین لرزه هستند، حدود ۵ موج بزرگ سونامی اتفاق می‌افتد. قابل ذکر است که تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع، به طور کامل تابع بزرگا و کانون زمین لرزه است و بدیهی است که با تغییر

صورتی که خطر سونامی وجود داشته باشد، این سیستم از راه صدور اعلان خطر در نواحی در معرض خطر، مردم ساکن را مطلع می‌کند [۱۳ و ۴۱]. حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶ و ۲۰۰۶) [۴۲ و ۴۱، ۱۳] در مورد ساختار این سیستم، مکانیسم و مؤلفه‌های آن برای سواحل جنوبی ایران بحث کرده‌اند. در این قسمت از تکرار آنها خودداری شده و به این مطلب خواهیم پرداخت که نقش مدل‌سازی عددی در یک سیستم هشدار سونامی چیست.

هنگامی که یک زمین‌لرزه در زیر اقیانوس اتفاق می‌افتد، در گام اول از راه ثبت امواج زمین به وسیله شبکه لرزه‌نگاری و سپس تحلیل آنها در مرکز هشدار سونامی، مشخصات اصلی زمین‌لرزه ذکر شده که در تولید سونامی نقش اساسی دارند محاسبه می‌شوند. بر اساس سینولاکسیس (۲۰۰۳) [۱۲]، این مشخصات عبارتند از کانون زمین‌لرزه، بزرگا و عمق آن. این سه عامل نقش کلیدی در تولید سونامی دارند. در گام بعدی، باید مشخص شود که نخست این زمین‌لرزه قادر به تولید سونامی هست یا خیر. دوم اگر سونامی تولید می‌شود، کدام نواحی تحت تأثیر قرار می‌گیرد، امواج بعد از چند دقیقه به نواحی ساحلی خواهند رسید و ارتفاع موج در خط ساحلی چقدر خواهد بود. پاسخ همه این سؤال‌ها تنها از راه مدل‌سازی عددی سونامی قابل دسترس خواهد بود.

برای پاسخ به این سؤال‌ها، اغلب سیستم‌های هشدار سونامی به یک پایگاه داده از مدل‌سازی عددی سونامی مجهز هستند. بدین ترتیب که با توجه به همه منابع سونامی‌زا از قبیل نواحی فرورانش، گسل‌های مختلف موجود در کف اقیانوس، آتشفشان‌ها و زمین‌لغزش‌های محتمل و نیز در نظر گرفتن سناریوهای مختلف، مدل‌سازی سونامی انجام گرفته و مشخصاتی از قبیل ارتفاع موج در خط ساحلی، زمان رسیدن امواج و نواحی در معرض خطر در یک پایگاه داده ثبت و ضبط می‌شود. پس از وقوع زمین‌لرزه با مراجعه به پایگاه داده ذکر شده درباره اعلان خطر یا اعلان نکردن خطر تصمیم‌گیری می‌شود. این پایگاه داده قبل از وقوع سونامی تهیه شده و پس از وقوع زمین‌لرزه، با توجه به مشخصات زمین‌لرزه و موقعیت جغرافیایی آن، به بانک اطلاعاتی ذکر شده مراجعه کرده و با توجه به نتایج شبیه‌ترین زمین‌لرزه (از نظر بزرگا، عمق و موقعیت کانونی)، در زمینه اعلان و یا اعلان نکردن خطر تصمیم‌گیری می‌شود.

به عنوان مثال، اگر تهیه پایگاه داده، مدل‌سازی سونامی برای سونامی‌های تکتونیک (با منشأ زمین‌لرزه) در منطقه مکران مورد نظر باشد، در این صورت، ضروری است که سناریوهای زیر مورد توجه قرار گیرد:

۱- **بزرگای زمین‌لرزه:** حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶) [۱۰] نشان دادند که در صورت وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۷ در منطقه مکران، احتمال تولید سونامی بسیار کم است. همچنین، حداکثر بزرگای زمین‌لرزه محتمل در منطقه فرورانش مکران نیز حدود ۹ است (در صورت گسیختگی تمام ۹۰۰ کیلومتر طول آن) [۱۳]. از این رو، باید سناریوهای مختلفی برای بزرگای زمین‌لرزه در نظر گرفت. به عنوان نمونه، اگر بخواهیم با گام ۰/۲ برای بزرگا سناریو تعریف کنیم، آنگاه ۱۱ سناریو برای بزرگا خواهیم داشت.

۲- **کانون زمین‌لرزه:** با توجه به ماهیت تصادفی وقوع زمین‌لرزه، امکان وقوع آن در سراسر منطقه مکران وجود دارد. اگر هر ۱۰۰ کیلومتر، یک سناریو تعریف شود، آنگاه ۹ سناریو برای کانون زمین‌لرزه خواهیم داشت.

۳- **عمق زمین‌لرزه:** عمق زمین‌لرزه اهمیت فوق‌العاده‌ای در تولید سونامی دارد، به نحوی که زمین‌لرزه‌های عمیق قادر به تولید سونامی نیستند و تنها زمین‌لرزه‌هایی که در عمق کم اتفاق می‌افتند، می‌توانند سونامی تولید کنند [۱۲]. به عنوان مثال، یک زمین‌لرزه با بزرگای ۸ و عمق ۲۰ کیلومتر ممکن است سونامی ایجاد کند، ولی زمین‌لرزه دیگری با همان بزرگا و با عمق ۱۰۰ کیلومتر، پتانسیل بسیار کمی برای تولید سونامی دارد. با فرض عمق زمین‌لرزه از ۱۰ تا ۵۰ کیلومتر و در نظر گرفتن گام‌های ۵ کیلومتری، آنگاه ۹ سناریو برای عمق زمین‌لرزه خواهیم داشت.

تعداد کل سناریوها از ضرب سه ۱۱، ۹ و ۹ در یکدیگر به دست می‌آید که برابر با ۸۹۱ خواهد بود. به عبارت دیگر، باید ۸۹۱ بار فرآیند تشریح‌شده در این مقاله تکرار شده و در هر مورد مشخصات امواج سونامی محتمل به دست آید. در صورت تهیه چنین بانک اطلاعاتی، آنگاه اگر زمین‌لرزه در هر نقطه‌ای از مکران، با هر بزرگایی و هر عمقی اتفاق بیفتد، از قبل مشخصات سونامی مربوط به آن مشخص خواهد بود. بدیهی است که پس از تهیه چنین بانک اطلاعاتی، همواره باید محتویات آن با توجه به داده‌های واقعی، به روز رسانی و اصلاح شود تا بتواند به

نشان می‌دهد که سونامی حاصله، حداقل ۴۰۰ کیلومتر از نواحی ساحلی را متأثر خواهد کرد.

۴- بررسی‌های اولیه نشان می‌دهد که بایده حدود ۸۹۱ سناریو برای توسعه پایگاه داده مدل‌سازی سونامی‌های تکتونیک، برای توسعه سیستم هشدار سونامی در سواحل ایران مورد توجه قرار گیرد.

۵- با توجه به فاصله زمانی اندک بین وقوع زمین‌لرزه و رسیدن اولین موج سونامی به خط ساحلی (۱۵ تا ۲۰ دقیقه)، در صورت وجود خطر سونامی، سیستم هشدار سونامی سواحل جنوبی ایران، باید در مدت زمان کمتر از ۱۰ دقیقه به صدور اعلان خطر پردازد.

تقدیر و تشکر

بدین وسیله مراتب تشکر و قدردانی خود را نسبت به پروفیسور Ahmet C. Yalciner استاد دانشگاه فنی خاورمیانه در آنکارا و همچنین پروفیسور Costas E. Synolakis استاد دانشگاه کالیفرنیا جنوبی در لس‌آنجلس ابراز می‌دارد. بخشی از منابع مالی این مطالعه توسط کمیسیون بین‌الدولی اقیانوس‌شناسی (IOC) وابسته به یونسکو تأمین شده است.

طور مؤثرتر و قابل اعتمادتری اعلان خطرهای احتمالی را صادر کند.

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج این مطالعه را می‌توان به این شرح خلاصه کرد:

۱- مدل‌سازی فاز تولید سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین‌لرزه با بزرگای ۸، نشان می‌دهد که یک منطقه به ابعاد حدوداً ۲۵۰ کیلومتر در ۱۵۰ کیلومتر از کف اقیانوس دچار تغییر شکل می‌شود و حداکثر مقدار بالآمدگی کف اقیانوس حدود ۱/۵ متر است. الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمین‌لرزه به صورت دوقطبی و شامل بالآمدگی در سمت اقیانوس و پایین افتادگی در سمت ساحل است.

۲- مدل‌سازی فاز انتشار سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین‌لرزه با بزرگای ۸ نشان می‌دهد که امواج سونامی در مدت ۱۵ تا ۲۰ دقیقه، نزدیک‌ترین ساحل را مورد حمله قرار می‌دهند. حداکثر مقدار ارتفاع موج در خط ساحلی حدود ۳ متر برآورد شده است.

۳- نتایج مدل‌سازی سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۸ در نواحی دور از ساحل چابهار،

مراجع

- 1 - Geist, E. L., Titov, V. V. and Synolakis, C. E. (2006). "Tsunami: wave of change." *Scientific American*, January 2006, PP. 56-63.
- 2 - International Oceanographic Commission (IOC), (2005). "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.
- 3 - Satake, K. and Tanioka, Y. (1999). "Source of Tsunami and Tsunamigenic earthquakes in subduction zones." *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 154, PP. 467-483.
- 4 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H., Yalciner, A. C., Mokhtari, M. and Esmaily, A. (2008). " Historical Tsunami in the Makran subduction zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling." *Ocean Engineering*, Vol. 35, No. 8, PP. 774-786.
- 5 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H., and Mokhtari, M. (2007). "Modeling of Tsunami propagation in the vicinity of southern coasts of Iran bordering the Indian ocean." *Proceedings of OMAE 2007, 26th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, June 10-15, San Diego, USA
- 6 - 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. (2004). "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the middle east constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman." *Geophysical Journal International*, Vol. 157, PP. 381-398.

- 7 - Schluter, H. U., Prexl, A., Gaedicke, Ch., Roeser, H., Reichert, Ch., Meyer, H. and Daniels, C. Von, (2002). "The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes." *Marine Geology*, Vol. 185, PP. 219-232.
- 8 - Koppa, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J. and Klaeschen, D. (2000). "Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data." *Tectonophysics*, Vol. 329, PP. 171-191.
- 9 - Wiedicke, M., Neben S. and Spiess, V. (2001). "Mud volcanoes at the front of the makran accretionary complex, Pakistan." *Marine Geology*, Vol. 172, PP. 57-73.
- 10 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H. and Mokhtari, M. (1386). "Survey of Tsunami occurrence history and Evaluating Tsunami Potential in the Makran Subduction Zone off the Southern Coasts of Iran." *To be published in Earth Science*.
- 11 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H. and Synolakis, C. E. (2008). "Evaluating tsunami hazard in the northwestern Indian ocean." *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 165, PP. 1-14, doi: 10.1007/s00024-008-0415-8.
- 12 - Synolakis, C. E. (2003). "Tsunami and Seiche." in *Earthquake Engineering Handbook*, edited by Chen W. F., and Scawthorn, C., CRC Press, Chapter 9, PP. 1-90.
- 13 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H. and Mokhtari, M. (1387). "Evaluating Tsunami occurrence potential and submission of a Tsunami warning system in southern coasts of Iran along Indian ocean." *Sharif Journal of Science and Technology*, Vol. 44, PP. 45-57.
- 14 - Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971). "The displacement field of inclined faults." *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 61, PP. 1433-1440.
- 15 - Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement." *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, PP. 974-1002.
- 16 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H. and Mokhtari, M. (2007). "Numerical simulation of the 28 November 1945 Makran Tsunami as a tool to assess the Tsunami risk in southern coasts of Iran." *Proceedings of 5th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering (SEE5)*, 13-14 May 2007, Tehran, Iran
- 17 - Fernandez, M., Ortiz-Figueroa, M. and Mora, R. (2004). "Tsunami hazards in El salvador." in Rose, W.I., Bommer, J.J., Lopez, D.L., Carr, M. J. and Major, J. J., eds., *Natural hazards in El Salvador: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 375, PP. 435-444.
- 18 - Synolakis, C. E. and Okal, E. A. (2005). "1992-2002: Perspective on a Decade of Post-Tsunami Surveys." in *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, K. Satake (Editor), *Advances in Natural and Technological Hazards research*, Vol. 23, PP. 1-30.
- 19 - Mader Charles, L. (1974). "Numerical simulation of Tsunamis." *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 4, No. 1, PP. 74-82.
- 20 - Mendes, V. L., Baptista, M. A., Miranda, J. M. and Miranda, P. M. A. (1999). "Can hydrodynamic modeling of Tsunami contribute to Tsunami risk assessment." *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 24, No. 2, PP. 139-144.

- 21 - Luetlich, R. A., Westerink, J. J. and Scheffner, N. W. (1991). *ADCIRC: An Advanced Three-Dimensional Circulation Model for Shelves, Coasts, and Estuaries*. Dept. of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
- 22 - Myers, E. P. and Baptista, A. M. (2001). "Analysis of factors influencing simulations of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki and 1964 Alaska Tsunamis." *Natural Hazards*, Vol. 23, PP. 1-28.
- 23 - Wei, G. and Kirby, J.T. (1995). "Time-dependent numeric code for extended Boussinesq equations." *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, Vol. 121, No. 5, PP. 251–261.
- 24 - Day, S. J., Watts, P., Grilli, S. T. and Kirby, J. T. (2005). "Mechanical Models of the 1975 Kalapana, Hawaii Earthquake and Tsunami." *Marine Geology*, Vol. 215, PP. 59–92.
- 25 - Tinti, S., Gavagni, I. and Piatanesi, A. (1994). "A finite-element numerical approach for modeling tsunamis." *Annali Geofisica*, Vol. 37, PP. 1009–1026.
- 26 - Piatanesi, A., Tinti, S. and Bortolucci, E. (1999). "Finite element simulation of the 28 December 1908 Messina straits (Southern Italy) Tsunami." *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 24, No. 2, PP. 145-150.
- 27 - Goto, C. and Ogawa, Y. (1992). "Numerical method of Tsunami simulation with the Leap-Frog scheme." *Translated for the Time Project by Shuto, N., Disaster Control Research Center, Faculty of Engineering, Tohoku University*.
- 28 - Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N. and Imamura, F. (1997). "Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme (IUGG/IOC Time Project)." *IOC Manual*, UNESCO, No. 35.
- 29 - Yalciner, A. C., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kurkin, A., Kozelkov, A. and Zaitsev, A. (2004). "Tsunamis in the Black Sea: comparison of the historical, instrumental, and numerical data." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, C12023.
- 30 - Titov, V. V. and Synolakis, C. E. (1995). "Modeling of breaking and non-breaking long wave evolution and runup using VTCS-2." *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, Vol. 121, No. 6, PP. 308–316.
- 31 - Titov, V. V. and Synolakis, C. E. (1998). "Numerical modeling of tidal wave run-up." *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, Vol. 124, No. 4, PP.157–171.
- 32 - Legg, M. R., Borrero, J. C. and Synolakis, C. E. (2004). "Tsunami hazard associated with Catalina fault in southern California." *Earthquake Spectra*, Vol. 20, No. 3, PP. 1–34.
- 33 - Imamura, F. and Imteaz, M. A. (1995). "Long waves in two layer, governing equations and numerical model." *Science of Tsunami Hazards*, Vol.13, PP. 3-24.
- 34 - Walters, R. A. and Casulli, V. (1998). "A robust, finite element model for hydrostatic surface water flows." *Communications in Numerical Methods in Engineering*, Vol. 14, PP. 931–940.
- 35 - Khramushin, V. N. (1988). "Numerical solution of shallow-water equation using Lagrange-Euler approach." *(R)- TMT*, PP. 152-153.
- 36 - Yeh, H., Liu, P. and Synolakis, C. E. (1996). *Long Wave Runup Models*, World Scientific Publication Company, London, 403 PP.
- 37 - IOC, IHO, and BODC, (2003). *Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas*, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool.

- 38 - Bargi, Kh. (1379). *Basics of Ocean Engineering*, 1st Edition, University of Tehran Publication Company, Tehran, Iran.
- 39 - Kowalik, Z., Proshutinsky, T. and Proshutinsky, A. (2006). "Tide-tsunami interactions." *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 24, No. 4, PP. 242-256.
- 40 - Okal, E. A. and Synolakis, C. E. (2004). "Source discriminants for near-field Tsunamis." *Geophysical Journal International*, Vol. 158, PP. 899-912.
- 41 - Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H. and Mokhtari, M. (2006). "A Tsunami warning system for Iranian vulnerable coastlines along the Indian ocean." *First Disaster Management Conference*, 26-27 December, Tehran, Iran.
- 42 - Heidarzadeh, M., Pirooz M. D., Zaker, N. H. and Mokhtari, M. (1388). "Propagation pattern and Tsunami travel time charts for the Iranian southern coastline for use in the Tsunami warning system." *Modares Technical and Engineering Journal*, No. 36, PP. 111-128.

واژه‌های انگلیسی به ترتیب استفاده در متن

- | | | |
|--|--|---------------------------|
| 1 - Subduction Zone | 2 - Evacuation Map | 3 - Tsunami Generation |
| 4 - Tsunami Propagation | 5 - Tsunami Run-up | 6 - Ornach-Nal and Chaman |
| 7 - Murray Ridge | 8 - Owen Fracture Zone | 9 - Subduction Rate |
| 10 - Accretionary Wedge | 11 - Oceanic Trench | 12 - Magnitude |
| 13 - Dip Angle | 14 - Slip Angle | 15 - Coriolis |
| 16 - Unstructured | 17 - Intergovernmental Oceanic Commission (IOC) | |
| 18 - UNESCO | 19 - Tsunami Inundation Modeling for Exchange (TIME) | |
| 20 - Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of tsunamis (TUNAMI) | | |
| 21 - National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) | | |
| 22 - GEneral Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO) | | |
| 23 - International Hydrographic Organization (IHO) | | |