

بسم الله الرحمن الرحيم



دانشکده عمران و معماری

گروه عمران

مدلسازی عددی سونامی

دانشجو: هدا پهلوان

استاد راهنما :

دکتر رضا نادری

استاد مشاور:

دکتر فضل الله ساغروانی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد عمران - سازه های هیدرولیکی

تقدیر و تشکر

بار دیگر به یاری یزدان پاک، برگ دیگری از دفتر زندگی ورق خورد و این بار با راهنمایی استاد گرانقدر آقای دکتر نادری و به پایان رسید. بدین وسیله و با زبانی قاصر و در قالب کلمات کمال تشکر خود را از ایشان اعلام می دارم که راهنمایی ها و ارائه طریق ایشان بهترین رهگشای اینجانب در این مسیر بوده است.

از آقای دکتر اممدی به خاطر صرف وقت فراوان جهت مطالعه پایان نامه و بهبود کیفیت آن، صمیمانه سپاسگزارم. همچنین از کلیه اساتید ارجمندم در دوره کارشناسی ارشد به خاطر آموزش ها و بردباری هایشان و نیز از کارمندان محترم دانشکده به دلیل زحماتشان قدردانی می کنم.

قدردانی ویژه از تک تک اعضای خانواده که پا به پای من در شادی ها و مصائب پروژه همراه بوده اند، دارم و این پروژه را به صبر و محبت های ایشان تقدیم می نمایم.

تعهد نامه

اینجانب هدا پهلوان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته عمران-سازه های هیدرولیکی دانشکده عمران و معماری دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه مدلسازی عددی سونامی تحت راهنمایی آقای دکتر رضا نادری به عنوان استاد راهنمای اول متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرکی یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام <<دانشگاه صنعتی شاهرود>> و یا <<shahrood university of technology>> به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افراد که در به دست آوردن نتایج اصلی پایان نامه تاثیر گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ: ۸۹/۱/۲۸



امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق و نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحوی مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

از رویداد سونامی به عنوان یکی از مخرب ترین بلایای طبیعی یاد می شود. این پدیده طبیعی می تواند به عنوان یک خطر جدی در نواحی ساحلی، بنادر و اسکله ها تلقی شود و صدمات و خساراتی را در مراکز شهری و ساحلی را به همراه دارد. در تحقیق حاضر جهت ارزیابی خطر سونامی های محتمل، پیش بینی میزان و وسعت خرابی های احتمالی و در نتیجه ایجاد آمادگی در مقابل خطرات سونامی، دست یابی به یک مدل عددی قابل اعتماد جهت مدلسازی سونامی تهیه شده است. مدل عددی مورد استفاده در این پژوهش مدل عددی تونامی می باشد. این مدل برای مدلسازی سونامی در دریای خزر به کار برده شد.

مدلسازی سونامی در دو مرحله، مدلسازی فاز تولید و مدلسازی فاز انتشار، انجام شده است.

در فاز نخست پس از جمع آوری اطلاعات مربوط به گسل های دریای خزر، تغییر شکل بستر دریا و موج اولیه مدل سازی شد. در فاز دوم نحوه انتشار امواج سونامی در زمان های مختلف، از لحظه شروع تا رسیدن به ساحل، مدلسازی گردید.

نتایج اجرای مدل عددی حاکی از آن است که سواحل بخشهای میانی دریای خزر بیشترین اثر را از سونامی دریافت می کنند بطوریکه بزرگترین امواج سونامی در سواحل شرقی و غربی بخش خزر میانی بوجود می آید.

کلمات کلیدی: سونامی، مدلسازی عددی، دریای خزر

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل ۱: کلیات تحقیق
۲	۱-۱- اهمیت موضوع
۳	۲-۲- هدف تحقیق
۳	۳-۲- مروری بر مطالب سایر فصل ها
۴	فصل ۲: سونامی
۵	۱-۲- اصول و مبانی فیزیک موج
۵	۲-۱-۲- مقدمه
۵	۲-۱-۲- تعریف و انواع موج
۶	۲-۱-۳- تقسیم بندی امواج آب
۶	۲-۱-۴- پارامترهای اصلی موج
۸	۲-۵- تأثیر عمق بر رفتار امواج
۸	۲-۱-۵- امواج کوتاه
۹	۲-۵-۲- امواج بلند
۹	۲-۱-۶- شکست موج
۱۰	۲-۱-۷- رفتارهای مرزی موج
۱۱	۲-۱-۸- پدیده پخش، سرعت فاز و سرعت گروه
۱۳	۲-۲- فیزیک سونامی
۱۳	۲-۱-۲- مقدمه
۱۵	۲-۲-۲- ایجاد سونامی
۲۰	۲-۲-۳- انتشار سونامی
۲۵	۲-۲-۴- برخورد سونامی به ساحل
۲۷	۲-۵- انرژی سونامی
۲۸	۲-۳- مقیاس های شدت و بزرگای سونامی
۲۹	۲-۳-۱- مقیاس شدت سیبرگ



۲۹	۲-۳-۲- مقیاس بزرگای آیدا و ایمامورا
۲۹	۲-۳-۳- مقیاس شدت سولوویف
۳۱	۲-۳-۴- مقیاس بزرگای ایه
۳۲	۲-۴- تعیین خطر سونامی
۳۳	۲-۵- پیش بینی سونامی
۳۴	۲-۶- مراکز هشدار سونامی
۳۶	۲-۷- سابقه رویداد سونامی در جهان و ایران
۳۶	۲-۷-۱- مقدمه
۳۷	۲-۷-۱- سابقه سونامی در جهان
۴۲	۲-۷-۲- سابقه سونامی در مناطق ساحلی ایران
۴۲	۲-۷-۲-۱- سونامی در سواحل جنوب ایران
۴۳	۲-۷-۲-۲- سونامی در سواحل شمال ایران
۴۷	فصل ۳: روش‌های بررسی و تحلیل تولید امواج
۴۸	۳-۱- مقدمه
۵۰	۳-۲- مدلسازی فاز تولید سونامی
۵۰	۳-۲-۱- مقدمه
۵۱	۳-۲-۲- روابط مورد استفاده در تولید سونامی
۵۴	۳-۳- مدلسازی فاز انتشار سونامی
۵۴	۳-۳-۱- مقدمه
۵۷	۳-۳-۱- روابط مورد استفاده در انتشار سونامی
۶۷	فصل ۴: مدل سازی سونامی با استفاده از نرم افزار
۶۸	۴-۱- مقدمه
۶۸	۴-۲- مدلسازی فاز تولید سونامی
۷۱	۴-۲-۱- صحت سنجی مدل تهیه شده
۷۲	۴-۳- مدلسازی انتشار سونامی
۷۴	فصل ۵: کاربرد نرم افزار در مدل سازی سونامی در دریای خزر
۷۵	۵-۱- گردآوری داده های ژرفاسنجی
۷۶	۵-۲- چشمه های احتمالی در دریای خزر

۷۹	۵-۳- مشخصات چشمه ها
۸۱	۵-۴- نتایج مدلسازی فاز تولید
۸۳	۵-۵- نتایج مدلسازی فاز انتشار
۹۲	فصل ۶: نتیجه گیری و پیشنهادات
۹۳	۶-۱- نتایج
۹۴	۶-۲- پیشنهادات
۹۵	فهرست منابع

فهرست اشکال

صفحه	عنوان
۶	شکل (۲-۱): نمایی از مقدار نسبی انرژی امواج
۸	شکل (۲-۲): پارامترهای موج
۱۱	شکل (۲-۳): امواج منفرد وبسته موج
۱۶	شکل (۲-۴): انواع مرز بین صفحات زمین ساختی
۱۷	شکل (۲-۵): انواع گسل
۱۸	شکل (۲-۶): صفحه گسل
۲۰	شکل (۲-۷): جابجایی سطح آب ناشی از زمین لرزه کف دریا
۲۱	شکل (۲-۸): نمایی از شروع یک موج سونامی و انتشار آن
۲۱	شکل (۲-۹): ساطع شدن امواج سونامی به خارج از چشمه
۲۴	شکل (۲-۱۰): فرآیند کم عمق شدن موج سونامی
۲۶	شکل (۲-۱۱): رسیدن سونامی به ساحل
۲۷	شکل (۲-۱۲): شکست موج سونامی در ساحل
۳۶	شکل (۲-۱۳): سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام
۳۸	شکل (۲-۱۴): میزان دریافت انرژی سونامی های موضعی و ناحیه ای در اقیانوس آرام از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۸۰
۵۲	شکل (۳-۱): هندسه گسل و محورهای مختصات در روابط مانسینها و اسمیلی
۶۱	شکل (۳-۲): شبکه نقاط به کار رفته در روش لیپ-فراگ
۶۹	شکل (۴-۱): پارامترهای گسل

- ۷۰ شکل (۴-۲): فلوچارت مدل تهیه شده در فرآیند تولید سونامی
- ۷۳ شکل (۳-۵): فلوچارت مدل تهیه شده در فرآیند انتشار سونامی
- ۷۶ شکل (۵-۱): محدوده مورد مطالعه جهت مدلسازی سونامی در دریای مازندران
- ۷۷ شکل (۵-۲): مرکز زلزله های رخ داده در دریای خزر از سال ۱۹۰۰
- ۷۷ شکل (۵-۳): ناحیه فرورانش Apsheron Sill در دریای خزر
- ۷۸ شکل (۵-۴): مهمترین کانون های زمین لرزه موجود در دریای خزر
- ۸۲ شکل (۵-۵): نمای دو بعدی از تغییر شکل کف دریا در چشمه S_5
- ۸۲ شکل (۵-۶): نمای سه بعدی از تغییر شکل کف دریا در چشمه S_5
- ۸۴ شکل (۵-۷): نتایج مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S_5
- ۸۶ شکل (۵-۸): نتایج مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S
- ۸۷ شکل (۵-۹): مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S_2
- ۸۹ شکل (۵-۱۰): مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S_3
- ۹۱ شکل (۵-۱۱): حداکثر ارتفاع موج ناشی از چشمه S_5
- ۹۱ شکل (۵-۱۲): حداکثر ارتفاع موج ناشی از چشمه S

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۲۳	جدول (۱-۲) سرعت انتشار سونامی ها در اعماق مختلف
۳۰	جدول (۲-۲) مقیاس بزرگای سونامی آیدا و ایمامورا
۳۰	جدول (۳-۲) مقیاس شدت سولوویف
۳۹	جدول (۴-۲) بانک اطلاعاتی سونامی های ایجاد شده در منطقه امریکای مرکزی از اقیانوس آرام، از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۲
۴۲	جدول (۵-۲) مشخصات تعدادی از سونامی های اخیر در منطقه اقیانوس هند
۴۴	جدول (۶-۲) رویدادهای مشکوک به سونامی در دریای مازندران (برگرفته از امبر سیز و ملویل، ۱۹۸۲)
۴۵	جدول (۷-۲) سونامی های تاریخی مشاهده شده در دریای خزر
۴۶	جدول (۸-۲) دوره بازگشت زمین لرزه های سونامی زا در دریای خزر
۶۰	جدول (۱-۳) مقادیر ضریب زبری مانینگ
۷۱	جدول (۱-۴) پارامترهای لازم جهت مقایسه میزان تغییر شکل کف دریا به دست آمده از چند حادثه واقعی با نتایج مدل
۷۱	جدول (۲-۴) مقایسه میزان تغییر شکل کف دریا به دست آمده از چند حادثه واقعی با نتایج مدل
۸۰	جدول (۱-۵) پارامترهای فرض شده برای هر گسل جهت مدلسازی تولید سونامی در دریای خزر
۸۱	جدول (۲-۵) میزان تغییر شکل کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه در دریای خزر
۹۰	جدول (۲-۵) حداکثر تراز آب دریای خزر در حین انتشار

فصل ١

کلیات تحقیق

۱-۱- اهمیت موضوع تحقیق

از رویداد سونامی^۱ به عنوان یکی از مخرب ترین بلایای طبیعی یاد می شود. این پدیده طبیعی می تواند به عنوان یک خطر جدی در نواحی ساحلی، بنادر و اسکله ها تلقی شود و صدمات و خساراتی شامل مرگ افراد، آسیب های جسمانی، مختل شدن سیستم های حمل و نقل، صدمات تأسیسات بندری و ساختمان های اداری و مسکونی و خرابی سایر تأسیسات موجود در مراکز شهری و ساحلی را به همراه دارد. با توجه به گسترش شهرنشینی در نواحی ساحلی و نقش اقتصادی بنادر و اسکله ها، رویداد سونامی اهمیت ویژه ای پیدا می کند.

سونامی ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ میلادی اندونزی در اقیانوس هند، بزرگترین سونامی رخ داده از سال ۱۹۰۰ میلادی تا کنون می باشد که منشأ آن وقوع زمین لرزه ای با بزرگای ۹/۲ ریشتر است [۱]. در اثر این زمین لرزه امواج سهمگین سونامی در حدود ۲۲۵۰۰۰ کشته و بیش از یک میلیون بی خانمان بر جای نهاد و خسارات فراوانی به سواحل این کشورهای جنوب شرقی آسیا وارد آورد [۲]. وقوع این سونامی ضرورت توجه جدی به احتمال رخداد سونامی در سایر مناطق ساحلی را افزایش می دهد.

دریای خزر بزرگترین حوضه آبی داخل خشکی جهان، با مساحتی حدود ۳۷۱۰۰۰ کیلومتر مربع است. با وجود تأسیسات ساحلی زیاد در سواحل دریای خزر و همچنین بهره برداری صنعتی از نفت این حوضه، باید همواره خطر وقوع سونامی در این منطقه را مورد توجه قرار دهیم.

مدلسازی عددی سونامی می تواند در جهت ارزیابی خطر ناشی از آن در مناطق ساحلی به طور مفیدی مورد استفاده قرار گیرد. لذا در تحقیق حاضر مدلسازی عددی سونامی های محتمل در دریای خزر انجام شده است.

^۱ Tsunami

۱-۲- هدف تحقیق

هدف از این تحقیق تعیین مناطقی از سواحل دریای خزر است، که بلندترین امواج سونامی را دریافت می کنند. همچنین وضعیت تراز آب دریای خزر در حین انتشار امواج سونامی در زمان های مختلف بررسی می شود.

۱-۳- مروری بر مطالب سایر فصل ها

مطالب این پایان نامه در قالب شش فصل گردآوری گشته که در ادامه توضیح مختصری در مورد هر فصل ارائه می شود. در فصل دوم ابتدا مختصری درباره فیزیک موج و خواص آن مطالبی عنوان شده سپس در مورد پدیده سونامی و مشخصات آن صحبت شده است. همچنین سابقه رخداد سونامی در ایران و جهان و تاریخچه سونامی های رخ داده در دریای خزر به طور مختصر توضیح داده شده است. در فصل سوم به روش های بررسی و تحلیل تولید امواج پرداخته شده است. در این فصل روش های تحلیلی و عددی تحلیل امواج سونامی معرفی شده، سپس روابط و فرمول های به کار رفته در روش انتخابی جهت مدلسازی سونامی ارائه می شود. در فصل چهارم ساختار مدل به کار رفته جهت مدلسازی فرآیند تولید و انتشار سونامی با استفاده از نرم افزار توضیح داده شده است. در فصل پنجم به بررسی و معرفی کانون های احتمالی زمین لرزه در دریای خزر پرداخته شده سپس با توجه به ساختار مدل تهیه شده، مدلسازی سونامی در دریای خزر انجام شد. فصل ششم به تحلیل نتایج می پردازد و در انتها پیشنهاداتی برای پژوهش های آتی در این زمینه ارائه شده است.

فصل ۲

سونامی

۲-۱- اصول و مبانی فیزیک موج:

۲-۱-۱- مقدمه

برای درک سونامی باید مبانی موج را شناخت و همچنین از آنجا که محاسبات قدرت تخریب سونامی از بسیاری از قوانین امواج خطی و غیر خطی منتج می شود، در این بخش به اختصار به بررسی قوانین فیزیکی حاکم بر امواج می پردازیم.

۲-۱-۲- تعریف و انواع موج

هر انگاره با خاصیت مطلقاً یا کم و بیش تناوبی در حوزه زمان یا مکان موج نامیده می شود. در واقع یک موج عبارت از جابجایی یک تغییر شکل به واسطه حرکت نوسانی اجزای محیط است. تغییر شکل با سرعت موج جابجا می شود در حالیکه حرکت نوسانی ذرات با سرعتی متفاوت (سرعت ذره ای) انجام می پذیرد و در انتهای دوره تناوب هر ذره در مکان اولیه خود قرار دارد.

امواج از نظر ماهیت ۲ نوع هستند:

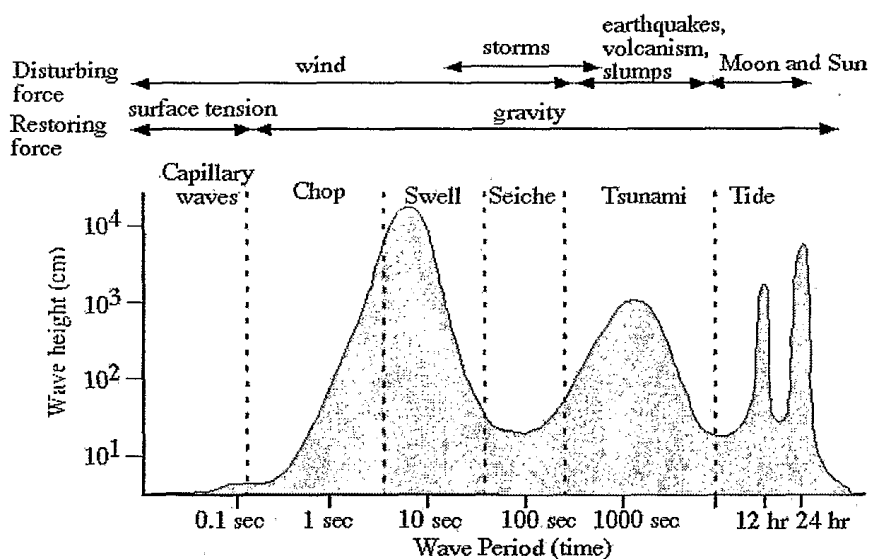
الف) امواج مکانیکی: این امواج نیازمند محیطی برای انتقال هستند. این امواج حامل انرژی هستند اما ماده را جابجا نمی کنند. به این معنا که محیط (مثلاً" اقیانوس در مورد امواج سونامی) در اثر عبور امواج دچار تغییر شکل دائمی نمی شود. این امواج به سه دسته تقسیم می شوند:

امواج عرضی که در آنها جهت حرکت ذرات محیط عمود بر جهت حرکت موج است. امواج طولی که در آنها جهت حرکت ذرات محیط و جهت حرکت موج موازی است. امواج سطحی که ترکیبی از هر دو نوع امواج طولی و عرضی هستند و در حد فاصل دو محیط ایجاد و منتشر می شوند. در مورد امواج آب این دو محیط جو و اقیانوس هستند.

ب) امواج الکترومغناطیسی که قادرند از هر دو محیط مادی و خلأ عبور کنند، مثل نور.

۲-۱-۳- تقسیم بندی امواج آب

تقسیم بندی های گوناگونی برای امواج اقیانوس وجود دارد. اگر آنها را بر اساس نیروهای ایجاد کننده طبقه بندی کنیم به ترتیب از طول موج های کوتاه به بلند می توان نیروهای جوی مانند باد و فشار هوا، زلزله ها و جزر و مد را برشمرد. طبقه بندی دیگر بر اساس طیف فرکانس امواج است که مقدار انرژی نسبی را به عنوان تابعی از فرکانس (یا پریود) نشان می دهد. همچنین می توان امواج را بر اساس نیروی بازگرداننده^۲ (نیروی که مسئول بازگشت ذرات به حالت اولیه است) طبقه بندی کرد. شکل (۲-۱) طبقه بندی های ذکر شده را نشان می دهد.



شکل (۲-۱): نمایی از مقدار نسبی انرژی امواج دریا به عنوان تابعی از فرکانس بر اساس پریود موج، نیروی ایجاد کننده موج و نیروی بازگرداننده موج (<http://www.es.flinders.edu.au>).

۲-۱-۴- پارامترهای اصلی موج

برای ساده کردن می توان امواج را ارتعاشات همساز در نظر گرفت. پارامترهای اصلی که این ارتعاشات را تعریف می کنند، عبارتند از:

^۲ Restoring Forces

دامنه A^3 : قدر مطلق فاصله عمودی یک قله یا دره موج از حالت تعادل اولیه.

پریود T^4 : مقدار زمان لازم برای یک نوسان کامل.

طول موج L^5 : اندازه مسافت طی شده در یک نوسان کامل.

عدد موج K^6 : کمیتی متناسب با تعداد قله های موج در هر واحد فاصله که با رابطه زیر تعریف می شود:

$$K = L/2\pi \quad (1-2)$$

فرکانس f^7 : تعداد نوسانهای یک موج در واحد زمان یا تعداد طول موج هایی که در واحد زمان از یک نقطه گذر می کنند.

$$f = \frac{1}{T} \quad (2-2)$$

فرکانس زاویه ای ω^8 : میزان تغییرات زاویه در واحد زمان که به صورت زیر تعریف می شود:

$$\omega = 2\pi f \quad (3-2)$$

سرعت موج c^9 : سرعت پیشرفت موج در محیط که به صورت زیر بدست می آید:

$$c = fL \quad (4-2)$$

$$c = \omega k \quad (5-2)$$

ارتفاع موج H^{10} : فاصله عمودی بین یک قله و دره قبل از آن که دو برابر دامنه موج است.

تیزی موج Δ^{11} : نسبت ارتفاع موج به طول موج.

³ Amplitude

⁴ Period

⁵ Wave Length

⁶ Wave Number

⁷ Frequency

⁸ Angular Frequency

⁹ Wave Speed

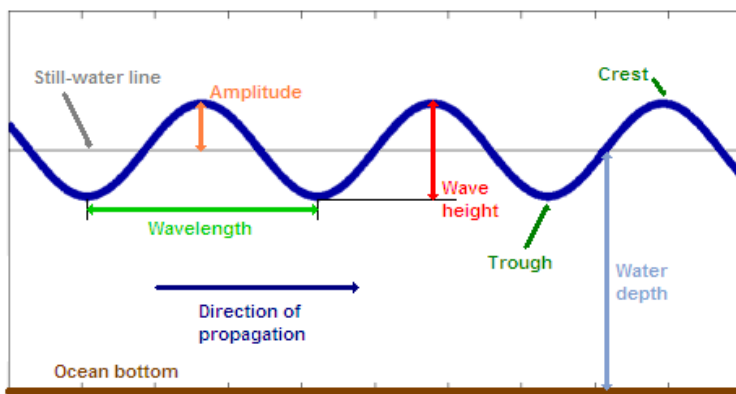
¹⁰ Wave Height

¹¹ Steepness

$$\Delta = \frac{H}{L}$$

(۶-۲)

در شکل (۲-۲) پارامترهای موج نشان داده شده است.



شکل (۲-۲): پارامترهای موج

در شکل (۲-۲)، Amplitude نشان دهنده دامنه موج، Wavelength معرف طول موج و Wave height نمایانگر ارتفاع موج می باشد.

۲-۱-۵- تأثیر عمق بر رفتار امواج

از دیدگاه دیگری می توان امواج را به دو دسته امواج بلند^{۱۲} یا امواج آبهای کم عمق^{۱۳} و امواج کوتاه یا امواج آبهای عمیق تقسیم کرد. این تقسیم بندی بر اساس نسبت طول موج به عمق اقیانوس صورت می گیرد و از لحاظ بررسی رفتار موج بسیار مهم است.

۲-۱-۵-۱- امواج کوتاه

امواج کوتاه طول موج کمتر از ۲ برابر عمق آب دارند و عموماً^{۱۴} در فرض $h \ll \frac{1}{k}$ صدق می کنند. در این امواج مسیر حرکت ذرات به صورت دایره ای است و دامنه آن با افزایش عمق به صورت نمایی کاهش می یابد، به

^{۱۲} Long Wave

^{۱۳} Shallow Water Wave

طوری که در عمقی تقریباً "برابر نصف طول موج به صفر می رسد و اعماق پایین تر را متأثر نمی کند. از آنجا که در امواج کوتاه جابجایی افقی در کف اقیانوس صفر است، سرعت این امواج مستقل از عمق اقیانوس است و همچنین امکان ایجاد امواج کوتاه در اثر تغییر شکل کف اقیانوس وجود ندارد. امواج کوتاه در اقیانوس عموماً "در اثر باد ایجاد می شوند و طول موج، پریود و نیروی آنها تابع سرعت باد است. عموماً "ارتفاع این امواج با مجذور سرعت باد متناسب است و دوره تناوبی در حدود ۱۰ ثانیه و طول موجی در حدود ۱۰۰ متر دارند.

۱-۱-۵-۲- امواج بلند

طول موج امواج بلند بیشتر از ۲۰ برابر عمق آب است ($1/k \gg H$)، به همین دلیل است که به آنها امواج آبهای کم عمق گفته می شود. میزان حرکت افقی ذرات در این امواج در تمام اعماق کم و بیش ثابت و تا دهها برابر بزرگتر از حرکت عمودی ذرات است. همچنین مولفه عمودی حرکت به طور خطی با افزایش عمق کاهش می یابد و در کف اقیانوس به صفر می رسد. از این رو مسیر حرکت ذرات در این امواج شکل بیضی خوابیده دارد. از آنجا که در امواج بلند جابجایی افقی در کف اقیانوس صفر نیست، سرعت امواج وابسته به عمق اقیانوس است. افت انرژی این امواج در اثر اصطکاک ناچیز است. این امواج عموماً "حالت سینوسی و متقارن خود را از دست می دهند. این امواج پریود ثابتی دارند اما طول موج و سرعت آنها با کاهش عمق کم می شود و بر عکس ارتفاع و تیزی آنها افزایش می یابد تا آنجا که عموماً "سرانجام دچار شکست می شوند. با توجه به آنچه گفته شد دلیل نامگذاری امواج بلند به امواج آبهای کم عمق، کوچک بودن عمق حوضه نسبت به طول موج آنهاست.

۲-۱-۶- شکست موج

به بیان ساده، رفتار غیرعادی موج در زمان شکست اثر وابستگی سرعت موج به دامنه است. در عمقهای خیلی کم، حرکت ذرات آب به واسطه بستر دریا محدود می شود. در واقع در این حالت سرعت نقاط مختلف موج وابسته به ارتفاع آنهاست، یعنی ذرات واقع در بخش فوقانی موج سریعتر از ذرات واقع در بخش تحتانی حرکت

می کنند. در نتیجه رفته رفته بخش فوقانی از بخش تحتانی پیشی می گیرد. با افزایش ارتفاع موج تیزی موج افزایش یافته و موج می شکند. نوع شکست تابع تیزی اولیه موج، گرادیان شیب ساحل و ... است.

۲-۱-۷- رفتارهای مرزی موج

وقتی امواج به مرز دو محیط می رسند، ممکن است بازتابیده، منکسر یا پراشیده شوند. بازتابش^{۱۴}، انکسار^{۱۵} و پراش^{۱۶} رفتارهای مرزی موج نام دارند. بازتابش در صورت وجود مانع اتفاق می افتد و می تواند جزئی یا کامل باشد و گاهی باعث تغییر فاز یا نوع موج (تبدیل موج طولی به عرضی و بر عکس) شود. امواج در ورود به محیط جدید می توانند به علت تفاوت خواص دو محیط و در نتیجه تغییر سرعت منکسر شوند و راستای حرکت آنها تغییر کند. عامل انکسار امواج دریا تغییرات عمق (و در نتیجه تغییرات سرعت) است و نه تغییر جنس محیط (همان گونه که در مبحث امواج بلند و کوتاه مطرح شد).

همچنین امواج می توانند در عبور از اطراف موانع و از داخل منافذ پراشیده شوند و جهتشان تغییر می کند. میزان پراش (تیزی زاویه خمش) با افزایش طول موج بیشتر می شود. در واقع وقتی طول موج خیلی کمتر از طول مانع باشد، پراش قابل توجهی رخ نمی دهد.

^{۱۴} Reflection

^{۱۵} Refraction

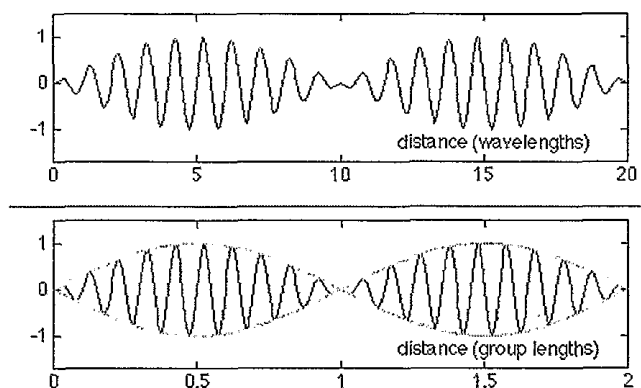
^{۱۶} Diffraction

۲-۱-۸- پدیده پخش^{۱۷}، سرعت فاز^{۱۸} و سرعت گروه^{۱۹}

برهم‌نهی موج‌هایی با فرکانس‌های نزدیک به هم گروه موج یا بسته موج را تولید می‌کند (شکل ۲-۳). هر یک از موجها با سرعت فاز یا همان سرعت موج c حرکت می‌کنند، در حالیکه بسته‌های موج با سرعت گروه منتقل می‌شوند و انرژی موج را نیز انتقال می‌دهند، پس سرعت انتقال انرژی همان سرعت گروهی است. سرعت گروه از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$u = c - L \frac{dc}{dL} \quad (2-7)$$

در نتیجه انرژی توسط بسته‌های موج انتقال می‌یابد و می‌تواند سرعتی کمتر یا بیشتر از هر یک از موج‌های منفرد داشته باشد، به این پدیده پخش گفته می‌شود. عموماً^{۲۰} در محیط‌های انتقال مادی امواج پخشی هستند، اما استثنائاتی نیز مانند امواج صوت و برخی از امواج آب وجود دارد.



شکل (۲-۳): امواج منفرد و بسته موج. (<http://www.es.flinders.edu.au>)

در تئوری کلاسیک امواج، با توجه به آن که عموماً^{۲۱} در امواج اقیانوسی تیزی موج بسیار کم است $\Delta \ll 1$ و یا به عبارتی $H \gg L$ ، سرعت فاز $c(\omega)$ و سرعت گروهی $u(\omega)$ امواج سطحی ثقلی در اقیانوسی با کف هموار و عمق یکنواخت از رابطه زیر بدست می‌آید:

^{۱۷} Dispersion

^{۱۸} Phase Velocity

^{۱۹} Group Velocity

$$c(\omega) = \sqrt{\frac{gh \cdot \tanh[k(\omega)h]}{k(\omega)h}} \quad (۸-۲)$$

$$u(\omega) = c(\omega) \left[\frac{1}{2} + \frac{k(\omega)h}{\sinh[2k(\omega)h]} \right] \quad (۹-۲)$$

با توجه به پدیده پخش سه حالت در امواج می توان در نظر گرفت که عبارتند از انتشار غیر پخشی، پخش عادی و پخش غیر عادی^{۲۰}.

در انتشار غیر پخشی سرعت فاز و گروه برابرند، بدین معنا که انرژی و موج با یک سرعت حرکت می کنند. این پدیده در مورد امواج بلند رخ می دهد و سرعت آنها مستقل از پریود و وابسته به عمق آب است یعنی:

$$c(\omega) = u(\omega) = \sqrt{gh} \quad (۱۰-۲)$$

در پخش عادی سرعت فاز با طول موج افزایش می یابد(امواج با پریود بلندتر سریعتر حرکت می کنند) و در نتیجه سرعت گروه کمتر از سرعت فاز است و انرژی آهسته تر از موج حرکت می کند.

این پدیده عموماً^{۲۱} در مورد امواج کوتاه رخ می دهد. در خلال انتشار پدیده پخش نقش مهمی در کاهندگی امواج سونامی دارد.

$$c(\omega) = 2u(\omega) = \sqrt{\frac{g\lambda(\omega)}{2\pi}} \quad (۱۱-۲)$$

در پخش غیرعادی سرعت فاز کمتر از سرعت گروه است و امواج با پریود کوتاهتر سریعتر حرکت می کنند.

^{۲۰} Anomalous

^{۲۱} Attenuating

۲-۲- فیزیک سونامی

۲-۲-۱- مقدمه:

واژه سونامی، از زبان ژاپنی گرفته شده و به معنای بندر (سو) و موج (نامی) است. این واژه، توسط ماهیگیرانی به وجود آمده که هنگامی که به ساحل برمی‌گشتند، مناطق اطراف بندر و خانه های خود را تخریب شده بر اثر موج دریا می‌دیدند در حالیکه در دریا هیچ اثری از موج نبود و آنها از وجود موج در آبهای آزاد اطلاعی نداشتند. در اقیانوسهای عمیق، سونامی رخدادی زیر سطحی نیست و دامنه ای (ارتفاع موج) بسیار کوچک و طول موجی بسیار بلند دارد (اغلب طول آنها صدها کیلومتر است) و به همین علت است که در دریا قابل توجه نیستند و در اقیانوس، تنها امواجی گذرا را تشکیل می‌دهند. در زبان فارسی به سونامی زلزله دریایی، زلزلاب، آب لرزه، آب تاز، دریالرز و غرباله نیز گفته می‌شود. سونامی پدیده ای طبیعی است و شامل یک سری از امواج می‌باشد که بر اثر یک ضربه ناگهانی در عمق اقیانوس یا دریا مثل وقوع زمین لرزه، بروز آتشفشان در عمق دریاها، لغزش قطعات پوسته زمین در زیر دریا، انفجارات اتمی یا حتی برخورد شدید یک شهاب سنگ به وجود می‌آیند. همه این وقایع موجب یک سری حرکات سریع در توده های آب شده و آنها را از حالت تعادل خارج ساخته و به صورت موج غول آسا گسترش می‌یابند. علاوه بر این سونامی می‌تواند بر اثر جابجا شدن توده های عظیم گل در عمق دریا یا تغییرات جوی تولید شود. اکثر سونامی‌ها به وسیله زمین لرزه تولید می‌شوند، از این روست که به امواج سونامی امواج لرزه ای دریا^{۲۲} نیز گفته می‌شود [۳].

زمین لرزه در کف اقیانوس یا دریا باعث تغییر شکل بستر اقیانوس یا دریا شده، سپس این تغییر شکل به به سطح آب منتقل می‌شود و انتشار موج سونامی شروع می‌شود. موج اولیه، طویل با دامنه کم می‌باشد. در حین انتشار سونامی از طول موج، موج سونامی کاسته و بر ارتفاع آن افزوده می‌شود. به گونه ای که وقتی موج

^{۲۲} Seismic Sea Wave

سونامی به ساحل می رسد، بیشترین ارتفاع و کوتاه ترین طول موج را داراست. در بخش های ۲-۲-۲ و ۳-۲-۲ چگونگی این رویداد به طور کامل توضیح داده شده است.

تفاوت سونامی و یک موج ایجاد شده بوسیله باد:

باد منبع انرژی موج حاصل است و اندازه سرعت باد به قدرت باد وابسته است ولی منبع تولید موج سونامی زمین لرزه است و قدرت موج سونامی به قدرت زمین لرزه بستگی دارد. نکته مهمی که باید به خاطر داشت این است که امواج نشان دهنده حرکت آب نیستند، بلکه حرکت انرژی از طریق آب را نشان می دهند

تفاوت امواج باد با امواج ایجاد شده توسط سونامی عبارتست از:

- دوره تناوب امواج تولید شده بوسیله باد در حدود ۵ تا ۲۰ ثانیه می باشند در حالیکه پریود امواج سونامی بین ۵ دقیقه تا یک ساعت است.
 - امواج تولید شده بوسیله باد در نزدیکی ساحل به دلیل کم عمقی (کاهش نسبت ارتفاع موج به عمق) می شکنند در حالیکه امواج سونامی در نواحی ساحلی مثل سیل عمل می نمایند.
 - تشخیص سونامی از سایر امواج بوسیله طول موج زیاد آنها می باشد. طول موج سونامی در آبهای عمیق صدها کیلومتر است.
 - سرعت امواج سونامی دهها و گاهی "صدها بار بیشتر از امواج عادی دریا است. به این علت انتشار امواج سونامی و اثرات آنها بر خط ساحلی بسیار با امواج حاصل از باد متفاوت است.
- صرفنظر از مقیاس، تمام سونامی ها سه مرحله ایجاد^{۲۳}، انتشار^{۲۴} و بالاروی امواج بر روی ساحل^{۲۵} را تجربه می کنند. در ادامه هر یک از این فازها توضیح داده می شود.

^{۲۳} Generation

^{۲۴} Propagation

^{۲۵} Run-up

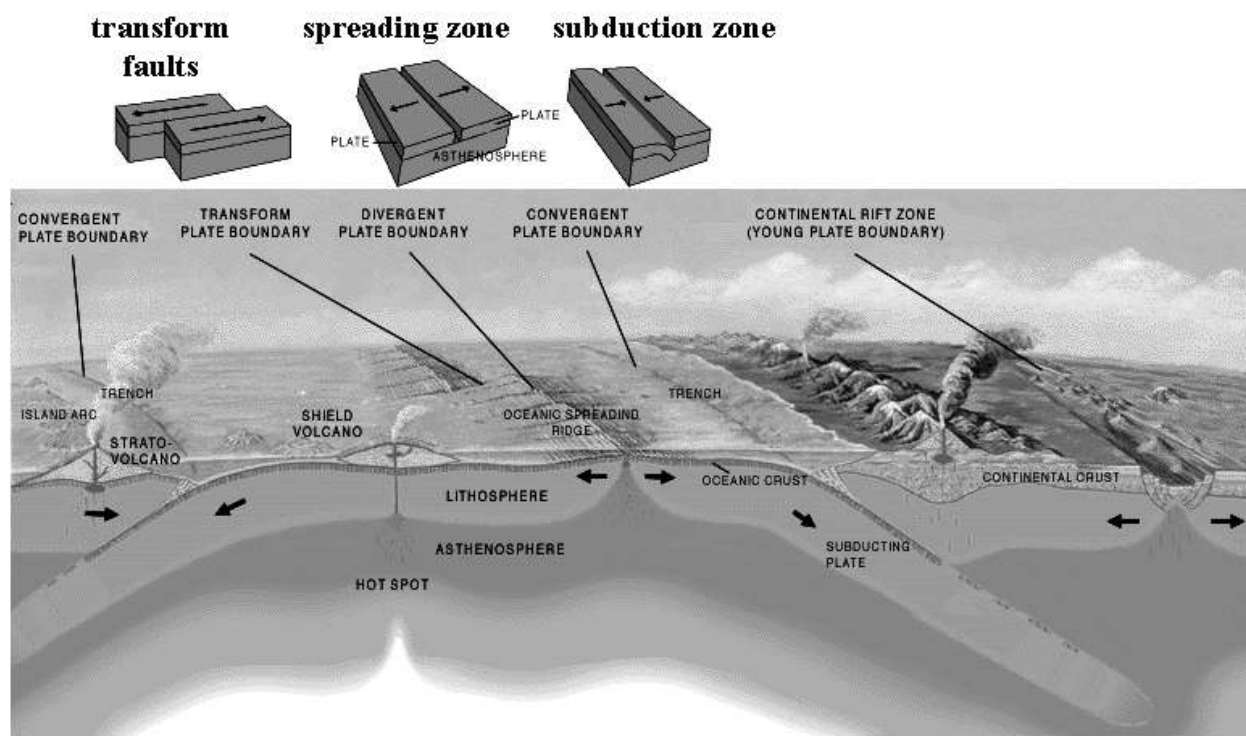
سونامی ها طول موجی حداقل ۳ برابر عمق اقیانوس ها در محل ایجادشان دارند و ندرتا" طول موجی کمتر از ۱۰ کیلومتر دارند. اندازه آشفستگی ایجاد شده در کف اقیانوس عموماً" حد بالایی طول موج را مشخص می کند. در عین حال پدیده پخش در مورد امواج سونامی نقش مهمی دارد.

۲-۲-۲- ایجاد سونامی

از آنجایی که زمین لرزه های زیردریایی شایع ترین و قوی ترین سونامی ها را ایجاد می کنند، در تحقیق حاضر به بررسی این دسته از سونامی ها پرداخته می شود. مطالعه پدیده سونامی در چند دهه اخیر نشان می دهد که تقریباً" منشأ همه زمین لرزه های سونامی زا، نواحی فرورانش در کف اقیانوس ها و دریا ها می باشد [۲]. برای اینکه بدانیم این زلزله ها چگونه رخ می دهند، باید " زمین ساخت صفحه ای"^{۲۶} را بشناسیم. نظریه زمین ساخت صفحه ای بیان می کند که لیتوسفر^{۲۷} یا بخش فوقانی کره زمین از چندین صفحه عظیم تشکیل شده است. این صفحات قاره ها و کف دریاها را می سازند. این صفحات بر روی یک لایه زیرین چسبناک نیمه جامد به نام آستنوسفر^{۲۸} قرار دارند. این صفحات به طور مداوم روی کره زمین با سرعتی در حدود ۲/۵ تا ۵ سانتی متر در سال در حال حرکتند. این حرکت بیش از همه در طول خطوط گسل رخ می دهد. اکثر زمین لرزه ها و آتشفشان ها هنگامی که دو صفحه در ناحیه ای که مرز صفحه ای^{۲۹} نامیده می شود، در تلاقی با یکدیگر قرار می گیرند، اتفاق می افتند. بر اساس نظریه زمین ساخت صفحه ای به طور کلی سه نوع مرز بین صفحات زمین ساختی قابل تشخیص است که عبارتند از نواحی فرورانش^{۳۰}، نواحی گسترشی^{۳۱} و گسله های تبدیلی^{۳۲} [۵].

^{۲۶} Tectonic
^{۲۷} Lithosphere
^{۲۸} Asthenosphere
^{۲۹} Plate Boundary
^{۳۰} Subduction Zone
^{۳۱} Spreading Zone
^{۳۲} Transform Faults

شکل (۴-۲) انواع مرز صفحه ای را نشان می دهد.



شکل (۴-۲): انواع مرز بین صفحات زمین ساختی

با توجه به شکل (۴-۲) نواحی فرورانش، مناطقی هستند که در آنها یک صفحه زمین ساختی اقیانوسی^{۳۳} به زیر یک صفحه قاره ای^{۳۴} می لغزد. در اثر این فرورانش، در سطح تماس دو صفحه به مرور زمان تمرکز تنش صورت گرفته که نتیجه این وضعیت بروز زمین لرزه است. انرژی این نیرو به آب منتقل می شود و آب را به بالاتر از سطح معمول دریا می راند. بدین ترتیب سونامی تولید می شود.

^{۳۳} Oceanic Crust

^{۳۴} Continental Crust

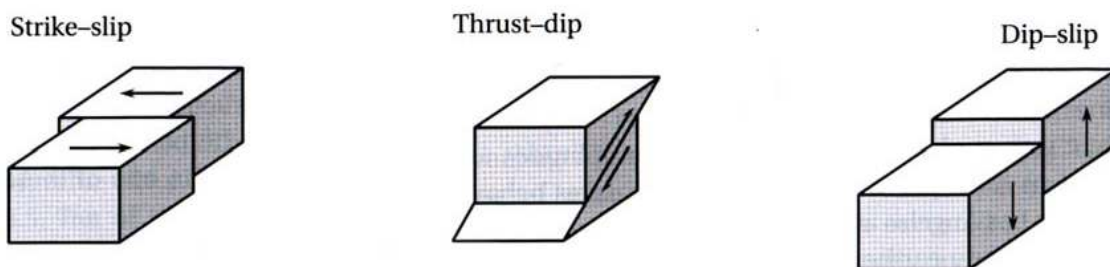
انواع گسل:

تقسیم بندی گسل ها فقط بر اساس هندسه و جهت جابجائی نسبی ایجاد شده در آنها صورت می پذیرد. گسلهای امتداد لغز و گسلهای شیب لغز دو تقسیم بندی کلی گسلها می باشند که در زیر تعاریف مربوط به آنها ارائه می شود. شکل (۵-۲) انواع گسل ها را نشان می دهد.

گسل های امتداد لغز^{۳۵}: گسل هایی که امتداد اصلی لغزش در امتداد راستای گسل باشد، گسل امتداد لغز نامیده میشوند. در این گسل ها جابجایی کلی (لغزش کلی) به موازات امتداد گسل است، یعنی لغزش امتدادی غالب بر لغزش شیبی است.

گسل های شیب لغز^{۳۶}: گسل هایی که امتداد اصلی لغزش موازی جهت شیب گسل باشد، گسل های شیب لغز نامیده می شوند. در صورتی که نیروی وارده فشاری بوده و دو قطعه را به هم نزدیک کند، گسل شیب لغز معکوس و در صورت دور شدن دو قطعه از هم گسل شیب لغز نرمال نامیده می شود.

گسل های شیب لغز خالص^{۳۷}: گسل هایی که زاویه لغزش در آنها برابر ۹۰ درجه باشد، گسل های شیب لغز خالص نامیده می شوند. این نوع گسل ها بیشترین بالآمدگی را در سطح زمین ایجاد می کنند.



شکل (۵-۲): انواع گسل

^{۳۵} Strike Slip

^{۳۶} Thrust Dip

^{۳۷} Dip Slip

در بیشتر گسل ها لغزش، ترکیبی از شیب لغز و امتداد لغز می باشد، اما عمدتاً "گسل هایی که تغییر مکان عمودی و تغییر شکل هایی به اندازه کافی بزرگ در بستر دریا به وجود می آورند، باعث تولید سونامی ها می شوند.

پارامترهای زلزله ای موثر در تولید سونامی:

اکثر مشخصات سونامی تابع پارامترهای زلزله ای است که آن را به وجود می آورد. مهمترین این پارامترها گشتاور لرزه ای^{۳۸}، سازوکار و عمق زلزله^{۳۹} هستند.

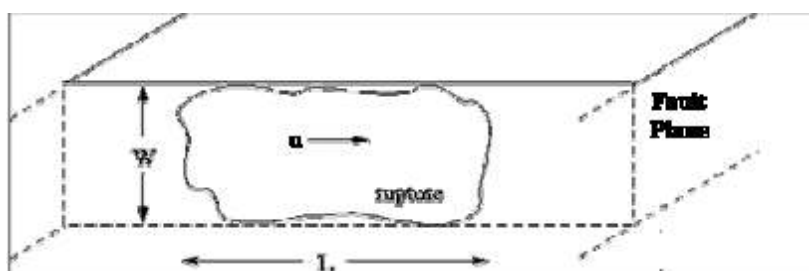
گشتاور لرزه ای M_s ، قدرت زلزله را نشان می دهد و تابع سختی سنگها در چشمه μ ، مساحت گسیختگی A و لغزش متوسط گسل u است، به صورت زیر بیان می شود:

$$M_s = \mu \cdot u \cdot A \quad (۱۲-۲)$$

M_s : گشتاور لرزه ای (Nm) μ : سختی سنگها در چشمه (N/m^2)

u : لغزش متوسط گسل (m) A : مساحت گسیختگی (m^2)

شکل (۶-۲) پارامترهای گسل را نشان می دهد.



شکل (۶-۲): صفحه گسل

^{۳۸} Seismic Moment

^{۳۹} Focal Depth

رابطه تجربی برای ارتباط دادن بزرگا به گشتاور لرزه ای به صورت زیر ارائه شده است :

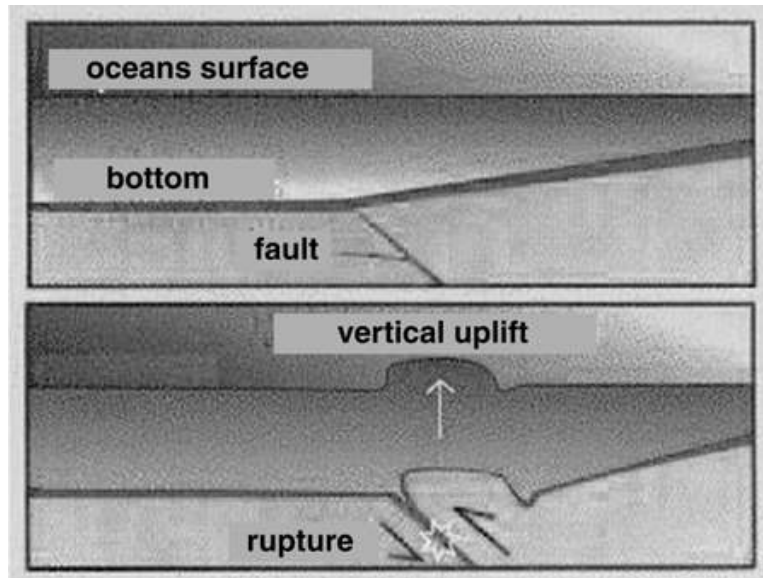
$$M_w = \frac{\log M_s}{1.8} - 10.73 \quad (12-1)$$

M_w : بزرگای گشتاور، یکی از معیارهای تعیین و گزارش بزرگای زمین لرزه می باشد.

M_s : گشتاور لرزه ای، معیاری جهت تعیین قدرت زمین لرزه بر حسب نیوتن- متر می باشد.

سازوکار، جهت یافتگی گسل لرزه زا و جهت لغزش روی سطح گسل را نشان می دهد. عموماً "گسل به صورت یک یا تعدادی سطح مستطیلی در نظر گرفته می شود، که توسط دو زاویه، امتداد و شیب، در فضا مشخص می شود. زاویه سوم زاویه بردار لغزش، با خطی افقی در سطح گسل است که نمایانگر جهت حرکت است. نقش سازوکار به اندازه گشتاور لرزه ای واضح و بدیهی نیست. اما می توان گفت زلزله ای با جابجایی قائم زیاد نسبت به زلزله ای با جابجایی افقی زیاد نقش موثرتری در ایجاد سونامی دارد. نیازی به توضیح نیست که هرچه عمق زلزله کمتر باشد سونامی قدرتمندتری ایجاد می کند.

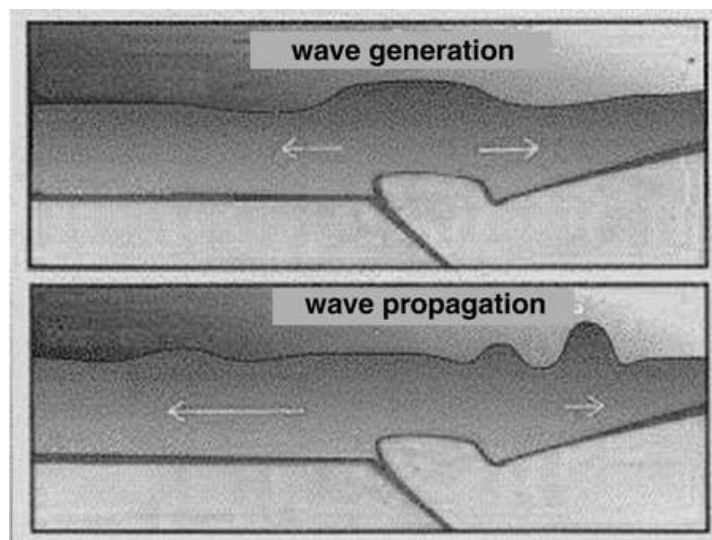
به طور کلی می توان گفت دامنه امواج سونامی با سطح گسل و لغزش متوسط گسل رابطه مستقیم و با عمق زلزله رابطه عکس دارد. به استثنای گسلهای کم عمق نسبتاً افقی، شیب عامل مهمی در ایجاد سونامی نیست. در سونامی های ناشی از زمین لرزه های زیر دریایی، میدان تغییر شکل بستر دریا در اثر حرکت گسل ها در نواحی فرورانش به عنوان فاز تولید سونامی و شکل اولیه موج فرض می گردد [۶]. در واقع بلافاصله بعد از رخداد زلزله، در سطح آب برآمدگی و فرورفتگی مشابه کف اقیانوس دیده می شود. شکل (۲-۷) جابجایی اولیه تراز آب دریا را که تقریباً برابر با جابجایی بستر دریا ناشی از زمین لرزه می باشد، نشان می دهد.



شکل (۷-۲): جابجایی سطح آب ناشی از زمین لرزه کف دریا

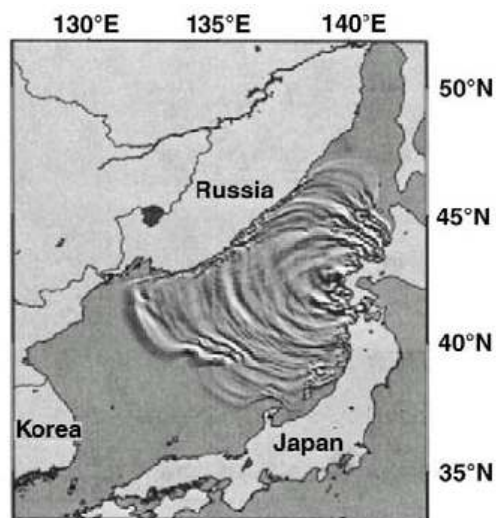
۲-۲-۳- انتشار سونامی

با توجه به مطالب عنوان شده در قسمت ایجاد سونامی، هنگامی که زمین لرزه در بستر دریا اتفاق می افتد، باعث ایجاد بالا آمدگی و فرو رفتگی بستر دریا شده و حجم عظیمی از آب را جابجا کرده و انرژی پتانسیل ناشی از هل دادن آب از بستر دریا تا سطح آن، به انرژی جنبشی برای انتشار موج سونامی و ایجاد امواج بلند ثقلی تبدیل می شود. در شکل (۸-۲) شروع موج سونامی و انتشار آن به سمت ساحل نمایش داده شده است.



شکل (۸-۲): نمایی از شروع یک موج سونامی و انتشار آن

ساطع شدن امواج اولیه طویل با دامنه کم از محل چشمه به خارج، شبیه رویدادی است که پس از پرتاب یک قلوه سنگ در دریاچه رخ می‌دهد. شکل (۹-۲) نمایشگر این رویداد است.



شکل (۹-۲): ساطع شدن امواج سونامی به خارج از چشمه

سونامی ها بر اساس فاصله بین مکان ایجاد سونامی تا محل مورد نظر (Δ) به سه دسته، سونامی دوردست^{۴۰} ($\Delta < ۷۵۰$ کیلومتر)، سونامی ناحیه ای^{۴۱} ($۷۵۰ - ۱۰۰$ کیلومتر Δ) و سونامی موضعی^{۴۲} ($\Delta > ۱۰۰$ کیلومتر) تقسیم می شوند [۴].

در انتشار، بخشی از سونامی به سمت اقیانوس عمیق (سونامی دوردست) و بخشی دیگر به نزدیک ساحل (سونامی محلی و ناحیه ای) حرکت می کند. معمولاً سونامی در مناطق ساحلی نزدیک به چشمه به صورت یک موج منفرد دیده می شود، در صورتیکه در مناطق ساحلی دور از چشمه، به علت پخش، امواج متعددی دریافت می شود.

اغلب سونامی هایی که توسط زمین لرزه های بزرگ ایجاد می شوند مانند یک رشته موج^{۴۳} حرکت می کنند. این رشته موج شامل امواج طویل با طول موج های متعددی که اغلب از ۲۰۰ کیلومتر در اقیانوس عمیق تجاوز می کنند، می باشد. معمولاً یکی از امواج مشخص تر از بقیه موجهاست. در قسمتهای عمیق تر اقیانوس بیشترین ارتفاع موج به ندرت از ۰/۵ متر تجاوز می کند، که برای افراد روی کشتی قابل توجه نیست.

سرعت حرکت موج سونامی:

می دانیم که سرعت حرکت یک موج بوسیله رابطه زیر محاسبه می گردد:

$$C = \left(\left(\frac{gL}{\pi} \right) \tanh\left(\frac{\pi d}{L}\right) \right)^{0.5} \quad (۱۴-۲)$$

در رابطه فوق C سرعت موج (m/s)، L طول موج (فاصله بین دو قله متوالی موج) (m)، d عمق آب (m) و g شتاب گرانشی (m/s^۲) می باشد.

^{۴۰} Distant

^{۴۱} Regional

^{۴۲} Local

^{۴۳} Wave Trains

از آنجایی که طول موج سونامی ها در ژرفترین قسمت اقیانوس به صدها کیلومتر می رسد و چندین برابر بزرگتر از عمق آب می باشد ($L \gg d$)، عمق نسبی (d/L) بسیار کوچک بوده و نتیجتاً تانژانت هیپربولیک با مقدار زاویه آن برابر خواهد شد و خواهیم داشت:

$$C = \left(\left(\frac{gL}{2\pi} \right) \cdot \left(\frac{2\pi d}{L} \right) \right)^{1/2} = (gd)^{1/2} \quad (2-15)$$

از این رو امواج سونامی در دسته امواج بلند قرار می گیرند و مانند امواج آبهای کم عمق حرکت می کنند. سرعت انتشار امواج آبهای کم عمق تنها تابعی از عمق آب می باشد فرمول فوق نشان می دهد که امواج بلندتر سریعتر از امواج کوتاهتر حرکت می کنند. جدول (۲-۱) نشان می دهد که یک سونامی می تواند با یک هواپیما در عبور کردن از یک اقیانوس در طی یک روز رقابت نماید.

جدول (۲-۱) سرعت انتشار سونامی ها در اعماق مختلف

سرعت انتشار سونامی (C)	عمق اقیانوس (d)	
$150 - 250 \text{ m/s}$ ($\sim 550 - 900 \text{ Km/h}$)	$d > 2 \text{ Km}$	اقیانوس عمیق تر ^{۴۴}
$30 - 90 \text{ m/s}$ ($\sim 100 - 300 \text{ Km/h}$)	$d < 1000 \text{ m}$	فلات قاره ^{۴۵}
$10 - 20 \text{ m/s}$ ($\sim 35 - 70 \text{ Km/h}$)	$d = 50 - 10 \text{ m}$	جلوی ساحل ^{۴۶}

طول موج سونامی:

طول موج سونامی به صورت تابعی از سرعت موج (c) و پریود موج (T) برای عمق ثابت به صورت زیر تعریف می شود:

$$L = c.T \quad (2-16)$$

L : طول موج (m)

c : سرعت موج (m/s) T : پریود موج (s)

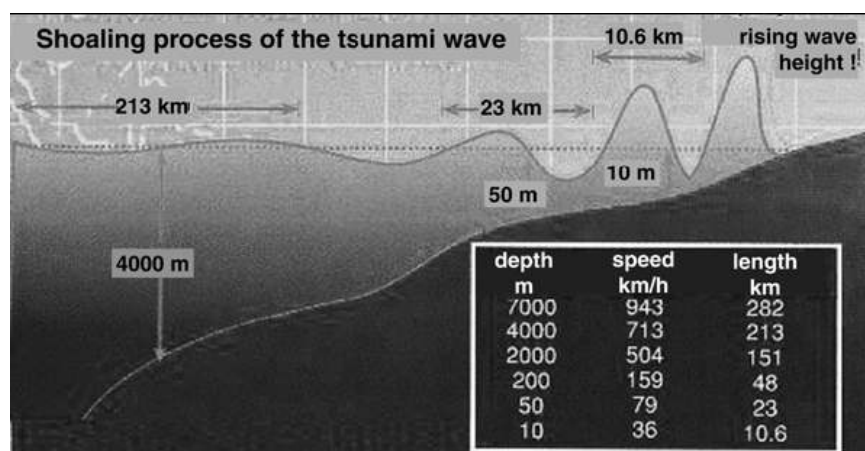
^{۴۴} Deeper Ocean

^{۴۵} Continental Shelf

^{۴۶} Front of the coast

ارتفاع موج سونامی:

در هنگام انتشار سونامی، تغییرات در عمق و در کف دریا سبب می شود امواج سونامی به طور پیوسته رشد کنند و شکل آنها نیز تغییر می یابد. با کاهش عمق آب، سرعت انتشار و طول موج امواج سونامی کاهش می یابد (طبق فرمولهای ۲-۱۵ و ۲-۱۶)، در نتیجه باعث فشرده شدن امواج و افزایش ارتفاع آنها می شود. به طوریکه ارتفاع موج سونامی در نواحی ساحلی به بالاترین ارتفاع خود می رسد، در حالیکه طول موج به طور قابل توجهی کاهش می یابد، با بالاترین قدرت خود به سازه های ساحلی ضربه وارد می کند. این فرآیند، کم عمق شدن موج^{۴۷} نامیده می شود که در شکل (۲-۱۰) نشان داده شده است.



شکل (۲-۱۰): فرآیند کم عمق شدن موج سونامی

جهت انتشار امواج سونامی:

عموماً "امواج سونامی در جهت عمود بر امتداد گسل های طولانی منتشر می شوند و در جهت موازی امتداد، امواج تقریباً" حذف می شوند. با کمک این مفهوم می توان مناطقی را که انتظار بلندترین امواج در آنها می رود، مشخص کرد.

^{۴۷} Shoaling

یکی از برجسته ترین مشخصات سونامی، پخش فرکانس است؛ بدین معنا که امواج با دوره تناوب طولانی تر زودتر به ساحل می رسند. همانگونه که قبلاً نیز ذکر شد، زلزله های کم عمق، سونامی هایی با فرکانس های بالاتر ایجاد می کنند. هرچه فرکانس امواج افزایش یابد، سرعت انتشار آنها کاهش می یابد. درک این پدیده در تحلیل ارتفاع امواج در فواصل مختلف از چشمه مهم است؛ در سواحل با فواصل کم، سونامی حاصل از یک زلزله کم عمق (در مقایسه با زلزله ای با همان بزرگای در عمق بیشتر) امواجی چند برابر بلندتر ایجاد می کند. با فاصله گرفتن از چشمه، ارتفاع حداکثر امواج برای زلزله های عمیق و کم عمق به هم نزدیک می شود. در فواصل دور تاثیر عمق رفته رفته از بین می رود و ارتفاع امواج ناشی از گسلهائی با عمق متفاوت نهایتاً برابر می شود.

۲-۲-۴- برخورد سونامی به ساحل

وقتی سونامی به ساحل می رسد، اصطکاک با کف اقیانوس سرعت حرکت جبهه موج را کم می کند، از این رو اختلاف سرعتی در بخشهای مختلف امواج به وجود می آید و سبب می شود که موجهای عقبی بر موجهای جلویی انباشته شوند. این عمل موجب ایجاد امواجی با ارتفاعی زیاد می گردد. گرچه ورود به بخشهای کم عمق ساحل باعث کاهش سرعت سونامی می شود، هنوز سرعت سونامی به اندازه ای زیاد است که توانایی کافی برای ویران کردن ساختمانها و انتقال کشتیها به داخل خشکی داشته باشد. توپوگرافی کف دریا در این محل و شکل ساحل بر ظاهر و رفتار سونامی تاثیر می گذارد.

سونامی در بدو ورود به ساحل می تواند در یکی از اشکال زیر ظاهر شود:

- بالا یا پایین رفتن ناگهانی سطح آب (شکل ۲-۱۱)

- گروهی از موجها

- دیواره آب

- نشیب پیشتاز^{۴۸}: گاه دیده می شود که قبل از وقوع سونامی دریا به طور ناگهانی پسروی می کند. مطالعات نظری و بازدیدهای میدانی بعد از سونامی نشان داده که در صورتی که نشیب پیشتاز رخ دهد، خیزش و آبگرفتگی شدیدتر خواهد بود.

معیاری برای شکست موج توسط بریانت^{۴۹} [۷] به صورت زیر تعریف شده است:

$$Br = \frac{\omega^2 H}{g (\tan \beta)^3} \quad (17-2)$$

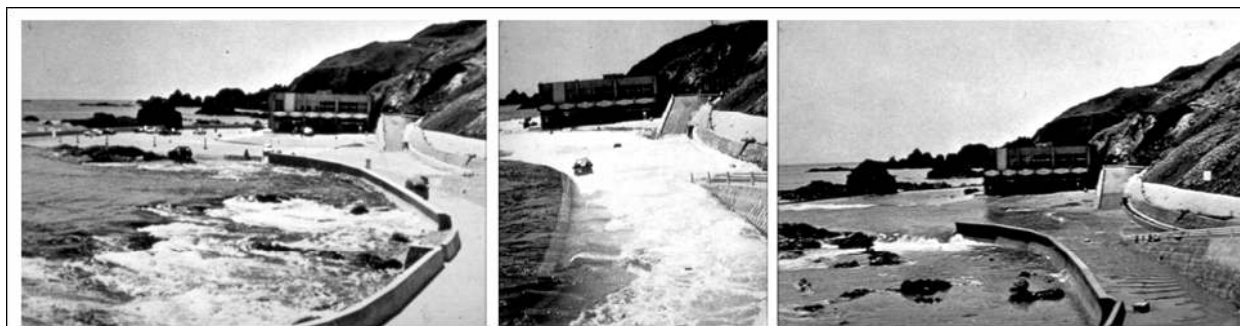
Br : پارامتر شکست β : شیب ساحل (رادیان)

H : ارتفاع موج (m) ω : بسامد زاویه ای موج (۱/s)

اگر پارامتر شکست (Br) بزرگتر از یک باشد، موج می شکند.

خیلی به ندرت اتفاق می افتد که امواج سونامی روی ساحل بشکنند. وقتی شکست امواج سونامی در ساحل

اتفاق افتد، مانند چکش به ساحل ضربه می زنند (شکل ۲-۱۲).



شکل (۲-۱۱): رسیدن سونامی به ساحل. اولین تصویر از چپ، ورود موج و آخرین تصویر بازگشت^{۵۰} (عقب نشینی) موج را نشان می دهد. توجه کنید کامیون کوچک که در تصویر وسط نشان داده شده، در آخرین تصویر ناپدید شده است. همچنین با توجه به دیوار موج شکن در آخرین تصویر، بیشترین ارتفاع آب به وضوح مشخص است.

^{۴۸} Leading Trough

^{۴۹} Bryant



شکل (۲-۱۲): شکست موج سونامی در ساحل

سونامی حتی می‌تواند به علت خصوصیات متفاوت بستر دریا و ساحل به مناطق دور از ساحل هم برسد. برای مثال یک منطقه حفاظت شده ساحلی با ورودی باریک یک مسیر "شیپوری" ایجاد می‌کند، که باعث تشدید قدرت مخرب امواج می‌شود. یا کانال رودخانه‌ای راه را برای نفوذ بیشتر سونامی به مناطق داخلی‌تر می‌گشاید. تا زمانی که یک سونامی به ساحل برخورد نکند، مشکل است نحوه تعامل آن را با خشکی پیش‌بینی کرد.

۲-۲-۵- انرژی سونامی

انرژی موج متناسب با طول موج و مجذور ارتفاع موج است. این بدان معناست که عموماً "امواج سونامی در آبهای عمیق ارتفاعی کمتر از ۱ متر ولی طول موجی تا ۶۰۰ کیلومتر دارند. چنین موجی انرژی خود را بسیار کند از دست می‌دهد. در ورود به قسمت‌های کم عمق، سرعت و طول موج کاهش می‌یابد و بنابراین طبق قانون بقای انرژی ارتفاع آن افزایش می‌یابد. در صورتی که موج در این قسمت بشکند، در برخورد با ساحل خسارات زیادی وارد می‌کند، اما اگر دچار شکست نشود عموماً "بخش اعظم خسارات آن در بازگشت موج و کشیده شدن اجسام و افراد به داخل آب است. محاسبه انرژی تخریبی سونامی، علاوه بر مشخصات خود موج، نیازمند دانستن بسیاری از پارامترهای ساحل و اقیانوس، از قبیل شکل بستر دریا در محل ایجاد موج، وجود اسکله‌ها و

دماغه ها در منطقه ساحلی (و در نتیجه پراش و انعکاس و شکست امواج) باعث تغییر جهت امواج و تمرکز انرژی سونامی در مناطقی می شود که غیرقابل پیش بینی است.

بیشتر انرژی سونامی در جهت عمود بر جهت گسل منتشر می شود که این امر ناشی از جهت دار بودن انتشار امواج سونامی است. با توجه به نظریه جهت داری، امواج سونامی که دارای بیشترین قدرت تخریب هستند، در میدان دور در یک جهت خاص انتشار یافته و در آن جهت دارای بیشترین دامنه ارتفاع موج و انرژی هستند. در نتیجه بیشترین خسارات ناشی از سونامی در آن جهت خاص وارد خواهد شد. بن مناهم^{۵۱} و روزنمن^{۵۲} (۱۹۷۲) [۸] نشان دادند که این جهت خاص، جهت عمود بر امتداد گسل می باشد. اگرچه نظریه جهت داری خودش را در میدان دور نشان می دهد، ولی در میدان نزدیک نیز همواره می توان تاثیر فوق العاده آن را دید.

۲-۳- مقیاس های شدت^{۵۳} و بزرگای^{۵۴} سونامی

دو میزان سنجش متفاوت برای توصیف کردن سونامی ها وجود دارد؛ شدت و بزرگی. شدت اشاره به قدرت سونامی در محل و بزرگی دلالت بر انرژی کل سونامی دارد.

از ابتدای قرن بیستم مقیاس های متعددی که برای سنجش میزان خرابی سونامی پیشنهاد شده است. هاتوری^{۵۵} (۱۹۹۵) [۹]، بریانت (۲۰۰۱) [۷] و ساتاکه^{۵۶} (۲۰۰۲) [۳] مقیاس هایی را به منظور کمی نمودن وقایع سونامی ارائه نمودند. از میان مقیاس های پیشنهاد شده، مقیاس شدت سیبرگ به عنوان اولین مقیاس ارائه شده، مقیاس بزرگای آیدا^{۵۷} [۱۰] و ایمامورا^{۵۸} [۱۱] به علت گستردگی استفاده و مقیاس شدت سولوویف^{۵۹} [۱۲] به علت تمایز بین شدت و بزرگا، اهمیت ویژه ای دارند. در ادامه به معرفی این مقیاس ها می پردازیم.

^{۵۱} Ben-Menahem

^{۵۲} Rosenman

^{۵۳} Intensity

^{۵۴} Magnitude

^{۵۵} Hatori

^{۵۶} Satake

^{۵۷} Ida

۲-۳-۱- مقیاس شدت سیبرگ

اولین مقیاس شدت سونامی در ۱۹۲۷ توسط سیبرگ ارائه شد. این مقیاس توصیفی برای تعیین شدت سونامی که بعداً^{۵۸} توسط امبرسیز (۱۹۶۲) اصلاح شد شامل ۶ رده است.

۲-۳-۲- مقیاس بزرگای آیدا و ایمامورا

مقیاس آیدا (۱۹۸۱) ایمامورا (۱۹۹۳) یکی از مهمترین و رایج ترین مقیاس های مورد استفاده برای بزرگای سونامی است که به شکل زیر تعریف می شود:

$$m = \log_{10} H_{r,max} \quad (2-18)$$

m: مقیاس بزرگای سونامی آیدا و ایمامورا

$H_{r,max}$: ماکزیمم ارتفاع خیزش^{۵۹} مشاهده شده، معمولاً^{۶۰} در امتداد ساحل گزارش می شود.

جدول (۲-۲) مقیاس بزرگای سونامی آیدا و ایمامورا را بیان می کند.

۲-۳-۳- مقیاس شدت سولوویف

سولوویف (۱۹۷۰) با اشاره به این که یک رابطه بر اساس ارتفاع موج در ساحل نمی تواند معرف بزرگا باشد، مقیاس بزرگای سونامی آیدا و ایمامورا را به صورت زیر تصحیح کرد. وی بیان داشت که بزرگا معرف خواص دینامیکی چشمه است، در حالیکه ارتفاع امواج تابع هم مشخصات چشمه و هم شرایط ساختگاه ساحلی (مثلاً^{۶۰}) تغییرات محلی توپوگرافی کف دریا) است و از نظر تعریف به شدت نزدیک تر است. مقیاس شدت سولوویف به صورت زیر تعریف می شود:

^{۵۸} Imamura

^{۵۹} Soloviev

^{۶۰} Run-up

$$i = \log_r(\sqrt{r} H_{r,mean}) \quad (2-19)$$

i: شدت سونامی

H_{r,mean}: متوسط ارتفاع خیزش در ساحل

جدول (۲-۳) مقیاس شدت سونامی سولوویف را بیان می کند.

جدول (۲-۳): مقیاس بزرگای سونامی آیدا و ایمامورا (<http://tsun.sccc.ru>)

بزرگا	شدت خرابی
-۱	سونامی خفیف با حداکثر ارتفاع ۰/۵ متر
۰	ارتفاع موج حدود ۱ متر، بدون خسارت جدی
۱	ارتفاع موج حدود ۲ متر، تخریب خانه های مجاور ساحل، کشیده شدن کشتیها به داخل ساحل
۲	ارتفاع موج بین ۴ تا ۶ متر، تخریب سازه های نزدیک ساحل، تلفات انسانی قابل توجه
۳	ارتفاع موج بین ۱۰ تا ۲۰ متر، خرابی و تلفات جانی جدی در طول ۴۰۰ کیلومتر خط ساحلی
۴	ارتفاع موج بیش از ۵۰ متر، خرابی و تلفات جانی جدی در طول ۵۰۰ کیلومتر خط ساحلی

جدول (۳-۲): مقیاس شدت سولوویف (<http://tsun.sccc.ru>)

شدت	ارتفاع جهش موج (متر)	توصیف خرابی	توضیحات
I	۰/۵	بسیار خفیف	ثبت توسط دستگاهها
II	۱	خفیف	تشخیص توسط ساکنین سواحل بسیار هموار
III	۲	نسبتاً قوی	آبگرفتگی خفیف، صدمات جزئی به سازه های سبک
IV	۴	قوی	صدمه دیدن خاکریزها، سدها، سازه های سبک واقع در نزدیک ساحل و سازه های مستحکم واقع در خط ساحلی؛ کشیده شدن قایق های بزرگ و کشتیهای کوچک به داخل خشکی یا دریا؛ باقی گذاشتن واریزه های شسته شده در سطح ساحل
V	۸	خیلی قوی	تخریب کامل سازه های سبک؛ تخریب پوشش گیاهی؛ حرکت دیواره ای از آب در دهانه رودخانه ها به سمت

بالادست؛ غرق شدن افراد			
تخریب کامل یا جزئی سازه های ساخت دست بشر تا فاصله ای از ساحل؛ صدمه شدید به کشتیهای بزرگ؛ شکسته شدن یا از ریشه در آمدن درختان؛ تعداد بسیار زیاد تلفات جانی	فاجعه بار	۱۶	VI

ادامه جدول (۲-۳)

۲-۳-۴- مقیاس بزرگای ابه^{۶۱}

مقیاس ابه (۱۹۸۳) [۱۳] به صورت زیر تعریف می شود:

$$M_t = \log H + B \quad (20-2)$$

H: ماکزیمم دامنه موج سونامی (متر)

B: عبارت تصحیح کننده است که با برابر قرار دادن بزرگای سونامی با بزرگای گشتاور لرزه ای ($M_t = M_w$) ،

بدست می آید و برای انواع سونامی ها و بسته به ناحیه تولید سونامی متفاوت است.

مقیاس ابه برای سونامی های ناحیه ای ($100 \text{ km} < \Delta < 3500 \text{ km}$) در منطقه ژاپن:

$$M_t = \log H + \log \Delta + 5.8 \quad (21-2)$$

M_t : بزرگای سونامی

H: ماکزیمم دامنه موج سونامی (متر)

Δ : فاصله از چشمه تا محل مورد نظر (کیلومتر)

مقیاس ابه برای سونامی های گستره آرام ($\Delta > 3500 \text{ km}$):

$$M_t = \log H + C + 9.1 \quad (22-2)$$

^{۶۱} Abe

C: عامل فاصله، که بسته به خصوصیات چشمه سونامی از ۰/۶- تا ۰/۵ تغییر می کند.

۲-۴- تعیین خطر سونامی

تعیین خطر سونامی مستلزم تعیین احتمال رخداد یک دامنه مشخص در یک محل مشخص و در یک دوره زمانی مشخص است. یکی از مهمترین عوامل در تعیین خطر سونامی، محاسبه حداکثر دامنه سونامی است. اما این محاسبه مشکلات خاص خود را دارد. یکی از این مشکلات ساده سازی هایی است که در مورد گسلش انجام می گیرد. به عنوان مثال فرض یکنواختی آزاد شدن گشتاور لرزه ای در طول گسل عموماً "نقض می شود و این مشکل جدی در پیش بینی سونامی ایجاد می کند که به زلزله های غیرعادی موسوم اند. از این رو لازم است که برای اطمینان حداکثر دامنه سونامی در یک محدوده ارائه شود. در این زمینه تحقیقاتی توسط افرادی نظیر لگ^{۶۲} و همکاران (۲۰۰۴) [۱۴] انجام شد که خطر سونامی ناشی از گسل کاتالینا^{۶۳} در منطقه جنوب کالیفرنیا را مورد ارزیابی قرار دادند انجام شده است. برای این منظور، آنها سناریو های مختلفی برای زمین لرزه های محتمل در نظر گرفته و به ارزیابی آن پرداختند. آنها بزرگی زمین لرزه محتمل را از ۷ تا ۷/۶ تغییر داده و در هر مورد خطر سونامی را محاسبه کردند. هبرت^{۶۴} همکاران (۲۰۰۴) [۱۵] خطر سونامی در دریای مرمره^{۶۵} را بررسی کرده اند. آنها پس از مشخص کردن نواحی سونامی خیز محتمل در دریای مرمره و تعیین حداکثر بزرگای زمین لرزه مورد انتظار با توجه به اطلاعات تکتونیکی خطر سونامی را برآورد کرده اند. پلینوفسکی^{۶۶} و همکاران (۲۰۰۲) [۱۶] با تحقیق در مورد خطر سونامی در سواحل فرانسه ناشی از اقیانوس اطلس و جمع آوری اطلاعات لرزه ای موجود، دریافتند که متوسط بزرگای زمین لرزه های سونامی را در

^{۶۲} Legg

^{۶۳} Catalina

^{۶۴} Hebert

^{۶۵} Marmara

^{۶۶} Pelinovsky

منطقه حدود ۶/۸ است. آنها با استفاده از داده های لرزه ای، رابطه بین طول گسل و بزرگای زمین لرزه را برای منطقه مورد بحث استخراج کردند و با در اعمال زمین لرزه محتمل، خطر سونامی را در این منطقه مورد ارزیابی قرار داده اند.

۲-۵- پیش بینی^{۶۷} سونامی

شاید هدف نهایی مطالعات سونامی پیش بینی این پدیده باشد. پیش بینی سونامی ذاتاً با تعیین خطر سونامی متفاوت است زیرا تعیین خطر، آماری است اما پیش بینی، موردی است. در واقع پیش بینی به معنای پیشگویی قدرت سونامی است با علم به اینکه یک زلزله بالقوه خطرناک رخ داده است. گرچه امواج سونامی با سرعتی برابر سرعت یک هواپیمای جت حرکت می کنند، امواج لرزه ای که اطلاعات زلزله و گسلش را منتقل می کنند با سرعتی ۲۰ یا ۳۰ برابر آن حرکت می کنند. این مسئله پیش بینی سونامی را امکان پذیر می سازد. در بسیاری مناطق، بین زمان رسیدن امواج لرزه ای و زمان رسیدن امواج سونامی ساعتها فاصله است. این فرصت زمانی می تواند صرف تحلیل لرزه نگاشتها، تخمین پارامترهای زلزله (عموماً محل، گشتاور، سازوکار و عمق) و پیش بینی ارتفاع مورد انتظار امواج با استفاده از مدل های کامپیوتری ایجاد سونامی و بالاخره اعلام هشدار و تخلیه نواحی در معرض خطر شود. مهمترین مسئله در پیش بینی سونامی پیش بینی زمان ورود آن به محلهای مستعد تخریب در اثر امواج می باشد. با توجه به سرعت موج سونامی (رابطه ۲-۲۳)، زمان رسیدن موج سونامی، از ترکیب زمان عبور آن در امتداد فواصل متوالی (با عمقهای مشخص) توسط رابطه زیر تخمین زده می شود:

$$t = \sum \left(\frac{s}{c} \right) \quad (2-23)$$

S : مسافت طی شده توسط یک موج سونامی از منبع آن تا نقطه مورد نظر

C : سرعت موج سونامی

^{۶۷} Forecasting

۲-۶- مراکز هشدار سونامی:

مرکز هشدار سونامی آرام ریچارد هاگمیر (PTWC)^{۶۸} [۱۷] به صورت مرکز بین المللی هشدار سونامی های گستره اقیانوس آرام عمل می کند. تلاشهای این مرکز هشدارهای بین المللی در سال ۱۹۶۵ صورتی رسمی به خود گرفت و PTWC به عنوان مرکز اداره کننده سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام (TWSP) مسئولیت آن را پذیرفت. هدف اولیه PTWC آشکار سازی و تعیین مکان و تعیین پارامترهای لرزه ای زمین لرزه های سونامی زایی است، که در حوزه آرام یا در حواشی آن رخ می دهند. ایستگاه تعیین سطح آب در سرتاسر حوزه آرام زمین لرزه های دارای پتانسیل سونامی زایی را ارزیابی کرده، امواج سونامی را ثبت می کنند و اطلاعات مربوط به هشدار سونامی را منتشر می کنند. مرکز هشدار سونامی آرام (PTWC) که در نزدیکی هاوایی واقع شده اطلاعات مربوط به هشدار سونامی را به مسئولین امر ارائه می کند.

هشدارهای اولیه تنها به مناطقی داده می شوند که سونامی ظرف چند ساعت به آنجا می رسد و بولتن ها، حاوی زمان رسید پیش بینی شده سونامی در مناطق انتخابی از این نواحی می باشند. افرادی هم که خارج این مناطق قرار دارند در وضعیت مشاهده سونامی قرار می گیرند. سپس دانشمندان مرکز هشدار، داده های سطح دریا را ثبت می کنند، تا تعیین کنند که آیا سونامی رخ داده است و اگر سونامی مهمی با پتانسیل تخریب گسترده آشکار شود هشدار سونامی به کل حوزه آرام داده می شود. PTWC، داده های سطح آب دریا را از ۱۰۰ ایستگاه و از طریق تبادل داده ها با سرویس ملی اقیانوس ایالات متحده^{۶۹} WCATWC مرکز دانشگاهی بررسی سطح دریا در هاوایی، شیلی، استرالیا، ژاپن، روسیه و دیگر منابع بین المللی دریافت می کند. در بولتن های هشدار سونامی اطلاعاتی منتشر شده است تا از طریق انواع روشهای ارتباطات به مسئولان و عموم مردم هشدارهای فوری و مناسب دهند. به علاوه هر کشور می تواند برای ارائه هشدار در سونامی های

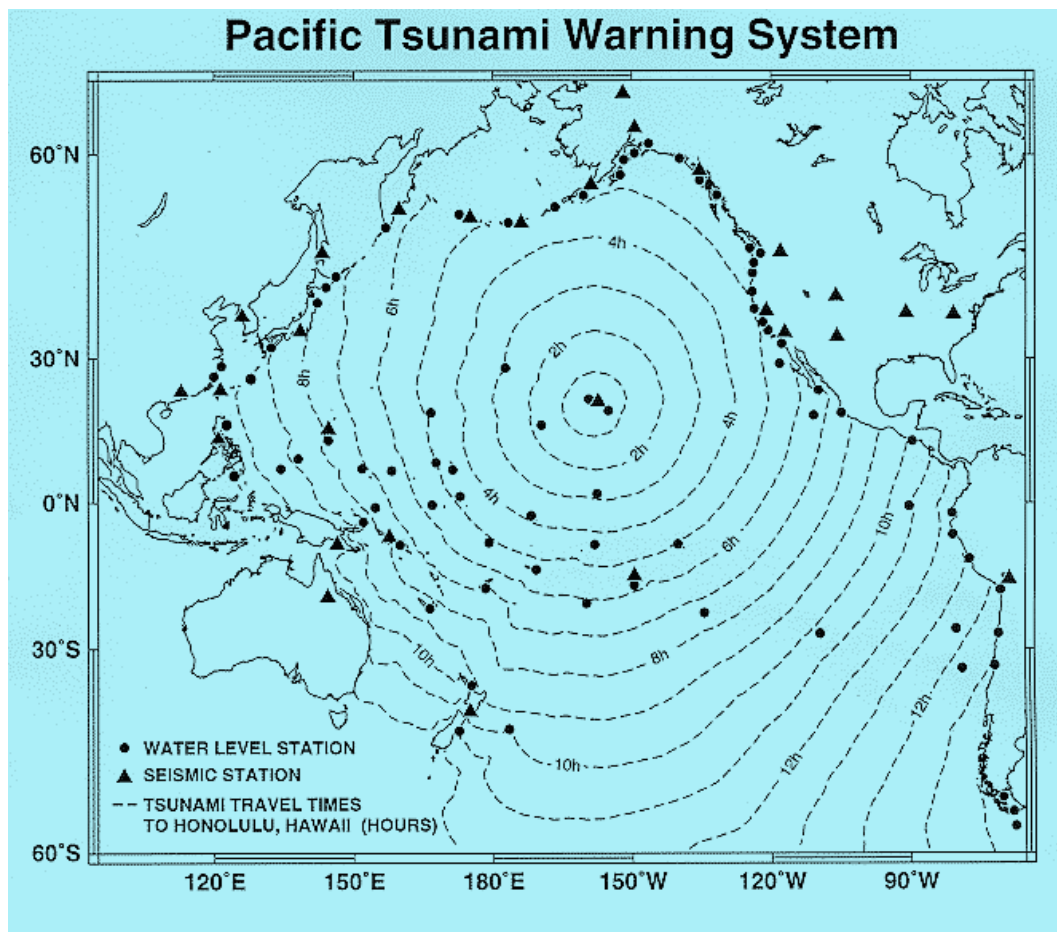
^{۶۸} Pacific Tsunami Warning Center

^{۶۹} West Cost and Alaska Tsunami Warning Center

ناحیه ای یا محلی مراکز هشدار ملی یا ناحیه ای را داشته باشد. آژانس هواشناسی ژاپن به ژاپن، کره و روسیه در باره سونامی هایی که در دریای ژاپن و دریای شرق رخ می دهند هشدار می دهد. مرکز پیشگیری سونامی پلینزیا در پلینزیای فرانسه هشدارهای سونامی را منتشر می کند و شیلی (سیستم ملی هشدار هواشناسی) و روسیه (سرویس هواشناسی روسیه) هم سیستمهای هشدار ملی دارند. در ایالات متحده، WCATWC برای ساحل غربی ایالات متحده و کانادا هشدار سونامی منتشر می کند و PTWC برای وابستگان ایالات متحده در اقیانوس آرام هشدار سونامی منتشر می کند. دیگر کشورها شامل استرالیا، کلمبیا، نیکاراگوئه، پرو و کره هم در حال توسعه قابلیت های هشدار هستند

بر خلاف اقیانوس آرام، هیچ سرویس هشدار سازمان دهی شده ای، اقیانوس هند را پوشش نمی دهد. بخشی از آن به علت نبود سونامی بزرگ از سال ۱۸۸۳ (فوران کراکاتوا) می باشد که ۳۶۰۰۰ نفر را کشت. پس از سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، یونسکو و دیگر سازمانهای جهانی، در صدد ایجاد یک سیستم جهانی ثبت سونامی برآمده‌اند.

در شکل (۲-۱۳) سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام نمایش داده شده است.



شکل (۲-۱۳): سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام

۲-۷- سابقه رویداد سونامی در جهان و ایران

۲-۷-۱- مقدمه

تأثیر سونامی بر جامعه انسانی را می توان از تاریخ ۱۴۸۰ قبل از میلاد در شرق مدیترانه که تمدن مینآن بر اثر این پدیده سقوط کرد، ردیابی نمود [۱۸]. گزارشهای ارائه شده نشان می دهد که این فاجعه در ۶۸۴ بعد از میلاد نیز در این منطقه به وقوع پیوسته است. این فاجعه در شمال و جنوب آفریقا نیز رخ داده است. در ۱۵۶۲ در شیلی، در ۱۷۵۵ در لیسبون پرتغال و در ۱۷۸۸ در آلاسکا سونامی مشاهده شده است. در حالیکه بیشتر

سونامی ها در نواحی زلزله خیز در امتداد اقیانوس آرام در سواحل کشورهای ژاپن، زلاند نو و سواحل غربی آمریکای جنوبی رخ می دهند.

۲-۷-۱- سابقه سونامی در جهان

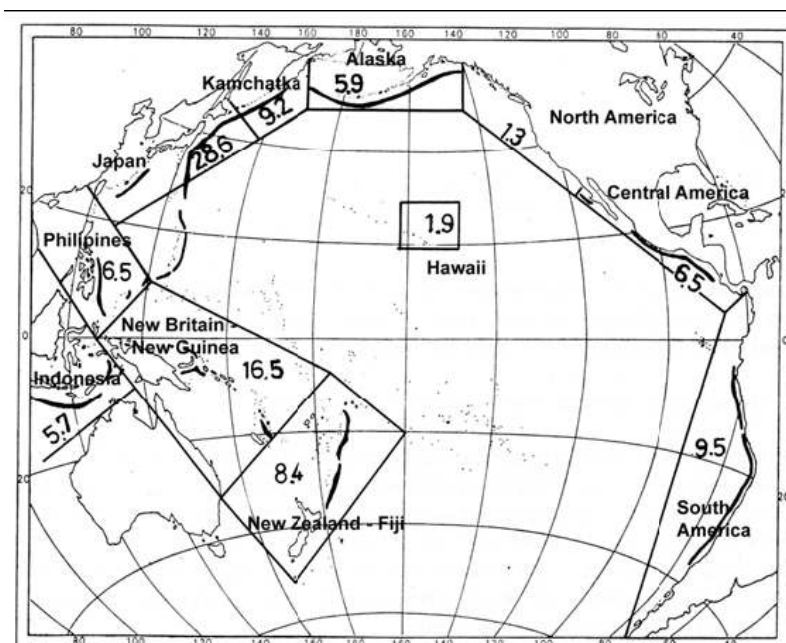
بر اساس سوابق موجود و قابل بررسی در طول تاریخ امواج سونامی دویست و هفتاد و یک بار باعث ویرانی و وحشت شده اند که از این میان ۲۹ مورد در دریای آتلانتیک، ۲۳ مورد در دریای مدیترانه و ۲۱۹ مورد در ناحیه اقیانوس آرام اتفاق افتاده است. از سال ۱۹۰۰ به بعد اکثر سونامی ها در ژاپن، پرو، شیلی، گینه نو و جزایر سولومون اتفاق افتاده است. تنها مناطقی که سونامی های دور از منبع داشته و بر کل حوزه اقیانوس آرام تأثیر گذاشته است کامچاتکا، نپینسولا، جزایر آلیوتیان، خلیج آلاسکا و سواحل آمریکای جنوبی است. به خاطر موقعیت هاوایی در مرکز حوزه اقیانوس آرام، سونامی هایی را در همه قسمت های خود تجربه کرده است.

آبهای عمیق دنیا در مجاورت مناطق فرورانش، نواحی مستعد ایجاد سونامی یا نواحی سونامی خیز به شمار می روند. از این رو، مهمترین نواحی سونامی خیز دنیا عبارتند از اقیانوس آرام، اقیانوس اطلس و اقیانوس هند. در میان نواحی مذکور، ناحیه اقیانوس آرام به نسبت سایر نواحی از پتانسیل سونامی خیزی بسیار بالاتری برخوردار است، به طوری که با توجه به آمار ارائه شده از طرف اداره ملی اقیانوس شناسی و هواشناسی ایالات متحده^{۷۰} (NOAA)، منطقه اقیانوس آرام، سونامی خیزترین منطقه دنیا به شمار می رود و در طول تاریخ سونامی های مخربی در این حوضه به وقوع پیوسته است. هر چند وقوع سونامی در منطقه اقیانوس اطلس و هند به اندازه اقیانوس آرام متداول نیست، هر از چند گاهی سونامی های مخربی در این نواحی اتفاق می افتد. از جمله مهمترین این حوادث می توان به سونامی بزرگ سال ۲۰۰۴ در منطقه اقیانوس هند اشاره کرد.

شکل (۲-۱۴) میزان دریافت انرژی سونامی را بر حسب درصد، ناشی از فعالیت سونامی های محلی و ناحیه ای رخ داده در اقیانوس آرام را از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۸۰، برای مناطق واقع در اقیانوس آرام را نشان می دهد.

^{۷۰} National Oceanic and Atmosphereic Administration

شکل (۲-۱۴): میزان دریافت انرژی سونامی های موضعی و ناحیه ای در اقیانوس آرام از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۸۰ (<http://tsun.sccc.ru>)



در جدول (۲-۴) اطلاعات سونامی های تاریخی، که در منطقه امریکای مرکزی، از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۲ روی داده است را نشان می دهد. با توجه به جدول (۲-۴)، از ۳۵ رویداد سونامی، ۳۲ سونامی به وسیله زمین لرزه ها رخ داده اند. این نشان می دهد که بیشتر سونامی ها توسط زمین لرزه ها اتفاق می افتند.

جدول (۲-۴): بانک اطلاعاتی سونامی های ایجاد شده در منطقه امریکای مرکزی از اقیانوس آرام، از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۲.
(<http://tsun.sccc.ru/htdbpac>)

	date			time			generation point		earthquake data			tsunami data							generation area	
	Year	Mo	Da	Hr	Min	Sec	Lat	Long	Dep	Ms	Mw	Mt	Int	Hmax	D	F	C	TR	Source Region	
1	1906	1	31	15	36		1	-81.5	25	8.6	8.7	8.7	3	5	M	1000	T	SAM	Columbia-Ecuador:TUMACO	
2	1907	4	15	6	8		16.7	-99.2	25	8.2	7.8		1	2	S		T	CAM	Mexico	
3	1928	3	22	4	17	9.6	16.84	-96.02	15	7.5	7.4						T	CAM	MEXICO	
4	1928	6	17	3	19	31.8	16.65	-96.5	2	7.8	7.9	8.1	1	2.5	S		T	CAM	MEXICO: NEAR COAST OF GUERRER	
5	1930	8	31	0	40	36.6	33.9	-118.6	0	5.2			-0.5	6.1	M		L	CAM	S.CALIFORNIA	
6	1932	6	3	10	36	54.2	19.46	-104.17	25	8.1	7.6	8.2	-0.5	0.7	N		T	CAM	Central Mexico,Jalisco	
7	1932	6	18	10	12	17.8	19.53	-103.72	71	7.8	7.5	7.8	-2	0.1	N		T	CAM	Central Mexico, Jalisco	
8	1932	6	22	12	59	27.5	19.09	-104.41	1	6.9			1.5	10	M		T	CAM	Central Mexico	
9	1934	7	18	1	36	27.8	8.01	-82.56	25	7.7	7.6		1	2			T	CAM	Costa Rica-Panama	
10	1941	12	5	20	47	3.3	8.61	-83.18	32	7.5	7.3		-3	0.1	N		T	CAM	Central America	
11	1941	12	6				8.5	-84	33	7			-3	0.1	N		T	CAM	Costa Rica-Panama	
12	1948	12	4	0	22		21.6	-106.7	33	7			1.5		S	4	T	CAM	Mexico:MARIA MADRE ISLAND	
13	1950	10	5	16	9		10.4	-85.2	60	7.7	7.7	7.8	-2	0.1	N		T	CAM	Nicaragua,Costa Rica-Panama	
14	1950	10	23	16	13		14.3	-91.8	30	7.1	7.5	7.5	-1	0.2	N		T	CAM	Guatemala-Nicaragua	
15	1950	12	14	14	15		16.3	-98.2	50	7.5	7.1		-1	0.3	N		T	CAM	Acapulco, S.Mexico	
16	1951	8	3	0	24		13	-87.5	100	7	9		0	10			T	CAM	Potosi, Honduras	
17	1957	7	28	8	40	9.8	16.88	-99.29	36	7.9			1.5	2.6	S	68	T	CAM	S.Mexico:GUERRERO	
18	1958	1	19	14	7	25	0.99	-79.48	20	7.3	7.7		1.5		S	20	T	SAM	Colombia-Ecuador	
19	1962	3	12	11	40	15.3	8.09	-82.68	19	6.8			-3	0.1	N		T	CAM	Costa Rica-Panama	
20	1962	5	11	14	11	56.8	17.14	-99.7	46	7.2	7		0	0.8	N	4	T	CAM	S.Mexico	
21	1962	5	19	14	58	13.1	16.99	-99.69	16	7.1					S	30	T	CAM	S.Mexico	
22	1965	8	23	19	46	1.5	16.17	-95.85	10	7.8	7.5		-1	0.4	N		T	CAM	MEXICO	
23	1973	1	30	21	1	13.5	18.45	-102.96	37	7.5	7.6	8	-3	0.1	N	56	T	CAM	S.Mexico:FARIAS,TECOMAN	
24	1979	3	14	11	7	15	17.77	-101.23	24	7.6	7.6		-1.1	0.4	N	5	T	CAM	S.Mexico:GUERRERO	
25	1979	12	12	7	59	4.6	1.6	-79.36	24	7.7	8.1		2.5	5	M	600	T	SAM	Colombia-Ecuador	
26	1981	10	25	3	22	15.8	18.12	-102	21	7.3	7.2		-3	0.1	N		T	CAM	MEXICO	
27	1985	9	19	13	17	49.7	18.46	-102.37	21	8.1	8		1.5	3	M	0	T	CAM	MEXICO: MICHOACAN: MEXICO CI	
28	1985	9	21	1	37	13.5	17.83	-101.62	18	7.5	7.5		0	1.2	S		T	CAM	MEXICO: SW COAST: MEXICO CIT	
29	1988	4	30	15	42		32.6	-117.3						5	N	0	M	CAM	San Diego, S. California	
30	1992	9	2	0	16	2.7	11.72	-87.39	45	7.2	7.7	7.9	2.8	10.7	M	170	T	CAM	Nicaragua	
31	1994	1	17	12	30	55.5	34.16	-118.57	14	6.8	6.7		-3	0.1	N	0	T	CAM	Southern California	
32	1995	9	14	14	4	33.9	16.84	-98.61	29	7.2	7.3		-1	0.42	N	0	T	SAM	Oaxaca, Mexico	
33	1995	10	9	15	35	54.1	19.05	-104.21	26	7.3	8		2	5	M	1	T	CAM	Jalisco, Mexico	
34	1996	2	25	3	8	16.6	15.93	-98.1	17	6.9	7.1		-3	0.12	N	0	T	CAM	Oaxaca, Mexico	
35	1999	9	12	18			17.62	-101.6					2.5	8	S	0	U	CAM	Guerero, Mexico	

راهنمای جدول (۲-۴):

مختصات کانون زمین لرزه

Lat: عرض جغرافیایی

Long: طول جغرافیایی

اطلاعات زمین لرزه

Dep: عمق کانون زمین لرزه

M_s : بزرگای موج سطحی

M_w : بزرگای گشتاور

اطلاعات سونامی

M_t : بزرگای سونامی

Int: شدت سونامی

H_{rmax} : ماکزیمم ارتفاع موج اندازه گیری شده یا مشاهده شده (متر)

D: توصیف خرابی

N: بدون خرابی

S: خفیف

M: متوسط

L: شدید

F: تعداد تلفات جانی

C: علت ایجاد سونامی

T: زمین ساخت (تکتونیک)

L: زمین لغزش

M: شرایط جوی (هواسنجی)

U: نا معلوم

منطقه ایجاد سونامی

TR: کد منطقه ایجاد سونامی

CAM: امریکای مرکزی (۷۵۰ W - ۱۲۵۰ W, ۳۵۰ N - ۷۰ N)

SAM: امریکای جنوبی (۶۰۰ W - ۱۰۰۰ W, ۷۰ S - ۵۸۰ S)

سونامی اقیانوس هند:

این سونامی در قسمت شرقی اقیانوس هند اتفاق افتاد و منشأ آن وقوع زمین لرزه ای با بزرگای ۹/۲ در منطقه فرورانش اندونزی بود که باعث ایجاد امواج کشنده سونامی در ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴ شد که فقط در اندونزی، بیش از ۲۲۵۰۰۰ نفر کشته شدند و این سونامی را کشنده ترین سونامی ثبت شده در تاریخ ساخت. سونامی افرادی را که در مجاورت زمین لرزه در اندونزی، تایلند و ساحل شمال غربی مالزی بودند تا افرادی که هزاران کیلومتر دورتر در بنگلادش، هند، سریلانکا و مالدیو و حتی سومالی، کنیا و تانزانیا در آفریقای شرقی بودند را از بین برد. جدول (۲-۵)، مشخصات تعدادی از سونامی های اخیر در این منطقه را نشان می دهد. در منطقه اقیانوس هند دو ناحیه فرورانش اصلی وجود دارد که نواحی سونامی خیز محسوب می شوند. این دو ناحیه عبارتند از ناحیه فرورانش سوماترا در نواحی دور از ساحل اندونزی و ناحیه فرورانش مکران در نواحی دور از ساحل ایران و پاکستان. اطلاعات مندرج در جدول (۲-۵) مربوط به وقوع سونامی در منطقه فرورانش سوماترا می باشد.

جدول (۲-۵): مشخصات تعدادی از سونامی های اخیر در منطقه اقیانوس هند [۱۹]

سال و محل وقوع سونامی	بزرگای زمین لرزه	ارتفاع موج آب (متر)	تلفات (تفر)
۱۹۹۷ سوماترا	۷/۷	۲ تا ۲۶/۲	۶۹۰
۱۹۹۳ سوماترا	۷/۸	۱ تا ۱۴	۴۲۳
۲۰۰۰ سوماترا	۷/۳	۶ تا	۴۶
۲۰۰۴ سوماترا	۹/۲	تا ۴۸	۳۱۰۰۰۰
۲۰۰۵ سوماترا	۸/۷	-	۱۰۰۰
۲۰۰۶ سوماترا	۷/۷	-	۴۰۳

۲-۷-۲- سابقه سونامی در مناطق ساحلی ایران

بر خلاف باور رایج رخداد سونامی در سواحل ایران امری نا ممکن نیست و شواهد تاریخی و عوامل بالقوه ایجاد سونامی کم و بیش در هر دو منطقه شمالی و جنوبی ایران وجود دارد. در ادامه برخی از این شواهد ذکر می شود.

۲-۷-۲-۱- سونامی در سواحل جنوب ایران

در خلیج فارس به دلیل کم عمق بودن این حوزه آبی در صورت وقوع زلزله دریایی یا پدیده های مشابه احتمال بروز سونامی و تخریب سواحل وجود ندارد ولی در دریای عمان به ویژه با وجود گسل لرزه خیز مکران خطر سونامی وجود دارد. سونامی ایجاد شده در منطقه مکران برای سواحل ایران، پاکستان و عمان موضعی محسوب می شود و زمان سیر آن به سواحل ایران و پاکستان کمتر از ۳۰ دقیقه خواهد بود.

از نظر تاریخی ایران به ویژه در سواحل جنوب شرقی خود (مکران) تحت تأثیر سونامی بوده است. آخرین سونامی مخرب گزارش شده در منطقه مکران مربوط به حادثه ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ میلادی می باشد [۲۰]. این سونامی در اثر وقوع زمین لرزه ای با بزرگای ۸/۱ که کانون آن در عرض جغرافیایی ۲۴/۵۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۶۳/۰۰ درجه شرقی و به فاصله ۸۷ کیلومتری جنوب غربی منطقه بلوچستان پاکستان قرار داشت، به وجود آمد [۲۱]. در نواحی ساحلی پاکستان حداکثر ارتفاع امواج سونامی به حدود ۱۳ متر رسید که

در اثر آن حدود ۴۰۰۰ نفر کشته شده و آسیب های قابل توجهی به تأسیسات ساحلی وارد شد. امواج سونامی روستای خودی واقع در حدود ۴۸ کیلومتری غرب کراچی را کاملاً تخریب کرده و موجب مرگ همه ساکنان آن گردید. در کراچی ارتفاع امواج به حدود ۲ متر رسید. گوجرات واقع در ساحل غربی هند بوسیله امواجی به ارتفاع ۱۱ تا ۱۱/۵ متر مورد حمله قرار گرفت. همچنین امواج سونامی تا نواحی جنوبی و مناطقی نظیر بندر بمبئی، حاجی علی، جاهو و دندا گسترش یافتند. در بمبئی ارتفاع امواج سونامی حدود ۲ متر گزارش شد و ۱۵ نفر کشته شدند. هیچگونه خسارتی در بندر بمبئی گزارش نشد. همچنین گزارشاتی از ثبت امواج سونامی در عمان و نواحی ساحلی ایران وجود دارد. ولی هیچگونه اطلاعاتی در مورد جزئیات این حادثه و تلفات جانی و مالی ناشی از آن در سواحل ایران و عمان ثبت و گزارش نشده است. نواحی ساحلی ایران در امتداد دریای عمان طی دو دهه اخیر گسترش و توسعه زیادی یافته است، بنابراین رشد جمعیت در این منطقه، خطر تلفات جانی ناشی از هر گونه رویداد سونامی را افزایش می دهد.

۲-۷-۲-۱- سونامی در سواحل شمال ایران

در متون کلاسیک سونامی، دریای مازندران منطقه ای سونامی خیز محسوب نشده است. با این حال برخی منابع دلیل این امر را عدم توجه و بررسی دقیق رویدادهای سونامی در دوره تاریخی دانسته اند (پاپادوپولوس^{۷۱}، ۲۰۰۶) [۲۲]. با بررسی داده های تاریخی می توان تغییرات ناگهانی سطح آب مرتبط با فعالیت های لرزه ای را مشخص کرد. این رویدادها عموماً "همزمان یا کمی بعد از زلزله ها مشاهده شده اند. البته قضاوت قطعی در مورد ماهیت دقیق این رویدادها در حال حاضر امکان پذیر نیست. در جدول (۲-۶) برخی از رویدادهای مشکوک به سونامی که توسط امبرسیز^{۷۲} و ملویل^{۷۳} (۱۹۸۲) [۲۱] در دریای مازندران گردآوری شده اند، ارائه شده است.

^{۷۱} Papadopoulos

^{۷۲} Ambraseys

جدول (۲-۶): رویدادهای مشکوک به سونامی در دریای مازندران (برگرفته از امبر سیز و ملویل، ۱۹۸۲)

تاریخ رویداد	مکان احتمالی رویداد	تأثیر احتمالی رویداد بر امواج دریا
۲۳ فوریه سال ۹۵۸	ری - طالقان	زمین لرزه فاجعه باری در شمال مرکزی ایران رخ داد. افت نامعمولی در تراز آب دریای خزر گزارش شده که البته قطعی نیست که قبل یا بعد از زلزله رخ داده است.
۲۰ آوریل سال ۱۶۰۸	طالقان	زمین لرزه بزرگی در گیلان رخ داد. در بیش از ۳۰۰ کیلومتر آنطرفتر در شبه جزیره میانکاله با جنبشهای شدید زمین همراه بود و امواج بزرگی در دریای خزر پدید آمد که کرانه های آن را در هم کوبید.
۲۶ آوریل سال ۱۸۶۸	-	نوسانات شدید تراز آب دریای خزر که به زلزله نسبت داده شده (حدود ۱ متر در عرض ۱ ساعت)
۱۱ ژوئیه سال ۱۸۹۰	تاش - شاهرود	زلزله ویرانگری ناحیه بین استرآباد و شاهرود را ویران کرد و سبب برآمدن امواجی در دریا در حد فاصل انزلی و آشوراده شد.
۸ ژوئیه سال ۱۸۹۵	شرق بندر ترکمن باشی	در ناحیه ترکمن باشی امواج عظیمی مشاهده شد و تعدادی از خانه ها را به داخل دریا کشید.
۴ دسامبر سال ۱۹۱۰	مغان	امواج دریا پس از زلزله در آستارا مشاهده شد.

تاریخچه سونامی های رخ داده در دریای خزر:

نخستین تلاش ها در مورد سونامی های به وقوع پیوسته در دریای خزر، طی ده سال گذشته انجام گرفته است. بررسی های صورت گرفته نشان می دهند که منطقه دریای خزر از پتانسیل سونامی خیزی نسبتاً بالایی برخوردار است. اسمیرنوا^{۷۴} و همکاران (۱۹۹۳)، نیکونوف^{۷۵} (۱۹۹۶)، پلینوفسکی^{۷۶} (۱۹۹۹) و دوتسنکو^{۷۷} و

^{۷۳} Melville

^{۷۴} Smirnova

^{۷۵} Nikonov

^{۷۶} Pelinovsky

همکاران (۲۰۰۰) از جمله محققینی هستند که مطالعات نسبتاً "جامعی در مورد سونامی خیزی دریای خزر و بررسی سونامی های تاریخی در این حوضه انجام داده اند [۲۳]. نتایج حاصل از این بررسی ها در جدول (۲-۷) ذکر گردیده است.

جدول (۲-۷): سونامی های تاریخی مشاهده شده در دریای خزر [۲۳]

تاریخ رویداد	مکان احتمالی رویداد	تأثیر احتمالی رویداد بر تراز آب دریا
سال های ۷۴۳ و ۹۱۸	دربنت ^{۷۸}	بخشی از نواحی ساحلی به داخل دریا کشیده شد.
سال ۱۶۶۸	ترکا ^{۷۹}	بخشی از نواحی ساحلی به داخل دریا کشیده شد.
۲۶ آوریل سال ۱۸۶۸	باکو	نوسانات کوتاه مدت تراز آب دریای خزر که با دامنه حدود ۰.۴۵ متر مشاهده شد.
۹ می سال ۱۹۳۳	کولی-مایک ^{۸۰}	نوسانات ناگهانی تراز آب با دامنه بیش از ۱.۳۵ متر به مدت ۱۰ دقیقه. قایق های ماهیگیری به درون دریا کشیده شدند.
۱۲ آوریل سال ۱۹۳۹	لیوانوو شوال ^{۸۱}	امواجی با ارتفاع زیاد از دو کشتی که ۱۵ مایل از یکدیگر فاصله داشتند مشاهده شد.
۲۶ آوریل سال ۱۹۶۰	باکو	نوسانات شدید تراز آب دریای خزر که به زلزله نسبت داده شده (حدود ۱ متر در عرض ۱ ساعت)

همچنین محققین مختلف ارتفاع امواج ناشی از وقوع سونامی های تاریخی در دریای خزر را از ۱ متر تا ۳ متر گزارش کرده اند.

^{۷۷} Dotsenko

^{۷۸} Derbent

^{۷۹} Terka

^{۸۰} Kuuli-Mayak

^{۸۱} Livanov-Shoal

مجموعه اطلاعات جداول (۶-۲) و (۷-۲) نشان می دهند که سونامی ها در دریای خزر به طور مکرر در گذشته اتفاق افتاده است و احتمال اینکه در آینده نیز رخ دهد، وجود دارد.

داده های تاریخی نشان می دهند که حدود ۱۳ سونامی مهم در منطقه دریای خزر ثبت شده اند.

جدول (۸-۲) دوره بازگشت زمین لرزه های سونامی را در دریای خزر که توسط الومو^{۸۲} و همکاران در سال ۱۹۹۹ محاسبه شده است، را نشان می دهد [۲۴].

جدول (۸-۲) دوره بازگشت زمین لرزه های سونامی را در دریای خزر

بزرگای زمین لرزه	دوره بازگشت (سال)
۶/۵	۱۰
۷	۲۵
۷/۲	۱۸ - ۱۷
۷/۵	۶۰
۸	۱۳۰

^{۸۲} Ulomov

فصل ۳

روش‌های بررسی و تحلیل تولید امواج

۳-۱- مقدمه:

در این زمینه تحقیقات مختلفی جهت مدلسازی سونامی ها انجام شده است. اولین تلاش ها در زمینه مدلسازی سونامی در حدود دهه ۵۰ میلادی آغاز شد. در این مطالعات از شرایط واقعی تولید سونامی در اثر تغییر شکل کف اقیانوس، صرفنظر می شد.

ویگل^{۸۳} (۱۹۹۵) [۲۵] سونامی ناشی از زمین لغزش را به صورت آزمایشگاهی مورد بررسی قرار داد. او در مطالعه خود، تولید سونامی ناشی از زمین لغزش را به صورت یک جسم گوه شکل که به پایین یک سطح شیبدار سقوط می کند، مدل کرده بود که این روش امروزه به طور گسترده ای به عنوان مبنای مدلسازی سونامی های ناشی از زمین لغزش مورد استفاده قرار می گیرد.

بر خلاف دهه ۵۰ میلادی که اکثر مطالعات مربوط به مدلسازی سونامی به صورت آزمایشگاهی صورت می گرفت، دهه ۶۰ میلادی دوره شکوفایی روش های تحلیلی در این زمینه بود. برای اولین بار، کلر^{۸۴} (۱۹۶۴) [۲۶] یک حل تحلیلی از نوع بسل^{۸۵} برای بالاروی موج یکتا بر روی ساحل ارائه کرد.

علیرغم پیشرفت های صورت گرفته در زمینه مدلسازی سونامی تا دهه ۶۰ میلادی، هنوز ارتباط بین تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمین لرزه و تولید سونامی به درستی شناخته نشده بود. یکی از مشاهدات بنیادی در این زمینه در سال ۱۹۶۴ و پس از وقوع سونامی بزرگ آلاسکا در این سال گزارش گردید.

جرج پلافکر^{۸۶} از سازمان مطالعات زمین شناسی ایالات متحده^{۸۷} پس از بازدید از مناطق آسیب دیده از سونامی بزرگ آلاسکا در سال ۱۹۶۴ پیشنهاد کرد که حداکثر بالاروی امواج سونامی در خط ساحلی در هر نقطه، همواره کمتر از دو برابر میزان بالآمدگی کف اقیانوس در اثر زمین لرزه می باشد [۲۷].

^{۸۳} Wiegel

^{۸۴} Keller

^{۸۵} Bessel

در دهه ۷۰ میلادی پیشرفت های زیادی در زمینه مدلسازی سونامی صورت گرفت که از جمله مهمترین آنها می توان به تلاش برای برقراری ارتباط بین تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه و تشکیل سونامی و نیز توسعه اولین مدل های عددی در زمینه مدلسازی سونامی اشاره کرد.

توک و هوانگ^{۸۸} (۱۹۷۲) [۲۸] یک حل تحلیلی یک بعدی برای مدلسازی تولید و انتشار سونامی در اثر گسیختگی گسل را ارائه کردند. هاماک^{۸۹} (۱۹۷۲) [۲۹] از یک روش جدید جهت تولید امواج سونامی در پژوهشگاه صنعتی کالیفرنیا^{۹۰} استفاده کرد. قسمت انتهایی کانال آزمایشگاهی او در بخش کف به نحوی طراحی شده بود که قابلیت حرکت ناگهانی رو به بالا و یا رو به پایین را داشت که بدین وسیله می توانست به صورت واقعی تری حرکت پیستونی کف اقیانوس در اثر زمین لرزه را مدل کند.

در دهه ۷۰ میلادی اولین مدل های عددی جهت مدلسازی سونامی ایجاد شد. هیوستن و گارسیا^{۹۱} (۱۹۷۴) [۳۱, ۳۰] چگونگی انتشار سونامی های بزرگ ۱۹۶۰ شیلی و ۱۹۶۴ آلاسکا به سمت سواحل غربی ایالات متحده را با استفاده از روش اختلاف محدود مدل کردند. گورینگ^{۹۲} (۱۹۷۸) [۳۲] یک مدل یک بعدی انتشار سونامی با استفاده از تکنیک المان محدود تهیه کرد و آن را با استفاده از داده های آزمایشگاهی مورد صحت سنجی قرار داد.

در دهه ۹۰ میلادی، پیشرفت های زیادی در زمینه مدلسازی دقیق تر سونامی حاصل شد. یکی از مهمترین عواملی که در این دهه نقش مؤثری در توسعه مدل های نزدیک به شرایط واقعی، ایفا کرد، داده های به دست آمده از بازدیدهای صحرایی از نواحی آسیب دیده از سونامی بود. از دیگر عواملی که نقش مهمی در توسعه مدل

^{۸۶} George Plafker

^{۸۷} US Geological Survey (USGS)

^{۸۸} Tuck and Hwang

^{۸۹} Hammack

^{۹۰} California Institute of Technology (CALTECH)

^{۹۱} Houston and Garcia

^{۹۲} Goring

های قابل اعتماد سونامی در دهه ۹۰ میلادی ایفا کرد، دسترسی به داده های آزمایشگاهی دو بعدی بزرگ مقیاس بود. مجموعه تلاش های صورت گرفته در دهه ۹۰ میلادی شامل داده های بدست آمده از بازدیدهای میدانی و نیز داده های بدست آمده از مطالعات آزمایشگاهی، در نهایت منجر به توسعه مدل های عددی گردید که هم به داده های میدانی و هم با داده های آزمایشگاهی مورد تایید قرار گرفته بودند. از جمله مهمترین این مدل ها می توان به مدل های تونامی^{۹۳} و موست^{۹۴} اشاره کرد که به ترتیب در دانشگاه های توهوکو^{۹۵} ژاپن و کالیفرنیا جنوبی در ایالات متحده توسعه داده شدند [۳۳]. هر دو مدل امروزه به طور گسترده ای جهت مدلسازی سونامی در سرتاسر جهان مورد استفاده می باشند. در این دهه برای اولین بار از مدل های لرزه شناسی جهت مدلسازی تولید سونامی در اثر وقوع زمین لرزه استفاده شد.

۳-۲- مدلسازی فاز تولید سونامی:

۳-۲-۱- مقدمه:

در طی دهه های گذشته تلاش های گسترده ای جهت تعیین تغییر شکل سطح زمین در اثر گسیختگی گسل های برشی در اعماق زمین صورت گرفته است. اولین مطالعه عملی در این زمینه توسط روچستر^{۹۶} (۱۹۵۶) جهت برآورد جابه جایی های گسل سن آندریاس^{۹۷} در اثر وقوع زمین لرزه ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو صورت گرفت [۳۴]. دو سال بعد، برای اولین بار استکتی^{۹۸} جهت ارائه میدان تغییر شکل زمین حاصل از حرکت گسلها از تئوری جابجایی با فرض محیط الاستیک نیمه بینهایت استفاده کرد. او نشان داد که این میدان بوسیله رابطه

^{۹۳} Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of tsunamis (TUNAMI)

^{۹۴} Method Of Splitting Tsunami (MOST)

^{۹۵} Tohoku University

^{۹۶} Rochester

^{۹۷} San Andreas

^{۹۸} Stoketee

ولترا^{۹۹} بدست می آید. جزئیات این رابطه در مرجع [۳۴] ذکر گردیده است. چینری^{۱۰۰} [۳۴] در سال ۱۹۶۳ روابطی را جهت برآورد تغییر شکل زمین ناشی از حرکت شیب لغز گسل ارائه کرد. در سال ۱۹۷۱، مانسینها و اسمیلی^{۱۰۱} با حل تحلیلی رابطه ولترا، فرمول های مربوط به محاسبه جابجایی های قائم و افقی ناشی از حرکت های شیب لغز و امتداد لغز گسل را بدست آوردند. دو سال بعد کانورس^{۱۰۲} [۳۵] کار آنها را توسعه داد. در نهایت، اکادا^{۱۰۳} [۳۶] در سال ۱۹۸۵ روابط جامع و کاملتری برای محاسبه تغییر شکل زمین ناشی از انواع حرکت گسل استخراج نمود.

همانطور که ذکر شد، در راستای محاسبه میدان تغییر شکل زمین در محیط الاستیک نیمه بینهایت، محققین روابط مختلفی را برای حالات مختلف منبع نیرو، هندسه و منبع زمین لرزه ارائه کرده اند ولیکن پایه همه تلاشهای صورت گرفته در این زمینه رابطه ولترا می باشد. در مرجع [۳۵] مرور جامعی در این زمینه انجام شده است. از آنجا که معادلات ارائه شده توسط مانسینها و اسمیلی در عین جامعیت و اعتبار علمی، به لحاظ ریاضی نیز شکل ساده تری دارند و افراد زیادی جهت مدلسازی فاز تولید سونامی از این روابط استفاده کرده اند، که از جمله آنها می توان به مراجع [۳۷] و [۳۸] اشاره کرد، در این تحقیق نیز جهت مدلسازی فاز تولید سونامی از این روابط استفاده شده است.

۳-۲-۲- روابط مورد استفاده در تولید سونامی:

مانسینها و اسمیلی (۱۹۷۱) با استفاده از فرمول ولترا معادلاتی جهت محاسبه میدان تغییر شکل زمین در اثر وقوع زمین لرزه، برای گسل های شیب لغز و امتداد لغز را به شرح معادلات (۱-۳) و (۲-۳) بدست آوردند [۳۴]. برای یک گسل امتداد لغز که لغزشی به اندازه U_1 در جهت محور X_1 بر روی سطح آن رخ دهد، میدان

^{۹۹} Volterra

^{۱۰۰} Chinnery

^{۱۰۱} Mansinhs and Smylie

^{۱۰۲} Converse

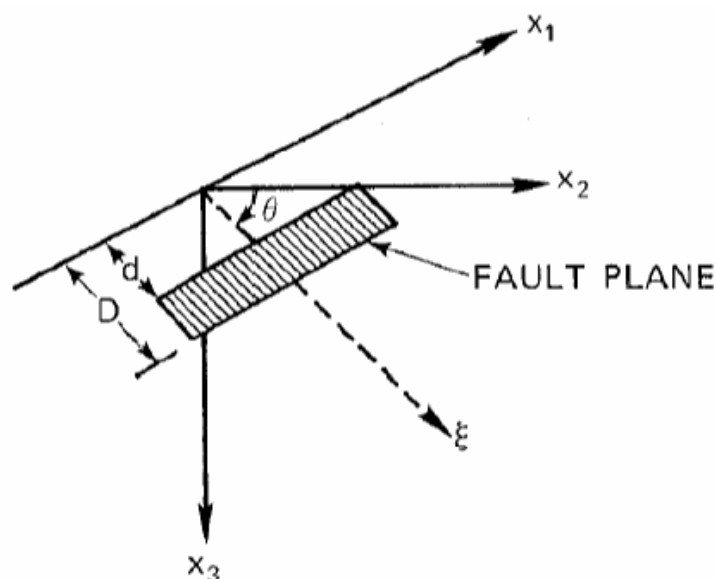
^{۱۰۳} Okada

تغییر شکل از حل معادله انتگرالی ارائه شده در رابطه (۱-۳) بدست می آید. همچنین رابطه (۲-۳) معادله انتگرالی میدان تغییر شکل در یک گسل شیب لغز که لغزشی به اندازه U به سمت پایین شیب در روی سطح آن رخ می دهد را نشان می دهد.

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i}{\partial \xi_r} + \frac{\partial u_r}{\partial \xi_i} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i}{\partial \xi_r} - \frac{\partial u_r}{\partial \xi_i} \right) \cos \theta \right] dS \quad (1-3)$$

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i}{\partial \xi_r} + \frac{\partial u_r}{\partial \xi_i} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i}{\partial \xi_r} - \frac{\partial u_r}{\partial \xi_i} \right) \cos \theta \right] dS \quad (2-3)$$

که در این روابط، θ زاویه شیب گسل می باشد. u_i^j عبارتست از مولفه i ام تغییر مکان یک نقطه در سطح زمین به مختصات (X_1, X_2, X_3) در اثر اعمال یک بار نقطه ای واحد در نقطه (ξ_1, ξ_2, ξ_3) که در جهت زاثر می کند. μ نیز ثابت لامه می باشد که در مکانیک محیط های پیوسته کاملاً شناخته شده هستند. این پارامترها در شکل (۱-۳) نشان داده شده است. مانسینها و اسمیلی با حل این انتگرالها معادلات خود را در شش بخش ارائه کرده اند، که جزئیات آن در مرجع [۳۴] ذکر گردیده است.



شکل (۱-۳): هندسه گسل و محورهای مختصات در روابط مانسینها و اسمیلی (۱۹۷۱) (۷)

از آنجا که جابجایی قائم ناشی از زمین لرزه در ایجاد سونامی تأثیر گذارتر می باشد، معادلات ارائه شده توسط

مانسینها و اسمیلی برای محاسبه جابجایی قائم ناشی از حرکات امتداد لغز و شیب لغز به ترتیب به صورت

معادلات (۳-۳) و (۴-۳) بیان می شوند.

(۳-۳)

$$12\pi \frac{u_3}{U_1} = \cos \theta \left[\ln(R + r_3 - \xi) + (1 + 3 \tan^2 \theta) \ln(Q + q_3 + \xi) - 3 \tan \theta \sec \theta \ln(Q + x_3 + \xi_3) \right] \\ + \frac{2r_2 \sin \theta}{R} + 2 \sin \theta \frac{(q_2 + x_2 \sin \theta)}{Q} - \frac{2r_2^2 \cos \theta}{R(R + r_3 - \xi)} + \frac{4q_2 x_3 \sin^2 \theta - 2(q_2 + x_2 \sin \theta)(x_3 + q_3 \sin \theta)}{Q(Q + q_3 + \xi)} \\ + 4q_2 x_3 \sin \theta \frac{[(x_3 + \xi_3) - q_3 \sin \theta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 x_3 \cos \theta \sin \theta \frac{(2Q + q_3 + \xi)}{Q^3(Q + q_3 + \xi)}$$

(۴-۳)

$$12\pi \frac{u_3}{U} = \sin \theta [(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R + x_1 - \xi_1)} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \left(\frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right) \right\} \\ - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(Q + h)} \right\} + 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 \xi} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \right\}] \\ + \cos \theta [\ln(R + x_1 - \xi_1) - \ln(Q + x_1 - \xi_1) - 2 \frac{(x_3 - \xi_3)^2}{R(R + x_1 - \xi_1)} - 4 \frac{\{(x_3 + \xi_3)^2 - \xi_3 x_3\}}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \\ + 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \left(\frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right)] + 6x_3 [\cos \theta \sin \theta \left\{ \frac{2(q_3 + \xi)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + \frac{x_1 - \xi_1}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right\} \\ - q_2 \frac{(\sin^2 \theta - \cos^2 \theta)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)}]$$

جهت به دست آوردن پارامترهای کاربردی در معادلات (۳-۳) و (۴-۳) از روابط (۵-۳) استفاده می شود.

$$R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2, \quad (5-3)$$

$$Q^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2$$

$$r_2 = x_2 \sin \theta - x_3 \cos \theta, q_2 = x_2 \sin \theta + x_3 \cos \theta,$$

$$r_3 = x_2 \cos \theta - x_3 \sin \theta, q_3 = -x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta$$

۳-۳- مدلسازی فاز انتشار سونامی:

۳-۳-۱- مقدمه:

با توجه به صدمات جانی و مالی گسترده ناشی از رخدادهای سونامی در پنج دهه اخیر تلاش های گسترده ای توسط محققینی از کشورهای حوزه اقیانوس آرام، جهت مدلسازی انتشار امواج سونامی صورت گرفته است و چند مدل عددی در این راستا تهیه شده است.

از جمله مقدم ترین مدل های انتشار سونامی، مدلی است با نام SWAN که توسط مدر^{۱۰۴} (۱۹۷۴) [۳۹] توسعه داده شد. این مدل معادلات حاکم را با روش تفاضل محدود و با در نظر گرفتن اثر اصطکاک کف اقیانوس، حل می کند. مدل مذکور به طور گسترده ای در سه دهه اخیر جهت مدلسازی حوادث سونامی و نیز بررسی خطر سونامی در سرتاسر جهان مورد استفاده قرار گرفته است.

لوتیچ^{۱۰۵} و همکاران (۱۹۹۱) [۴۰] مدلی به نام ADCIRC را جهت مدلسازی هیدرودینامیکی فرآیندهای اقیانوسی از جمله سونامی، تهیه کردند. مدل ارائه شده با استفاده از روش المان محدود تهیه شده است. مدل

^{۱۰۴} Mader

^{۱۰۵} Luettich

فوق به عنوان مدل مرجع توسط اداره مهندسی ارتش آمریکا^{۱۰۶} مورد استفاده قرار گرفته است. میرس و باپتیستا^{۱۰۷} (۲۰۰۱) [۴۱] با استفاده از این مدل، به مدلسازی سونامی ۱۹۹۳ هوکایدو و ۱۹۹۴ آلاسکا پرداختند.

وی و کربی^{۱۰۸} (۱۹۹۵) [۴۲] مدل FUNWAVE را برای مدلسازی سونامی تهیه کردند. مدل مذکور با استفاده از روش تفاضل محدود تهیه شده و بر اساس معادلات کاملاً غیر خطی بوسینسک می باشد. معادلات غیر خطی بوسینسک، فرم خاصی از معادلات کلی ناویر-استوکس هستند که در آنها اثر ترم های غیر خطی و نیز ترم های پراکندگی^{۱۰۹} در نظر گرفته می شود. این مدل توسط دی^{۱۱۰} و همکاران [۴۳] جهت مدلسازی سونامی ۱۹۷۵ کالاپانا^{۱۱۱} مورد استفاده قرار گرفته است.

تینتی^{۱۱۲} و همکاران (۱۹۹۴) [۴۴] مدلی بر مبنای روش المان محدود و با استفاده از المان های مثلثی جهت مدلسازی انتشار سونامی تهیه کردند. مدل مذکور به طور گسترده ای جهت مدلسازی سونامی در منطقه اروپا و به خصوص دریای مدیترانه توسط محققین مختلف مورد استفاده قرار گرفته است.

لیو^{۱۱۳} و همکاران (۱۹۹۴) [۴۵] مدل کوم کات^{۱۱۴} را برای مدلسازی سونامی توسعه دادند. مدل مذکور با استفاده از روش تفاضل محدود تهیه شده و دارای قابلیت استفاده از مش بندی تو در تو با وضوح متغیر می

^{۱۰۶} US Army Corps of Engineers

^{۱۰۷} Myers abd Baptista

^{۱۰۸} Wei and Kirby

^{۱۰۹} Dispersive terms

^{۱۱۰} Day

^{۱۱۱} Kalapana

^{۱۱۲} Tinti

^{۱۱۳} Liu

^{۱۱۴} COMell Multigrid Couple Tsunami model

باشد. آلاست^{۱۱۵} و همکاران (۲۰۰۶) [۴۶] از این مدل جهت مدلسازی سونامی سال ۲۰۰۳ در دریای مدیترانه استفاده کردند.

گوتو و اوگاوا^{۱۱۶} (۱۹۹۲) [۴۷] با کمک روش تفاضل محدود و در نظر گرفتن مش بندی غیر ساختار یافته^{۱۱۷} جهت مدلسازی انتشار سونامی مدلی تهیه کردند. این مدل سپس توسط گوتو و همکاران (۱۹۹۷) [۴۸] و یلساینر^{۱۱۸} [۴۹] اصلاح شد و به مدل تونامی^{۱۱۹} معروف گردید. این مدل توسط کمیسیون بین الدولی اقیانوس شناسی بین کشورهای در معرض خطر بالقوه سونامی در سرتاسر جهان توزیع گردیده است و به عنوان بخشی از تلاش های بین المللی جهت مقابله با آسیب های سونامی به شمار می رود. از این رو، در ادبیات فنی، حجم وسیعی از مطالعات مرتبط با سونامی با استفاده از این مدل انجام شده است [۵۰].

تیتوف و سینولاکس^{۱۲۰} (۱۹۹۵) [۵۱] مدلی به نام وی-تی-سی-اس^{۱۲۱} بر مبنای روش تفاضل محدود، با در نظر گرفتن مختصات کروی جهت مدلسازی انتشار سونامی توسعه دادند. آنها سپس مدل مذکور را اصلاح کرده و آن را موست^{۱۲۲} نامیدند [۵۳،۵۲]. این مدل توسط اداره ملی اقیانوس شناسی و هواشناسی ایالت متحده به عنوان مدل مرجع جهت انجام مطالعات مرتبط با سونامی مورد استفاده قرار گرفته است. . بخش قابل توجهی از مطالعات تحلیل خطر سونامی در سواحل غربی ایالات متحده (ایالت های کالیفرنیا، اورگون، واشنگتن، هاوایی و آلاسکا) که در معرض خطر بالقوه سونامی ناشی از منطقه اقیانوس آرام قرار دارند، با استفاده از مدل فوق صورت گرفته است [۵۵،۵۴]. اخیراً پس از وقوع سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ در منطقه اقیانوس هند، مدل

^{۱۱۵} Alasset

^{۱۱۶} Goto and Ogawa

^{۱۱۷} Unstructured

^{۱۱۸} Yalciner

^{۱۱۹} TUNAMI

^{۱۲۰} Titove and Synolakis

^{۱۲۱} Vasily Titov and Costas Synolakis (VTCS)

^{۱۲۲} MOST

موست، علاوه بر مدل تونامی، در اختیار کشورهای حوزه اقیانوس هند قرار گرفته است تا جهت مطالعات مربوط به سیستم هشدار سونامی در این منطقه مورد استفاده قرار گیرد.

علاوه بر مدل های نامبرده، مدل های دیگری نیز توسعه یافته اند که تعدادی از آنها عبارتند از مدل Tow-Layer توسط ایمامورا و امتیاز^{۱۲۳} (۱۹۹۵) [۵۶]، مدل RICOM توسط والترز^{۱۲۴} (۱۹۹۸) [۵۷].

بررسی ادبیات فنی نشان می دهد که از بین مدل های فوق الذکر، مدل تونامی از اعتبار بالایی برخوردار است و بیشتر از سایر مدل ها مورد توجه بوده است. این مدل توسط دانشگاه ایالتی واشنگتن با استفاده از نتایج آزمایشگاهی و داده های واقعی به صورت موفقیت آمیزی مورد صحت سنجی قرار گرفت. علاوه بر این، این مدل توسط کمیسیون بین الدولی اقیانوس شناسی وابسته به یونسکو مورد تأیید قرار گرفته و به طور رسمی در اختیار کشورهای در معرض خطر سونامی قرار گرفت

با توجه به توضیحات فوق، در سرتاسر این پایان نامه جهت مدلسازی انتشار سونامی از مدل تونامی استفاده می شود.

در مدل تونامی از روش لیپ-فراگ^{۱۲۵} [۴۸] در مختصات دکارتی جهت حل معادلات آب های کم عمق^{۱۲۶} جهت مدلسازی انتشار سونامی، استفاده می شود. لذا در این فصل، نحوه استخراج معادلات حاکم از معادلات آب های کم عمق، روش لیپ-فراگ و چگونگی حل معادلات حاکم با استفاده از آن توضیح داده می شود.

۳-۳-۱- روابط مورد استفاده در انتشار سونامی:

❖ تئوری آب کم عمق

همانطور که پیشتر گفته شد، طول موج امواج سونامی بسیار بزرگتر از عمق اقیانوس است، از این رو امواج سونامی از جمله امواج آب کم عمق محسوب می شوند. در نتیجه از تئوری امواج بلند برای امواج سونامی می

^{۱۲۳} Imamura and Imteaz

^{۱۲۴} Walters

^{۱۲۵} Leap-Frog

^{۱۲۶} Shallow Water

توان استفاده کرد. بر اساس تئوری امواج بلند، شتاب قائم ذرات آب در مقایسه با شتاب ثقل قابل صرف نظر است. لذا حرکت قائم ذرات آب روی توزیع فشار تاثیر نمی گذارند و می توان فشار ستون آب را به صورت فشار هیدرواستاتیکی تقریب زد. در ادامه نحوه بدست آوردن معادلات حاکم بر امواج بلند تشریح می شود. با توجه به فرضیات فوق، معادلات پیوستگی و حرکت برای سیال در شرایط سه بعدی به صورت روابط (۳-۶) بیان می شوند:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) = 0$$

$$g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (3-6)$$

در روابط بالا، x, y و z محورهای مختصات در سیستم کارتزین، t زمان، h عمق آب ساکن، η جابجایی قائم سطح آب نسبت به تراز اولیه آب، u, v و w سرعت ذرات آب در جهات x, y و z، g شتاب گرانشی و τ_{ij} تنش برشی در جهت i بر روی صفحه j می باشند.

با توجه به صفر بودن فشار در سطح، معادله حرکت در جهت z فشار هیدرواستاتیکی زیر امواج بلند را به صورت $p = \rho g(\eta - z)$ نشان می دهد.

شرایط سینماتیکی و دینامیکی در سطح و بستر عبارتند از:

$$p = 0 \quad z = \eta \quad (3-7)$$

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad z = \eta \quad (3-8)$$

$$w = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} \quad z = -h \quad (9-3)$$

حال با استفاده از قاعده انتگرال گیری لایب نیز معادلات (۶-۳) در عمق انتگرال گیری می شوند. برای مثال، اولین جمله در معادله حرکت در جهت x به صورت زیر بدست می آید:

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_z = -h = \eta + u \frac{\partial (-h)}{\partial t} \Big|_z = -h \quad (10-3)$$

با استفاده از شرایط سینماتیکی و دینامیکی (معادلات (۷-۳) و (۹-۳)) نهایتاً "معادلات دو بعدی تئوری آب کم عمق به صورت معادلات (۱۱-۳) بدست می آیند:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (11-3)$$

در روابط فوق، D عمق کلی آب ($D=h+\eta$)، اصطکاک بستر در جهات x و y می باشند. M و N دبی جریان در جهات x و y هستند که به صورت روابط (۱۲-۳) تعریف می شوند:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (12-3)$$

اصطکاک بستر

به طور کلی اصطکاک بستر در جریان دو بعدی به صورت روابط (۱۳-۳) بیان می شود:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^5} M \sqrt{M^2 + N^2}$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^5} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (13-3)$$

که f ضریب اصطکاک است.

با استفاده از رابطه ضریب اصطکاک f و ضریب زبری مانینگ n در فرمول (۱۴-۳)،

$$n = \sqrt{\frac{f D^{1/3}}{2g}} \quad (14-3)$$

جمله اصطکاک بستر به صورت رابطه (۱۵-۳) خلاصه می شود:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f n^2}{D^{5/3}} M \sqrt{M^2 + N^2}$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f n^2}{D^{5/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (15-3)$$

مقادیر n با توجه به شرایط سطح بستر، با استفاده از جدول (۱-۳) انتخاب می شود.

جدول (۱-۳): مقادیر ضریب زبری مانینگ n , [Chow, ۱۹۶۰]

n	جنس کانال
۰/۰۱	سیمان تمیز، فلز صاف
۰/۰۱۷	خرده سنگ
۰/۰۱۸	خاک نرم
۰/۰۲۵	کانال های طبیعی در شرایط خوب
۰/۰۳۵	کانال های طبیعی با سنگ و علف هرز
۰/۰۶	کانال های طبیعی خیلی ضعیف

❖ معادلات حاکم

با توجه به توضیحات فوق معادلات موج بلند به صورت زیر خلاصه می گردند:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

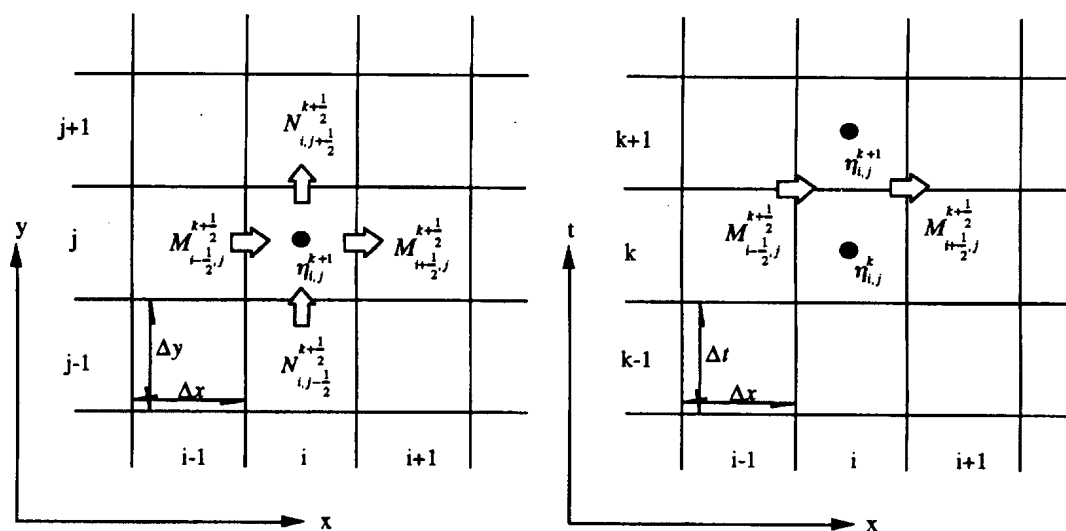
$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{3/2}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{3/2}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3-16)$$

معادلات فوق به عنوان معادلات اصلی در مدل سازی فاز انتشار امواج سونامی به کار می روند.

❖ روش لیپ-فراگ:

مشتقهای متغیرهای وابسته ای را که در معادلات دیفرانسیل پاره ای ظاهر می شوند، باید تقریب زد تا بتوان از روش های عددی برای حل معادلات استفاده کرد. در این پروژه از روش ارائه شده توسط گوتو و همکاران (۱۹۹۷)، تکنیک لیپ-فراگ، برای حل عددی معادلات حاکم بر آب کم عمق (امواج بلند) استفاده می گردد. در تکنیک لیپ-فراگ از تفاضل مرکزی با دقت مرتبه دوم، برای تقریب زدن دیفرانسیل توابع استفاده می شود. در این روش فرض می شود که نقاط محاسباتی برای η با نقاط محاسباتی برای M و N بر هم منطبق نباشند. در شکل (۳-۲) نحوه قرار گرفتن نقاط برای محاسبه، در روش لیپ-فراگ نشان داده شده است.



شکل (۳-۲): شبکه نقاط به کار رفته در روش لیپ-فراگ

تقریب معادله پیوستگی:

سه جمله به کار رفته در معادله پیوستگی با استفاده از روش لیپ-فراگ به صورت زیر تقریب زده می شوند:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \eta}{\partial t} &= \frac{1}{\Delta t} [\eta_{ij}^{k+1/2} - \eta_{ij}^k] \\ \frac{\partial M}{\partial x} &= \frac{1}{\Delta x} \left[M_{i+\frac{1}{2}j}^{k+1/2} - M_{i-\frac{1}{2}j}^{k+1/2} \right] \\ \frac{\partial N}{\partial y} &= \frac{1}{\Delta y} \left[N_{ij+\frac{1}{2}}^{k+1/2} - N_{ij-\frac{1}{2}}^{k+1/2} \right]\end{aligned}\quad (17-3)$$

با جایگزین کردن روابط (17-3) در معادلات (16-3) و با فرض معلوم بودن مقدار متغیرها در گام های زمانی

K و $K+1/2$ ، مقدار مجهول $\eta(I,j,k+1/2)$ بر حسب مقادیر معلوم به صورت زیر بیان می شود:

$$\eta_{ij}^{k+1/2} = \eta_{ij}^k - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[M_{i+\frac{1}{2}j}^{k+1/2} - M_{i-\frac{1}{2}j}^{k+1/2} \right] - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left[N_{ij+\frac{1}{2}}^{k+1/2} - N_{ij-\frac{1}{2}}^{k+1/2} \right] \quad (18-3)$$

تقریب معادله حرکت:

تقریب معادله حرکت در سه قسمت ارائه می شود؛ تقریب جملات خطی، تقریب جملات جابجایی^{۱۲۷} و تقریب جمله اصطکاک.

جملات خطی معادله حرکت در جهت x عبارتند از:

^{۱۲۷}Convection

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0. \quad (19-3)$$

با استفاده از روش لیپ-فراگ در نقطه $(i+1/2, j, k)$ ، مجهول $M(i+1/2, j, k-1/2)$ به صورت زیر بیان می‌شود:

$$M_{i+1/2}^{k+1/2} = M_{i+1/2}^{k-1/2} - gD_{i+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} [\eta_{i+1}^k - \eta_{ij}^k] \quad (20-3)$$

در رابطه (19-3) عمق کلی آب در نقطه $(i+1/2, j, k)$ ، به صورت زیر است:

$$D_{i+1/2}^k = h_{i+1/2} + \eta_{i+1/2}^k = h_{i+1/2} + \frac{1}{2} [\eta_{i+1}^k + \eta_{ij}^k] \quad (21-3)$$

به طور مشابه جملات خطی معادله حرکت در جهت y نیز به صورت زیر تقریب زده می‌شوند:

$$N_{ij+1/2}^{k+1/2} = N_{ij+1/2}^{k-1/2} - gD_{ij+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} [\eta_{ij+1}^k + \eta_{ij}^k] \quad (22-3)$$

در رابطه (22-3) عمق کلی آب در نقطه $(i, j+1/2, k)$ ، به صورت زیر است:

$$D_{ij+1/2}^k = h_{ij+1/2} + \eta_{ij+1/2}^k = h_{ij+1/2} + \frac{1}{2} [\eta_{ij+1}^k + \eta_{ij}^k] \quad (23-3)$$

تقریب جملات همرفت در تکنیک لیپ-فراگ به منظور پایداری محاسبات، با استفاده از روش *upwind* به

صورت زیر می‌باشد:

(۲۴-۳)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{11} \frac{\left(\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{3}{2}j \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{3}{2}j \end{matrix}} + \lambda_{21} \frac{\left(\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j \end{matrix}} + \lambda_{21} \frac{\left(\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} \\ & i-\frac{1}{2}j \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i-\frac{1}{2}j \end{matrix}} \right]$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[v_{11} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j+1 & & i+\frac{1}{2}j+1 \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j+1 \end{matrix}} + v_{21} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j & & i+\frac{1}{2}j \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j \end{matrix}} + v_{31} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j-1 & & i+\frac{1}{2}j-1 \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+\frac{1}{2}j-1 \end{matrix}} \right] \quad (۲۵-۳)$$

(۲۶-۳)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{12} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & i+1j+\frac{1}{2} & & i+1j+\frac{1}{2} \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i+1j+\frac{1}{2} \end{matrix}} + \lambda_{22} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & ij+\frac{1}{2} & & ij+\frac{1}{2} \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & ij+\frac{1}{2} \end{matrix}} + \lambda_{32} \frac{MN}{D} \frac{\begin{matrix} M & k-\frac{1}{2} & N & k-\frac{1}{2} \\ & i-1j+\frac{1}{2} & & i-1j+\frac{1}{2} \end{matrix}}{\begin{matrix} D & k-\frac{1}{2} \\ & i-1j+\frac{1}{2} \end{matrix}} \right]$$

(۲۷-۳)

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[v_{12} \frac{\left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ N \quad \frac{3}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ D \quad \frac{3}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix}} + v_{22} \frac{\left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ N \quad \frac{1}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ D \quad \frac{1}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix}} + v_{32} \frac{\left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ N \quad \frac{1}{2} \\ ij - \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^2}{\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ D \quad \frac{1}{2} \\ ij - \frac{1}{2} \end{matrix}} \right]$$

در روابط (۲۴-۳) الی (۲۷-۳) پارامترهای دبی به صورت زیر تعریف می شوند:

$$\begin{aligned} M \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ i + \frac{1}{2} j \end{matrix} &\geq 0, \lambda_{11} = 0, \lambda_{21} = 1, \lambda_{31} = -1 \\ &< 0, \lambda_{11} = 1, \lambda_{21} = -1, \lambda_{31} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ i + \frac{1}{2} j \end{matrix} &\geq 0, \nu_{11} = 0, \nu_{21} = 1, \nu_{31} = -1 \\ &< 0, \nu_{11} = 1, \nu_{21} = -1, \nu_{31} = 0 \end{aligned} \quad (۲۸-۳)$$

$$\begin{aligned} M \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} &\geq 0, \lambda_{12} = 0, \lambda_{22} = 1, \lambda_{32} = -1 \\ &< 0, \lambda_{12} = 1, \lambda_{22} = -1, \lambda_{32} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} &\geq 0, \nu_{12} = 0, \nu_{22} = 1, \nu_{32} = -1 \\ &< 0, \nu_{12} = 1, \nu_{22} = -1, \nu_{32} = 0 \end{aligned}$$

در نهایت جمله اصطکاک به طور ضمنی به صورت زیر تعریف می شود:

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = \frac{gn^2}{\left(D \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ i + \frac{1}{2} j \end{matrix} \right)^{7/3}} \frac{1}{2} \left(\begin{matrix} k + \frac{1}{2} & k - \frac{1}{2} \\ M & M \end{matrix} \begin{matrix} i + \frac{1}{2} j & i + \frac{1}{2} j \end{matrix} \right) \sqrt{\left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ M \\ i + \frac{1}{2} j \end{matrix} \right)^2 + \left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ N \\ i + \frac{1}{2} j \end{matrix} \right)^2} \quad (29-3)$$

(30-3)

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = \frac{gn^2}{\left(D \begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^{7/3}} \frac{1}{2} \left(\begin{matrix} k + \frac{1}{2} & k - \frac{1}{2} \\ N & N \end{matrix} \begin{matrix} ij + \frac{1}{2} & ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right) \sqrt{\left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ M \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^2 + \left(\begin{matrix} k - \frac{1}{2} \\ N \\ ij + \frac{1}{2} \end{matrix} \right)^2}$$

توجه شود که در استفاده از معادلات امواج بلند در مورد سونامی های دوردست، کرویت زمین باید در نظر گرفته شود، لذا این معادلات باید با سیستم مختصات کروی تطبیق داده شوند. در مورد مناطقی که فقط در معرض سونامی های محلی و ناحیه ای هستند، استفاده از مختصات کروی ضروری نیست. در این مطالعه سونامی های محلی و ناحیه ای مورد بررسی قرار می گیرند.

فصل ۴

مدل سازی سونامی با استفاده از نرم افزار

۴-۱- مقدمه

مدلسازی رویدادهای تاریخی در جهت ارزیابی خطر سونامی های محتمل، پیش بینی میزان و وسعت خرابی های احتمالی و در نتیجه ایجاد آمادگی در مقابل خطرات سونامی، از اهمیت زیادی برخوردار است. به علاوه، مدلسازی رویدادهای گذشته می تواند در جهت دست یابی به یک مدل عددی قابل اعتماد جهت مدلسازی سونامی مفید باشد.

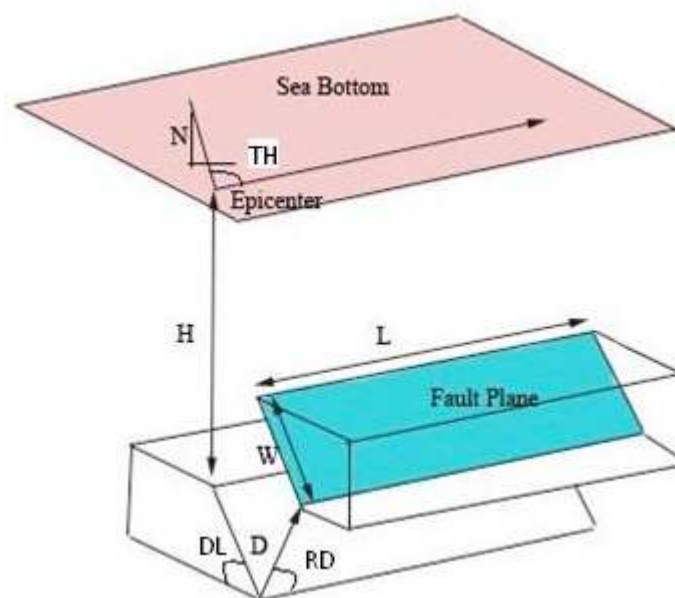
امواج سونامی از لحظه ایجاد در دل اقیانوس تا استهلاک در روی ساحل، سه فاز مختلف را پشت سر می گذارند که عبارتند از فاز تولید سونامی، فاز انتشار سونامی از منبع تا نواحی ساحلی و سرانجام فاز بالاروی امواج سونامی بر روی ساحل. از این رو، فرآیند مدلسازی سونامی نیز به سه بخش تقسیم می شود: مدلسازی تولید سونامی، مدلسازی انتشار سونامی و سرانجام مدلسازی بالاروی امواج سونامی بر روی ساحل. جهت مدلسازی هر یک از فازهای فوق الذکر، روش های متفاوتی مورد استفاده قرار می گیرد. از آن جایی که سونامی در اثر وقوع زمین لرزه در محل فرورائش به وجود می آید، لذا جهت مدلسازی فاز تولید سونامی باید از مدل های لرزه شناسی استفاده کرد. جهت مدلسازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی از مدل های هیدرودینامیک که حرکت آب را شبیه سازی می نمایند استفاده می گردد.

در ادامه نحوه مدلسازی فازهای تولید و انتشار امواج سونامی مورد بحث قرار می گیرد.

۴-۲- مدلسازی فاز تولید سونامی

همانطور که در بخش ۲-۲-۲ توضیح داده شد، سونامی ناشی از تغییر شکل ناگهانی کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه می باشد که با جابجایی حجم قابل توجهی از آب اقیانوس، امواج مخرب را ایجاد می نماید. لذا جهت مدلسازی فاز تولید سونامی کافی است که میزان تغییر شکل کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه محاسبه گردد. نتایج بدست آمده از این مدل می تواند جهت مدلسازی فرایند انتشار و بالا روی امواج سونامی بر روی ساحل به کار رود.

در این پایان نامه، جهت تهیه مدلی برای محاسبه تغییر شکل کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه از معادلات ارائه شده توسط مانسینها و اسمیلی استفاده می شود. جزئیات این معادلات در بخش ۳-۲-۲ ارائه شده است. روش محاسبه میدان تغییر مکان در برنامه تهیه شده، بدین صورت است که در ابتدا لغزش کلی ایجاد شده در روی سطح گسیختگی به دو مولفه شیب لغز و امتداد لغز تجزیه می گردد. سپس تغییر مکان قائم کف دریا در اثر مجموع حرکت های شیب لغز و امتداد لغز در گسل محاسبه می گردد. با در نظر گرفتن یک دامنه محاسباتی مناسب در اطراف ناحیه گسیختگی و انتخاب تعداد تقسیمات در دو جهت و شبکه بندی آن، در هر نقطه از شبکه میزان کلی تغییر شکل کف دریا به دست می آید. داده های ورودی مدل، مشخصات گسل و اطلاعات زمین لرزه ای است که شامل طول و عرض گسل (L, W)، عمق کانون زمین لرزه (H)، مقدار لغزش روی صفحه گسیختگی (D)، زاویه امتداد گسل نسبت به امتداد شمال (TH)، زاویه شیب ناحیه فروانش (DL)، زاویه لغزش بر روی صفحه گسیختگی (RD) می باشد. در شکل (۴-۱) پارامترهای مورد استفاده در مدلسازی تولید سونامی نشان داده شده است.



شکل (۴-۱): پارامترهای گسل

در شکل (۲-۴) فلوچارت مدل تهیه شده و چگونگی محاسبه تغییر شکل نقاط کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه ارائه شده است.



شکل (۲-۴): فلوچارت مدل تهیه شده در فرآیند تولید سونامی

۴-۲-۱- صحت سنجی مدل تهیه شده:

مدلسازی تولید سونامی از حساسیت بالایی برخوردار است. زیرا فاز تولید سونامی به عنوان مقدمه و شرایط اولیه برای فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی به شمار می رود و لذا هر گونه اشتباه در این فاز ممکن است منجر به تخمین نادرست ارتفاع امواج در ساحل و زمان رسیدن امواج به خط ساحلی گردد. بنابراین ضروری است که درستی فرآیند مدلسازی تولید سونامی به دقت مورد بررسی قرار گیرد.

جدول (۴-۱): پارامترهای لازم جهت مقایسه میزان تغییر شکل کف دریا به دست آمده از چند حادثه واقعی با نتایج مدل

نام رویداد	بزرگای زمین لرزه	طول	عرض	زاویه لغزش	شیب ناحیه فرورانش	امتداد گسیختگی	عمق	میزان لغزش
۲۰۰۴ سوماترا	۹/۳	۴۴۳	۱۷۰	۱۱۰	۸	۳۲۹	۲۵	۳۰
۱۹۶۲ مکزیک	۷/۱	۴۰	۳۵	۹۰	۲۵	۲۹۶	۱۲	۰/۶۵
۱۹۶۹ پرتغال	۷/۳	۸۰	۵۰	۵۲	۱۰	۵۵	۱۰	۳

جدول (۴-۲): مقایسه میزان تغییر شکل کف دریا به دست آمده از چند حادثه واقعی با نتایج مدل

نام رویداد	بالاآمدگی واقعی	بالاآمدگی مدل	درصد خطا
۲۰۰۴ سوماترا	۱۰	۱۱/۱۲	۱۱/۲
۱۹۶۲مکزیک	۱/۸۵	۱/۷	-۸/۸
۱۹۶۹ پرتغال	۱/۰۷	۰/۹۷	-۱۰/۳

۴-۳- مدلسازی انتشار سونامی

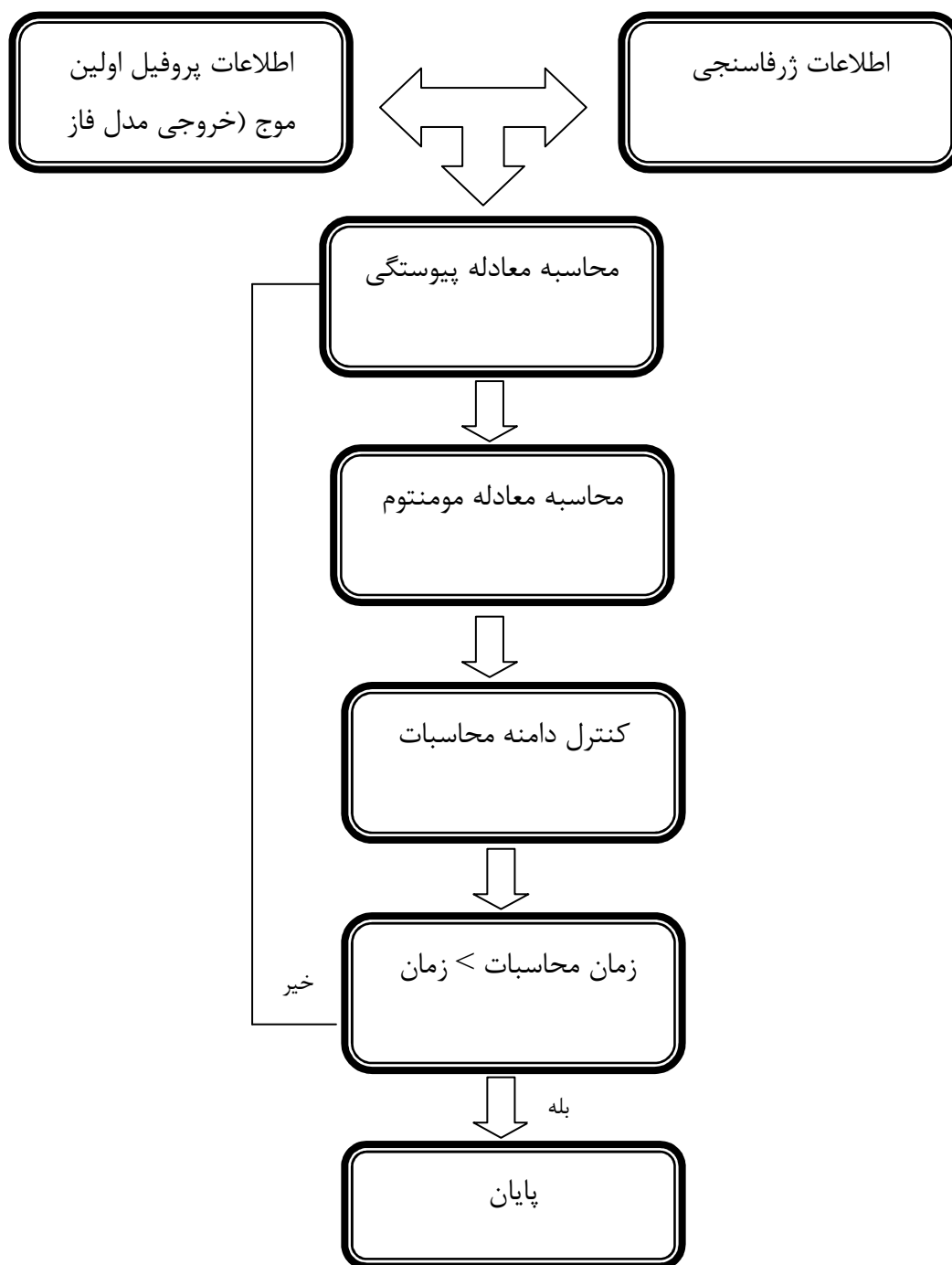
همانطور که در بخش ۳-۳-۱ عنوان شد، مدل های عددی متعددی توسط محققین مختلف جهت مدلسازی فرآیند انتشار سونامی ارائه شده است. همچنین در بخش فوق الذکر، میزان اعتبار و کاربرد این مدل ها در سال های اخیر مورد بررسی قرار گرفت. از بین مدل های عددی موجود جهت مدلسازی انتشار سونامی، مدل عددی تونامی به دلیل شهرت بین المللی و معتبر بودن نتایج آن در دنیا، به عنوان مدلی مطمئن انتخاب گردید. معادلات اصلی مورد استفاده در مدل تونامی با استفاده از روش تفاضل محدود و تکنیک لیپ-فراگ حل گردیدند. جزئیات این روابط و معادلات و چگونگی حل آنها به طور کامل در بخش ۳-۳-۱ توضیح داده شده است.

با توجه به توضیحات فوق، در تحقیق حاضر، جهت مدلسازی فاز انتشار سونامی، از مدل تونامی استفاده می شود.

ساختار مدل تهیه شده جهت مدلسازی فرآیند انتشار امواج سونامی در قالب فلوچارتی در شکل (۴-۳) ارائه شده است.

داده های ورودی مورد نیاز مدل، شامل داده های ژرفاسنجی^{۱۲۸} حوضه و داده های تغییر شکل کف دریا است. محصول نهایی مدل، انتشار امواج سونامی را در زمان های مختلف نشان می دهد. همچنین ارتفاع موج سونامی را در نقاط مختلف شبکه و در زمان های مختلف را بدست می دهد.

^{۱۲۸} Bathymetry



شکل (۳-۵): فلوچارت مدل تهیه شده در فرآیند انتشار سونامی

فصل ۵

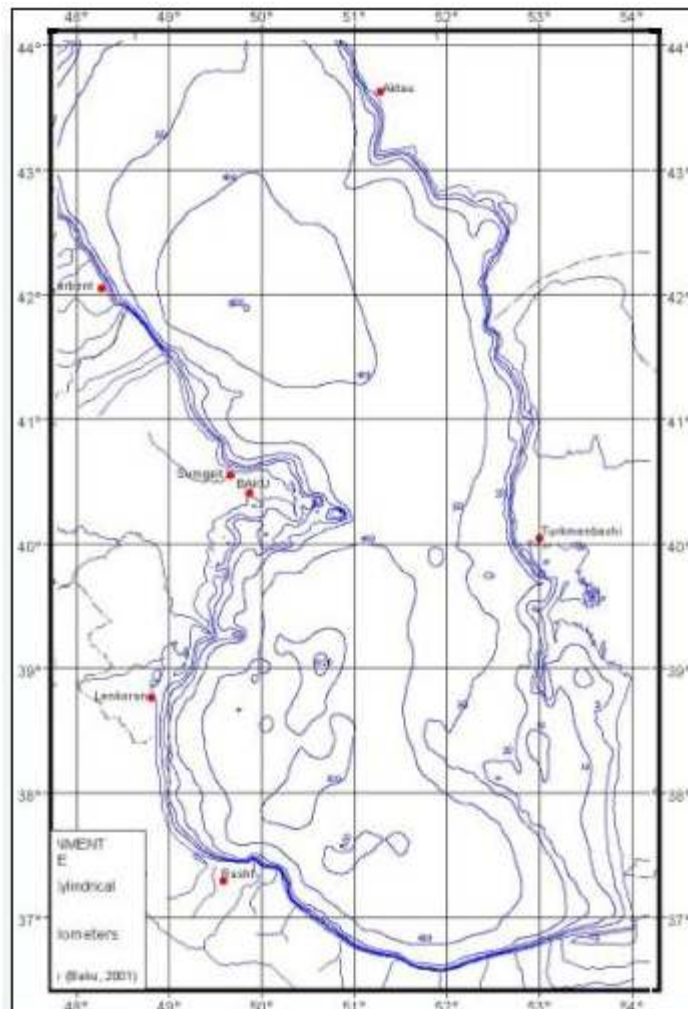
کاربرد نرم افزار در مدلسازی سونامی در دریای خزر

۵-۱- گردآوری داده های ژرفاسنجی

داده های ژرفاسنجی و مختصات خط ساحلی دریای مازندران از وب سایت برنامه زیست محیطی دریای مازندران^{۱۲۹} دریافت شده است. این داده ها در سال ۱۹۹۹ توسط برنامه زیست محیطی دریای مازندران بر اساس نقشه ۱:۱,۰۰۰,۰۰۰ منتشره توسط بخش اقیانوس شناسی و کشتیرانی، وزارت دفاع اتحاد جماهیر شوروی سابق در ۱۹۸۷ تولید شده است.

به منظور استفاده از داده های ژرفاسنجی به عنوان داده های ورودی به برنامه، ابتدا داده های ژرفاسنجی حوضه با استفاده از نرم افزار ArcGIS ۹.۲ از سیستم مختصات جغرافیایی به سیستم مختصات دکارتی به صورت (x,y,z) تبدیل شدند. سپس این داده ها با توجه به دامنه محاسباتی مورد نظر، توسط نرم افزار Surfer شبکه بندی شده و برای استفاده در برنامه آماده گردیدند. دامنه محاسباتی مورد استفاده جهت مدلسازی در شکل (۵-۱) که شامل ۴۸ تا ۵۴ درجه شرقی و ۳۶ تا ۴۴ درجه شمالی است، نمایش داده شده است.

^{۱۲۹} Caspian Environment Program



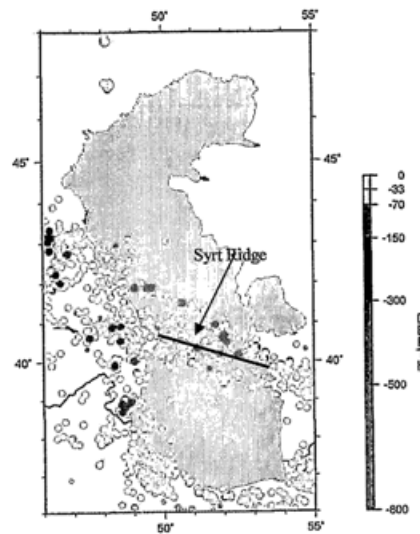
شکل (۵-۱): محدوده مورد مطالعه جهت مدلسازی سونامی در دریای مازندران

۵-۲- چشمه های احتمالی در دریای خزر

مناطق از دریای خزر که دارای بیشترین فعالیت لرزه ای می باشند، به عنوان محتمل ترین مناطق تولید سونامی ناشی از زمین لرزه های زیر دریایی در نظر گرفته می شوند. شکل شماره (۵-۲)، نقشه لرزه خیزی منطقه دریای خزر را نشان می دهد [۵۸]. همان طور که در این شکل ملاحظه می گردد، لرزه خیزترین قسمت دریای خزر نواحی مرکزی آن می باشد. همچنین ورنانت^{۱۳۰} و همکاران (۲۰۰۴) [۵۹] با توجه به عدم وجود

^{۱۳۰} Vernant

سابقه زمین لرزه در صفحه جنوبی خزر، نتیجه گرفتند که این صفحه به صورت یک صفحه صلب عمل می نماید. بررسی های صورت گرفته نشان می دهد که در نواحی مرکزی دریای خزر، صفحه خزر جنوبی به زیر صفحه اوراسیا^{۱۳۱} فروانش می کند. این ناحیه فروانش، با نام Apsheron Sill خوانده می شود که در شکل شماره (۵-۳) نشان داده شده است [۵۹].



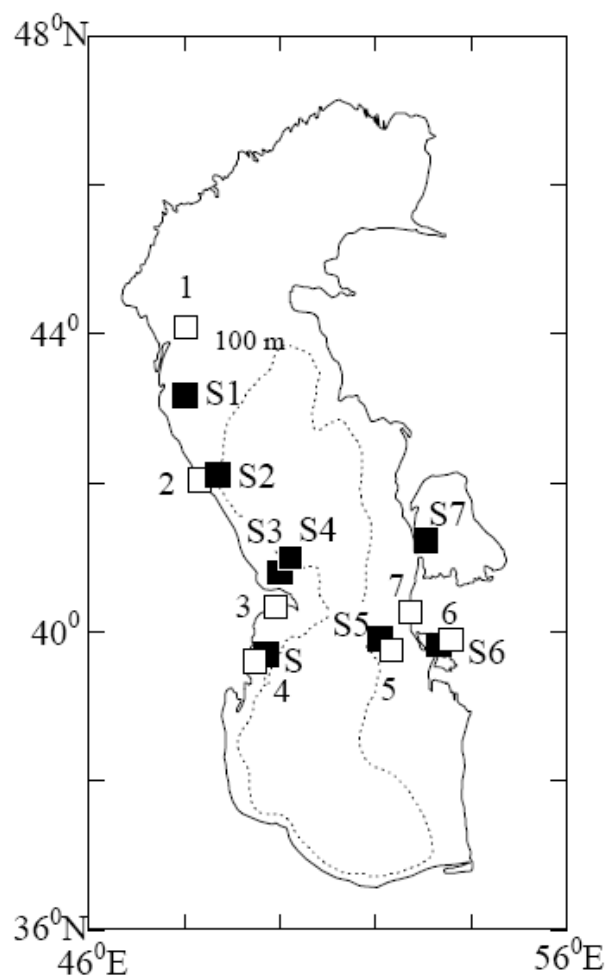
شکل (۵-۲): مرکز زلزله های رخ داده در دریای خزر از سال ۱۹۰۰



شکل (۵-۳): ناحیه فروانش Apsheron Sill در دریای خزر

^{۱۳۱} Eurasia

طبق مقالات و گزارش های پاناهی^{۱۳۲} و کاسپارو^{۱۳۳} (۱۹۸۸) [۶۱]، دوتسنکو^{۱۳۴} و همکاران (۲۰۰۰) [۲۳]، گسل های متعددی در دریای خزر وجود دارند. شکل شماره (۴-۵) کانون زمین لرزه سونامی های مهمی که در منطقه دریای خزر رخ داده اند را نشان می دهد. بر اساس گزارش های پاناهی و کاسپارو (۱۹۸۸)، دوتسنکو و همکاران (۲۰۰۰)، چشمه های S_۱ تا S_۷ به عنوان محتمل ترین چشمه های سونامی در نظر گرفته می شوند [۲۳].



شکل (۴-۵): مهمترین کانون های زمین لرزه موجود در دریای خزر

^{۱۳۲} Panahi

^{۱۳۳} Kasparov

^{۱۳۴} Dotsenko

۵-۳- مشخصات چشمه ها

جهت فرض پارامترهایی نظیر طول و عرض گسل و میزان لغزش، به دلیل در دسترس نبودن اطلاعات دقیق، از روش هایی جهت تخمین آنها استفاده شده است. در این زمینه توسط افرادی نظیر زارع (۱۳۸۴)، بنیلا^{۱۳۵} و همکاران (۱۹۸۴) [۶۱]، نوروزی (۱۹۸۵) [۶۲]، ولز و کاپراسمیت^{۱۳۶} (۱۹۹۴) [۶۳] و لیوژینگ^{۱۳۷} و همکاران (۲۰۰۴) [۶۴] روابطی ارائه گردیده است. یک مطالعه نسبتاً جامع در این زمینه توسط ولز و کاپراسمیت (۱۹۹۴) صورت گرفت. آنها از داده های مربوط به ۴۲۱ زمین لرزه از سرتاسر جهان (از جمله شامل زمین لرزه های ایران) استفاده کرده و با اتخاذ به روش های آماری پیشرفته، روابط تجربی بین بزرگا، طول ناحیه گسیخته شده، عرض ناحیه گسیخته شده و میزان لغزش روی سطح گسل را استخراج کردند که عبارتند از:

$$\log L = -2.22 + 0.69M \quad (1-5)$$

$$\log W = -1.01 + 0.32M \quad (2-5)$$

$$\log u = -4.8 + 0.69M \quad (3-5)$$

در این روابط M بزرگای زمین لرزه، L، W و u به ترتیب طول، عرض ناحیه گسیخته شده بر حسب کیلومتر می باشد. u نیز میزان لغزش بر روی سطح گسیختگی بر حسب متر می باشد.

دسته دیگر از پارامترهای مورد نیاز گسل، مربوط به مشخصات زمین شناسی و زمین ساختی منطقه می باشد. شیب ناحیه فروانش با کمک مطالعات زمین شناسی قابل تعیین است. پارامترهای زاویه لغزش و عمق کانون زمین لرزه مربوط به زلزله شناسی می باشند که قبل از وقوع زمین لرزه مشخص نیستند. در جدول (۵-۱) مشخصات فرض شده جهت مدلسازی گسل های مورد نظر نشان داده شده است. بزرگای زمین لرزه با توجه به شرایط لرزه خیزی و حوادث تاریخی رخداده در منطقه (توضیح در فصل دوم) فرض شده است. طول و عرض

^{۱۳۵} Bonilla

^{۱۳۶} Wells and Coppersmith

^{۱۳۷} Liu-Zeng

ناحیه گسیخته شده و میزان لغزش روی سطح گسل با استفاده از روابط شماره (۵-۱) تا (۵-۳) محاسبه شده اند. عمق کانونی زمین لرزه در دریای خزر ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است. شیب گسل در نواحی فرور معمولاً کم و حدود ۱۰ درجه می باشد. با توجه به اینکه داده ای در مورد نوع مکانیسم گسل موجود نبود، گسل شیب لغز با صفحه گسلش نسبتاً قائم انتخاب شده است (حالت بحرانی).

جدول (۵-۱): پارامترهای فرض شده برای هر گسل جهت مدلسازی تولید سونامی در دریای خزر

مقدار لغزش (متر)	عرض گسل (کیلومتر)	طول گسل (کیلومتر)	بزرگای زمین لرزه نسبت داده شده به هر گسل (ریشتر)	نام چشمه
۳/۸۲	۳۰/۶۲	۱۴۵/۲۱	۷/۸	S
۶/۱۵	۳۸	۲۳۴	۸/۱	S _۲
۳/۳	۲۸	۱۲۴	۷/۷	S _۳
۵/۲۴۸	۳۵/۵	۱۹۹/۵	۸	S _۵

ادامه جدول (۵-۱)

امتداد گسیختگی (درجه)	زاویه لغزش (درجه)	شیب گسل (درجه)	عمق کانون گسل (کیلومتر)	نام چشمه
۱۵۰	۹۰	۱۶	۱۵	S
۱۲۰	۱۱۰	۱۲	۲۰	S _۲
۱۳۰	۱۰۵	۹	۱۷	S _۳
۲۷۰	۱۰۰	۱۰	۲۰	S _۵

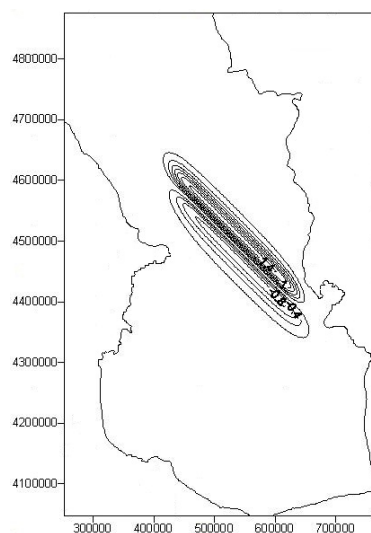
۵-۴- نتایج مدلسازی فاز تولید

با استفاده از پارامترهای ذکر شده در جدول (۵-۱) و روش توضیح داده شده در فصل چهارم، گسل ها مدلسازی می شوند. نتایج حاصل از مدلسازی فاز تولید سونامی برای گسل های مورد نظر در جدول (۵-۲) ارائه شده است.

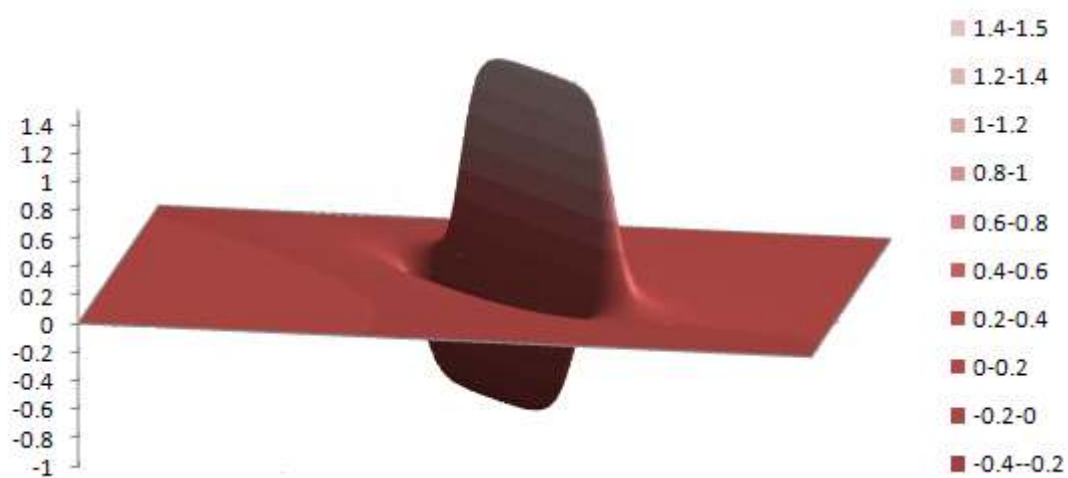
جدول (۵-۲): میزان تغییر شکل کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه در دریای خزر

نام چشمه	ماکزیمم بالاآمدگی کف دریا (متر)	ماکزیمم پایین افتادگی کف دریا (متر)
S	۱/۲۴۳	-۰/۵۳۲
S _۲	۱/۷۵۸	-۰/۹۴۸
S _۳	۰/۸۷۱	-۰/۵۴۴
S _۰	۱/۴۷۷	-۰/۸۸۵

اشکال (۵-۵) و (۵-۶) تغییر شکل کف دریا را در چشمه S_۰، به صورت گرافیکی نشان می دهند. حداکثر مقدار بالاآمدگی کف دریا برابر ۱/۴۷۷ متر و حداکثر مقدار پایین افتادگی کف دریا برابر ۰/۸۸۵ متر بدست آمده است.



شکل (۵-۵): نمای دو بعدی از تغییر شکل کف دریا در چشمه S۵



شکل (۵-۶): نمای سه بعدی از تغییر شکل کف دریا در چشمه S۵

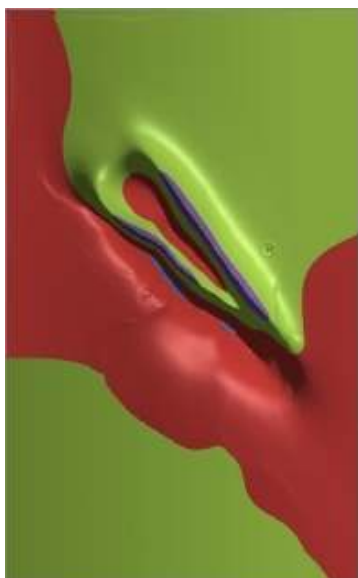
۵-۵- نتایج مدلسازی فاز انتشار

سرعت ایجاد گسیختگی در کف دریا بسیار بالاتر از سرعت انتشار امواج سونامی است. در نتیجه با تقریب بسیار خوبی می توان فرض کرد که تغییر شکل کف دریا همزمان با وقوع زمین لرزه و به صورت آنی اتفاق می افتد. فرض فوق به طور گسترده ای جهت مدلسازی انتشار سونامی مورد استفاده قرار گرفته است. از مدلی که در فصل چهارم مورد بحث قرار گرفت، جهت مدلسازی فاز انتشار سونامی استفاده می شود. دامنه محاسباتی مورد استفاده جهت مدلسازی انتشار سونامی در شکل (۵-۱) نشان داده شده است. از شرط کورانت-فردریش-لوی (CFL)^{۱۳۸} به منظور کنترل پایداری مدل عددی استفاده می شود که عبارتست از:

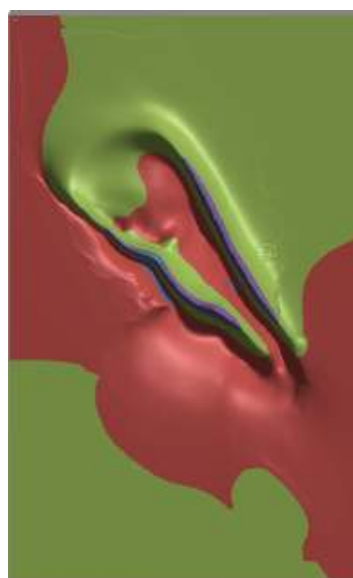
$$\frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gh_{max}} \leq 1 \quad (5-4)$$

نتایج مدلسازی فاز انتشار سونامی، ناشی از چشمه S₀ در دریای خزر، در زمانهای ده دقیقه، بیست دقیقه، سی دقیقه، چهل دقیقه، یک ساعت، دو ساعت و سه ساعت در شکل (۵-۷) نمایش داده شده است.

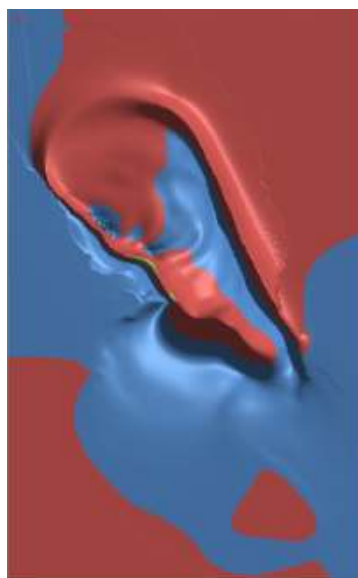
^{۱۳۸} Courant-Friedrichs-Lewy



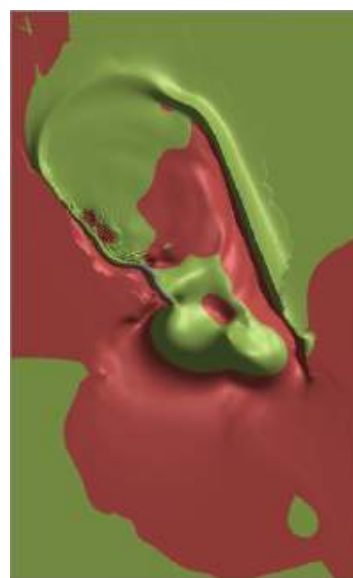
Time = ۱۰ min



Time = ۲۰ min

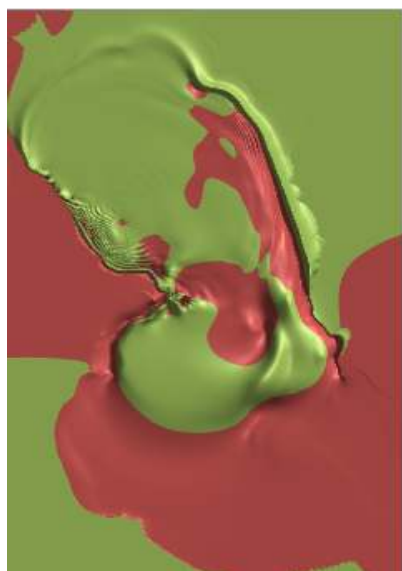


Time = ۳۰ min

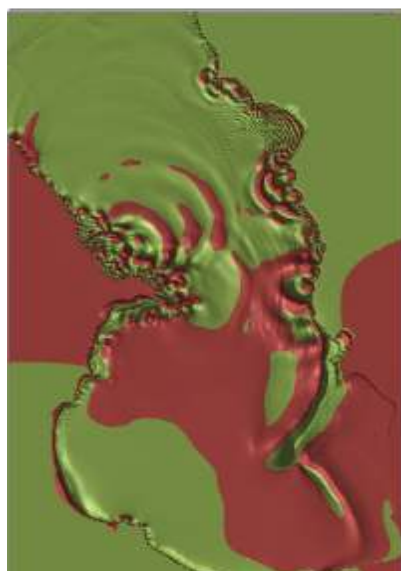


Time = ۴۰ min

شکل (۷-۵): نتایج مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S۰



Time = ٦٠ min



Time = ١٢٠ min

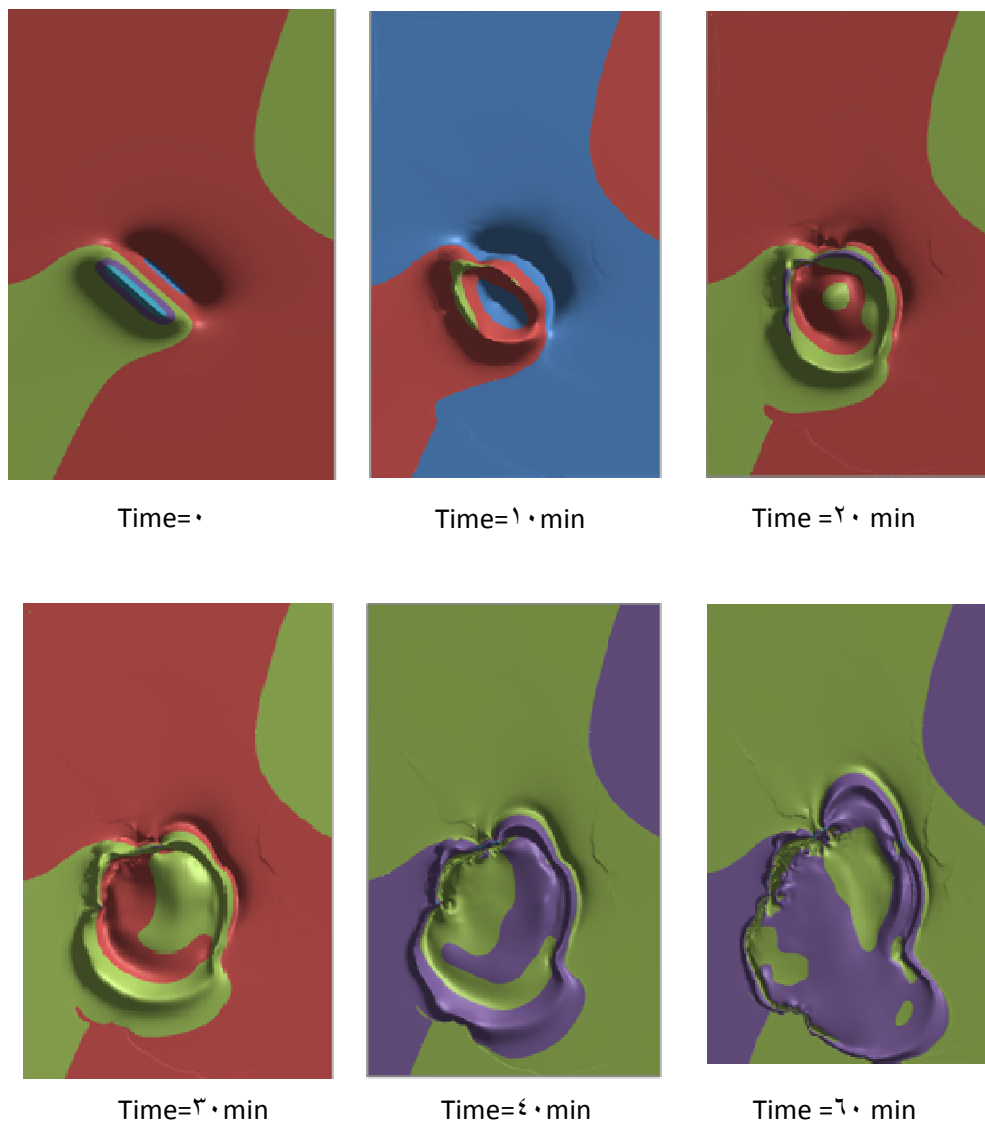


Time = ١٨٠ min

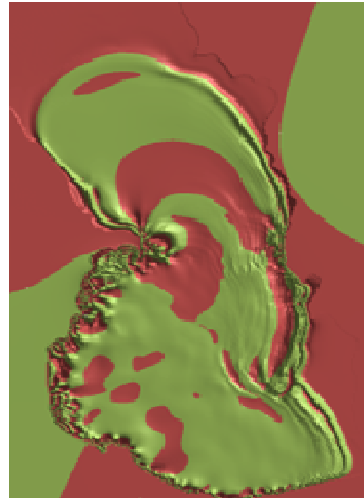
ج

ادامه شکل (٧-٥)

شکل (۸-۵) انتشار امواج سونامی را در زمان های مختلف، پس از تولید سونامی ناشی از چشمه S را در دریای خزر نمایش می دهد.



شکل (۸-۵): نتایج مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S



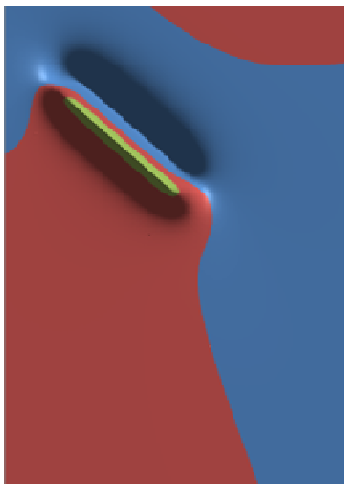
Time=120 min



Time = 180 min

ادامه شکل (۵-۸)

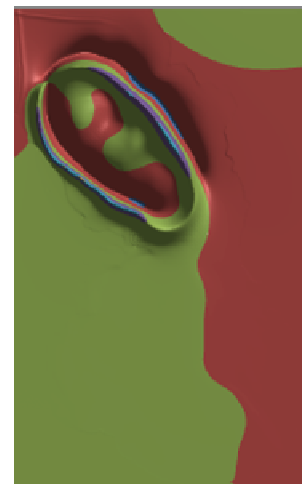
در شکل (۵-۹) نتیجه مدلسازی انتشار امواج سونامی را در زمان های متفاوت پس از تولید سونامی ناشی از چشمه S_2 ، در دریای خزر نمایش داده شده است.



Time=0

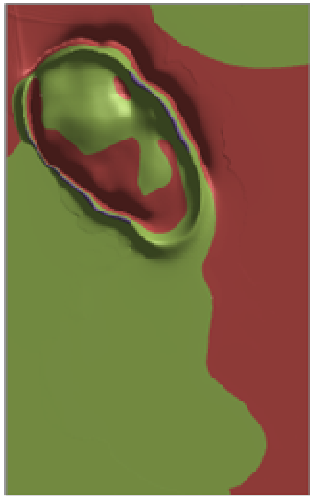


Time=10 min

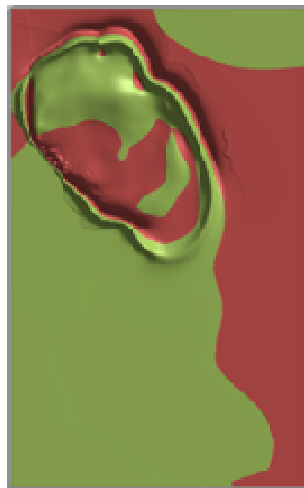


Time = 20 min

شکل (۵-۹): مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S_2



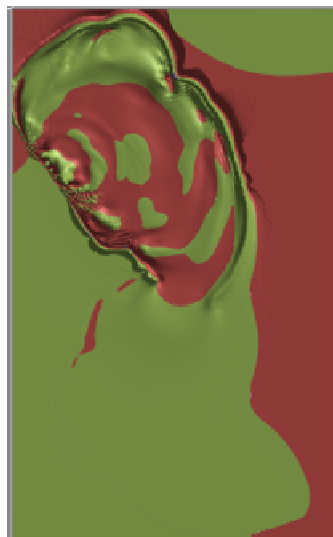
Time=۳۰ min



Time=۴۰ min



Time = ۶۰ min



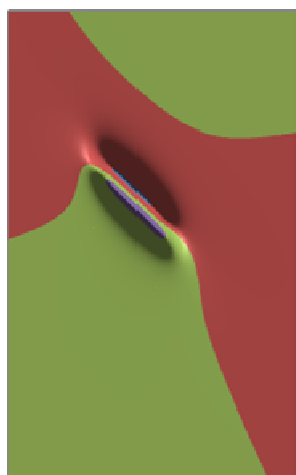
Time=۱۲۰ min



Time=۱۸۰ min

ادامه شکل (۵-۹)

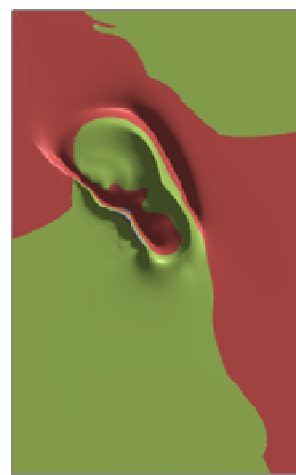
شکل (۵-۱۰) نتیجه مدلسازی انتشار امواج سونامی را در زمان های مختلف پس از تولید در چشمه S_r در دریای خزر نمایش می دهد.



Time=۰



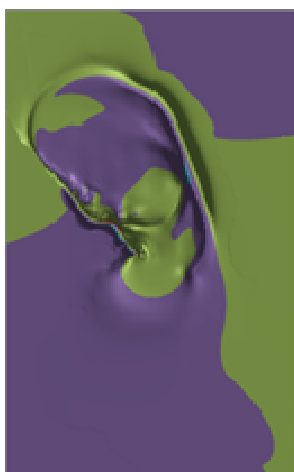
Time=۱۰ min



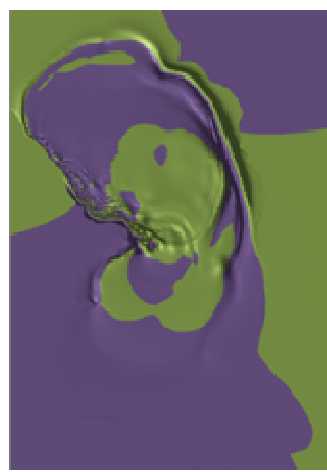
Time =۲۰ min



Time=۳۰ min



Time=۴۰ min

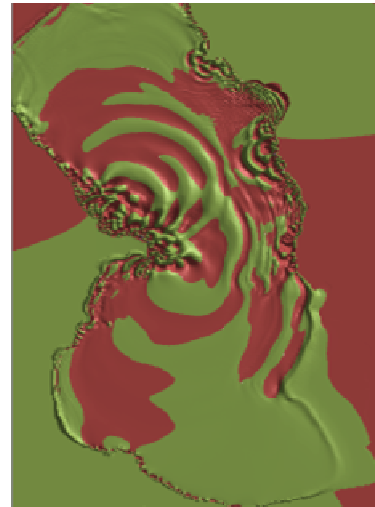


Time =۶۰ min

شکل (۵-۱۰): مدلسازی انتشار سونامی ناشی از چشمه S_3



Time=120 min



Time=180 min

ادامه شکل (۵-۱۰)

بیشترین تراز سطح آب دریای خزر، در حین انتشار امواج سونامی در زمان های مختلف نشان داده شده در

اشکال (۵-۷) تا (۵-۱۰)، ناشی از چشمه های S ، S_r ، S_{rr} و S_h ، در جدول (۵-۳) ارائه شده است.

جدول (۵-۲): حداکثر تراز آب دریای خزر در حین انتشار

نام چشمه زمان (دقیقه)	S	S_r	S_{rr}	S_h
۱۰	۰/۹۲۵	۱/۰۴۷	۰/۵۲۸	۰/۸۹۱
۲۰	۱/۱۸۶	۱/۶۲۲	۰/۶۳۹	۱/۴۳۶
۳۰	۱/۵	۲/۲۹۵	۰/۸۰۱	۱/۹۳
۴۰	۱/۹۱۴	۲/۷۷۸	۱/۰۸۱	۲/۵۱۵
۶۰	۲/۴۴۳	۴/۱۱۷	۱/۱۷۱	۳/۷۶۱
۱۲۰	۲/۹۴۸	۴/۴۷۹	۲/۵۷۲	۴/۶۷۹
۱۸۰	۴/۰۱۴	۷/۸۲۹	۱/۹۸۲	۵/۳۴۵

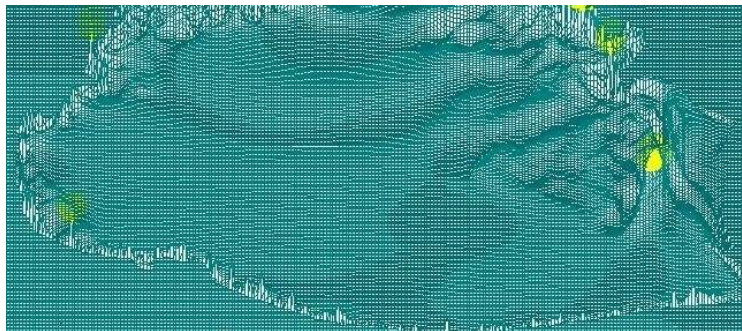
در ادامه اثر سونامی در بخش جنوبی دریای خزر مورد بررسی قرار می گیرد. با توجه به موقعیت قرارگیری

چشمه های S و S_h در دریای خزر، نسبت به سایر چشمه ها در این حوضه، تأثیر بیشتری در بخش سواحل

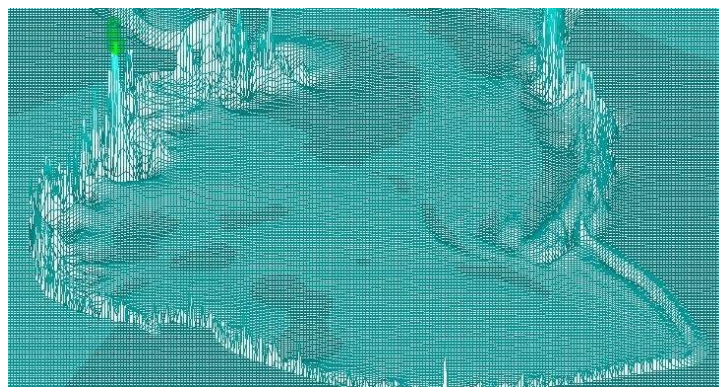
جنوبی دریای خزر می گذارند. لذا اثر این دو چشمه در بخش جنوبی دریای خزر مورد بررسی قرار گرفت. نتایج به صورت حداکثر ارتفاع موج ناشی از این دو چشمه در شکل های (۵-۱۱) و (۵-۱۲) ارائه شده است.

در شکل (۵-۱۱) حداکثر ارتفاع موج ناشی از کانون زمین لرزه S_0 در سواحل جنوبی دریای خزر، با رنگ زرد مشخص شده است. این ارتفاع معادل ۱/۱ متر بدست آمده است.

همچنین در شکل (۵-۱۲) حداکثر ارتفاع موج ناشی از کانون زمین لرزه S در سواحل جنوبی دریای خزر، با رنگ سبز مشخص شده است. این ارتفاع معادل ۲/۵ متر بدست آمده است.



شکل (۵-۱۱): حداکثر ارتفاع موج ناشی از چشمه S_0



شکل (۵-۱۲): حداکثر ارتفاع موج ناشی از چشمه S

فصل ۶

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتایج

برای مناطقی مانند دریای خزر که در آنها اطلاعات موجود در مورد حوادث سونامی و زمین لرزه، کوتاه و ناکافی می باشد، مدلسازی عددی سونامی می تواند به طور موفقیت آمیزی جهت ارزیابی خطر سونامی به کار رود. جهت مدلسازی فاز تولید سونامی، با استفاده از روابط مانسینها و اسمیلی که نسبت به سایر روابط موجود در این زمینه معتبرتر می باشد، مدلی تهیه گردید. خروجی مدل، الگو و میزان تغییر شکل کف دریا در اثر وقوع زمین لرزه می باشد.

جهت مدلسازی فاز انتشار سونامی، مدل های عددی موجود معرفی شدند. از بین مدل های معرفی شده، از مدل عددی تونامی به دلیل بالا بودن اعتبار علمی آن نسبت به سایر مدل ها، برای مدلسازی فرآیند انتشار سونامی در دریای خزر استفاده گردید.

نتایج به دست آمده در قالب این پایان نامه به شرح زیر ارائه می گردد:

- نتایج حاصل از مدلسازی فاز تولید در چشمه های S_1, S_2, S_3 و S_4 نشان می دهند که بیشترین تغییر شکل کف دریا در چشمه S_2 اتفاق می افتد. حداکثر بالآمدگی کف دریا در این چشمه برابر ۱/۷۵۸ متر و حداکثر پایین افتادگی کف دریا برابر ۰/۹۴۸ متر بدست آمده است.
- چشمه S_2 با بزرگای زمین لرزه معادل ۸/۱ خطرناک ترین چشمه نسبت به چشمه های S_1, S_2 و S_4 به شمار می آید. همچنین می توان نتیجه گرفت که پارامتر زمین لرزه نقش موثری در ایجاد سونامی ایفا می کند به گونه که هرچه زمین لرزه قوی تر باشد، ابعاد گسیختگی بیشتر شده و سطح آب در حجم زیادتری جابجا می شود در نتیجه باعث ایجاد سونامی قوی تری می شود.

- زمین لرزه هایی با بزرگای $6/8$ تا $7/5$ سونامی ضعیف، زمین لرزه هایی با بزرگای $7/5$ تا 8 سونامی قوی و زمین لرزه هایی با بزرگای بیشتر از 8 خطر وقوع سونامی های قوی تر در دریای خزر را افزایش می دهند.
- حداکثر ارتفاع موج محاسبه شده $7/83$ متر ناشی از چشمه S_2 با حداکثر بالآمدگی $1/76$ متر می باشد.
- سواحل بخشهای میانی خزر بیشترین اثر را از سونامی دریافت می کنند به طوری که بزرگترین امواج سونامی در سواحل شرقی و غربی بخش خزر میانی به وجود می آیند.
- چشمه های S_2 و S_5 با توجه به قرار داشتن در بخش نسبتاً عمیق تر دریا نسبت به چشمه های S_1 و S_3 و طول زیاد چشمه های خطرناک تری به حساب می آیند.
- با توجه به اینکه جهت انتشار موج عمود بر جهت گسل است، چشمه های S_2 و S_3 هیچ خطر جدی در سواحل جنوبی دریای خزر ایجاد نمی کنند.

۶-۲- پیشنهادات

موارد زیر جهت برآورد دقیق تر میزان خطر سونامی به شرح زیر پیشنهاد می شود:

- مطالعات بیشتر جهت جمع آوری اطلاعات دقیق تر مربوط به لرزه خیزی و اطلاعات تاریخی سونامی های گذشته در دریای خزر
- بررسی اثر چشمه های لرزه ای خارج از دریای خزر در ایجاد سونامی در منطقه
- مدلسازی سونامی ناشی از چشمه های غیر لرزه ای مانند زمین لغزش های زیر دریایی در دریای خزر
- بررسی نحوه حرکت امواج پس از ورود به ساحل و میزان تخریب آنها بر ساحل

- [١]. Walker K. T., Ishii M., and Shearer P. M., (٢٠٠٥), "Rupture details of the ٢٨ March ٢٠٠٥ Sumatra Mw ٨.٦ earthquake imaged with teleseismic P waves", Geophysical Research Letters, Vol. ٣٢.
- [٢]. Geist E. L., Titov V. V. and Synolakis C. E., (٢٠٠٦), "Tsunami: Wave of Change", Scientific American, January ٢٠٠٦, pp ٥٦-٦٣.
- [٣]. Satake, K. (٢٠٠٢), Tsunamis, in International handbook of Earthquake and Engineering Seismology, International Association of Seismology & Seismology and Physics of the Earth's Interior, Committee on Education, and International Association for Earthquake Engineering, Academic Press, Amsterdam, pp٤٣٦-٤٥١.
- [٤]. Fernandez, M, Molina, E., Havskov, J., Atakan, K. (٢٠٠٠), Tsunamis and Tsunami Hazards in Central America, in Natural Hazards, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp٩١-١١٦.
- [٥]. Kearey P. and Vine F. J., (١٩٩٦), "Global Tectonics", Second Edition, Blackwell Science Ltd, Malden, MA, USA.
- [٦]. Synolakis, C. E. "Tsunami and Seiche", CRC Press, Boca Raton, Florida, USA (٢٠٠٣).
- [٧]. Bryant, E. (٢٠٠١), TSUNAMI: The Underrated Hazard, Cambridge University Press, Cambridge.
- [٨]. Ben-Menahem, A., Rosenman, M., (١٩٧٢), Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. Journal Geophysical Research ٧٧, ٣٠٩٧ ٣١٢٨.
- [٩]. Hatori, T. (١٩٩٥), Magnitude scale for the Central American tsunamis, in Tsunamis: ١٩٩٢-١٩٩٤; their generation, dynamics, and hazard, Birkhäuser, Basel., pp٤٧١-٤٧٩.
- [١٠]. Ida, K. (١٩٨١), Some Remarks on the Occurrence of Tsunamigenic Earthquakes around the Pacific, in Tsunamis their Science and Engineering, Ida, K., Iwasaki, T., Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp٦١-٧٦.
- [١١]. Imaura, F. et.al. (١٩٩٣), Estimate of the Tsunami Source of the ١٩٩٢ Nicaraguan Earthquake from Tsunami Data, in Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, Washington, vol.٢٠, no.١٤, pp١٥١٥-١٥١٨.
- [١٢]. Soloviev, S.L. (١٩٧٠), Recurrence of tsunamis in the Pacific, in Tsunamis in the Pacific Ocean, East-West Center Press, Honolulu, pp.١٤٩-١٦٤.
- [١٣]. Abe, K. (١٩٨٣), A New Scale of Tsunami Magnitude, Mt, in Tsunamis-Their Science

and Engineering, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.

- [١٤]. Legg M. R., Eeri M., Borrero J. C., and Synolakis C. E., (٢٠٠٤), "Tsunami Hazard Associated With Catalina Fault in Southern California", Earthquake Spectra, Vol. ٢٠, No. ٣, pp ١-٣٤, Earthquake Engineering Research Institute.
- [١٥]. Hebert H., Schindele F., Altinokb Y., Alpar B., Gazioglu C., (٢٠٠٤), "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.
- [١٦]. Pelinovsky E., Kharif C., Riabov I., and Marcfrancius, (٢٠٠٢), "Modelling of Tsunami Propagation in the Vicinity of the French Coast of the Mediterranean", Natural Hazards, Vol. ٢٥, pp ١٣٥-١٥٩.
- [١٧]. NOAA's TIME Center: <http://www.pmel.noaa.gov/tsunami>.
- [١٨]. <http://www.catnat.net>.
- [١٩]. Yalciner A. C., Karakus H., Ozer C., Ozyurt G., (٢٠٠٥), "Short Course on Understanding the Generation, Propagation, Near and Far- Field Impacts of Tsunamis and Planning Strategies to Prepare for Future Events", MACRES, Malaysia, ٠٨-١٩ May.
- [٢٠]. Carayannis George P., (٢٠٠٤), "The Earthquake and Tsunami of ٢٨ November ١٩٤٥ in Southern Pakistan", International Conference HAZARDS ٢٠٠٤, ٢-٤ Dec., Hyderabad, India.
- [٢١]. Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., (١٩٨٢), "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press, Britain.
- [٢٢]. Papadopoulos, G. A., ٢٠٠٦, Tsunami Hazard Assessment in Regions Uncovered by Tsunami Warning Systems: North-West, Central & South Atlantic Ocean Caspian Sea: SW Pacific, South China Sea, Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) UNESCO.
- [٢٣]. Dotsenko S F, Kuzin I P, Levin B V, and Solovieva O N, ٢٠٠٢, Tsunamis in the Caspian Sea: Historical Events, Regional Seismicity and Numerical Modeling, PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKY TSUNAMI WORKSHOP, SEPTEMBER ١٠-١٥.
- [٢٤]. Ulomov, V. I., Polyakova, T. P., and Medvedeva, N. S., ١٩٩٩: Dynamics of seismic regime in the Caspian Sea basin, Physics of Earth, ١٢. ٧٦-٨٢ (in Russian).
- [٢٥]. Wiegel, R.L., (١٩٥٥), Laboratory studies of gravity waves generated by the movement of a submerged body. Transactions AGU ٣٦, ٧٥٩ ٧٧٤.

- [26]. Peregrine, D.H., (1966), Calculations of the development of an undular bore. *Journal of Fluid Mechanics* 20, 321-330.
- [27]. Synolakis C.E., (2003), Tsunami and seiche. In: *Earthquake Engineering Handbook*, edited by Chen W.F., and Scawthorn, C., CRC Press, Chapter 9, 190.
- [28]. Tuck, E.O. and Hwang, L.S. (1972), Long wave generation on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics* 51, 449-461.
- [29]. Hammack, J.L., (1972), Tsunamis – a model for their generation and propagation. Report no. Kh-R-28, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology.
- [30]. Houston, J.R. and Garcia, A.W. (1974-a), Type 16 flood insurance study. USACEWES Report H-74-3.
- [31]. Houston, J.R. and Garcia, A.W., (1974-a), Type 19 flood insurance study. USACEWES Report HL-80-18.
- [32]. Goring, D.G., (1978), Tsunamis-the propagation of long waves onto a shelf. Report no. Kh-R-38, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology.
- [33]. Yeh, H., Liu, P.F. and Synolakis, C.E., (1996), Long wave runup models, p. 403. Singapore: World Scientific.
- [34]. Mansinha L. and Smylie D. E. (1971), “The Displacement Field of Inclined Faults”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, pp 1433-1440.
- [35]. Okada Y., (1985), “Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half Space”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75(2), 1135-1154.
- [36]. Okada, Y., (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1054-1067.
- [37]. Okal E.A and Synolakis C.E., (2003), “Source Discriminants for near-field tsunamis”, *Geophys. J. Int.* 158, 899-912.
- [38]. Emile A. Okal, Jose Borrero and Coatas E. Synolakis, (2004), “The earthquake and tsunami of 1860 November 17: evidence for far-field tsunami hazard from Tonga”, *Geophys. J. Int.* 157, 164-174.
- [39]. Mader, C.L., (1974), Numerical simulation of tsunamis. *Journal of Physical Oceanography* 4 (1), 74-82.

- [٤٠]. Luettich, R.A., Westwink, J.J., and Scheffner, N.W., (١٩٩١), 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.
- [٤١]. Myers, E.P., and Baptista, A.M., (٢٠٠١), Analysis of factors influencing simulations of the ١٩٩٣ Hokkaido Nansei-Oki and ١٩٦٤ Alaka tsunamis. Natural Hazards ٢٣, ١٢٨.
- [٤٢]. Wei, G., Kirby, J.T., (١٩٩٥), Time-dependent numeric code for extended Boussinesq equations. Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering ١٢١ (٥), ٢٥١-٢٦١.
- [٤٣]. Day, S.J., Watts, P., Grilli, S.T., Kirby, J.T., (٢٠٠٥), Mechanical models of the ١٩٧٥ Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami. Marine Geology ٢١٥, ٥٩-٩٢.
- [٤٤]. Tinti, S., Gavagni, I., Piatanesi, A., (١٩٩٤), A finite-element numerical approach for modeling tsunamis. Annals of Geofisics ٣٧, ١٠٠٩-١٠٢٦.
- [٤٥]. Liu, P.L.-F., Woo, S-B., and Cho, Y-s., (١٩٩٨), Computer programs for tsunami propagation and inundation, Cornell University, School of Civil and Environmental Engineering, ١٠٤ pp.
- [٤٦]. Alasset, P.-J., Hebert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M., (٢٠٠٦), The tsunami induced by the ٢٠٠٣ Zemmouri earthquake ($M_w=٦.٩$, Algeria): modeling and results. Geophysical Journal International ١٦٦, ٢١٣-٢٢٦.
- [٤٧]. Goto, C., and Ogawa, Y., (١٩٩٢), 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.
- [٤٨]. Goto, C., and Ogawa, Y., Shuto, N., and Imamura, F., (١٩٩٧), Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme (IUGG/IOC Time Project), IOC Manual, UNESCO, No. ٣٥.
- [٤٩]. Yalciner, A.C., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kurkin, A., Kozelkov, A., and Zaitsev, A., (٢٠٠٤), Tsunamis in the Black Sea: comparison of the historical, instrumental, and numerical data. Journal of Geophysical Research ١٠٩, C١٢٠٢٣.
- [٥٠]. Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A.C., Kurkin, A., Kozelkov, A., and Zaitsev, A., (٢٠٠٣), The ١٨٦٧ Virgin island tsunami observations and modeling. Oceanological Acta ٢٦, ٦٠٩-٦٢١.
- [٥١]. Titov, V.V., and Synolakis, C.E., (١٩٩٥), Modeling of breaking and non-breaking long wave evolution and runup using VTCS-٢. Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering ١٢١ (٦), ٣٠٨-٣١٦.

- [٥٢]. Titov, V.V., Synolakis, C.E., (١٩٩٨), Numerical modeling of tidal wave run-up. Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering ١٢٤ (٤), ١٥٧-١٧١.
- [٥٣]. Titov, V.V., Gonzalez, F.I., (١٩٩٩), Implementation and testing of the Method of Splitting Tsunamis (MOST) model. NOAA Technical Memorandum, ERLPMEL-١١٤.
- [٥٤]. Legg, M.R., Borrero, J.C., and Synolakis, C.E., (٢٠٠٤), Tsunami hazard associated with Catalina fault in southern California. Earthquake Spectra ٢٠(٣), ١٣٤.
- [٥٥]. Einser, R.K., Borrero, J.C., and Synolakis, C.E., (٢٠٠١), Inundation maps for the state of California. In: Proceedings of the International Tsunami Symposium ٢٠٠١, ٦٧-٨١.
- [٥٦]. Imamura, F., Imteaz, M.A., (١٩٩٥), Long waves in two layer, governing equations and numerical model. Science of Tsunami Hazards ١٣, ٣٢٤.
- [٥٧]. Walters, R.A., Casulli, V., (١٩٩٨), A robust, finite element model for hydrostatic surface water flows. Commun. Number. Methods Eng ١٤, ٩٣١-٩٤٠.
- [٥٨]. 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., Vol. ١٥٧, pp ٣٨١-٣٩٨ (٢٠٠٤).
- [٥٩]. Vernant Ph., Nilforoushan F., Cherry J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Nankali H., Ritz J. F., Sedighi M., and Tavakoli F. (٢٠٠٤), "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data", Earth and Planetary Science Letters ٢٢٣ (٢٠٠٤) ١٧٧-١٨٥.
- [٦٠]. Panahi, B. M., and Kasparov? V. A., ١٩٨٨: Problems of seismic regime of the Caspian Sea, Transactions, Academy of Sciences of the Azerbaijan SSR, ١, ٩١-٩٨ (in Russian).
- [٦١]. Bonilla M. G., Mark R. K., and Lienkaemper J. J., (١٩٨٤), "Statistical Relations among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. ٧٤, No. ٦, pp ٢٣٧٩-٢٤١١.
- [٦٢]. Nowroozi, A. A., ١٩٨٥, Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran, Bulletin of the Seismological Society of America, Oct ١٩٨٥: ٧٥: ١٣٢٧-١٣٣٨.
- [٦٣]. Wells D. L. and Coppersmith K. J., (١٩٩٤), "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.

[14]. Liu-Zeng, J., Heaton, T., DiCaprio, C., 2005, The effect of slip variability on earthquake slip-length scaling, Geophys. J. Int. 162, 841-849.

Abstract

Scientists involved in tsunami research have always been very interested in models, which can accurately predict the propagation of tsunamis. One of the most important reasons was and still is providing the necessary data for tsunami warning systems.

The numerical model which is used in this study is based on Tunami numerical model. This model is developed and improved in this study and applied for modeling of tsunamis in Caspian Sea. Modeling of Tsunami is done in two phases, source and propagation. In first phase after data collection about the faults of Caspian Sea, sea floor deformation and initial wave were modeled. In the second phase the multitude of tsunami wave propagation. In different periods, from the start time until reaching the shore was modeled.

The results of numerical model indicate that the shores located in the middle of Caspian Sea, will be affected more than others by tsunami, as well as the biggest tsunami waves will be generated in western and eastern shores of the middle Caspian Sea.

Keywords: Tsunami, numerical modeling, Caspian Sea



Shahrood University of Technology

Faculty of Civil & Architectural

Numerical Modeling of Tsunami

Hoda Pahlavan

Supervisors:

Dr. Reza Naderi

Advisor:

Dr. Fazlollah Saghravani

Winter ۱۴۰۱



