



ارزیابی مشخصات سونامی زمین لغزشی احتمالی در دریاچه خزر

فریبا قنبرپور^۱، سید احمد نشائی^{۱*}، مهدی ویس کرمی^۲

^۱دانشکده‌ی فنی، دانشگاه گیلان، رشت، ایران.

^۲دانشکده‌ی مهندسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران.

تاریخچه داوری:

دریافت: ۱۳۹۷-۰۵-۲۳

بازنگری: ۱۳۹۷-۱۱-۳۰

پذیرش: ۱۳۹۸-۰۲-۲۳

ارائه آنلاین: ۱۳۹۸-۰۲-۲۳

کلمات کلیدی:

ارزیابی خطر

دریای خزر

زمین لغزش

مدل سازی عددی

سونامی

خلاصه: سونامی‌ها محدود به اقیانوس‌های آزاد نیستند؛ در خلیج‌ها، فلات‌ها، دریا‌های درون مرزی و دریاچه‌ها نیز باید انتظار وقوع سونامی را داشت. دریای خزر نیز به عنوان بزرگترین دریاچه‌ی جهان با خطوط ساحلی طولانی و تراکم جمعیتی زیادی که در اطراف خود دارد و با توجه به سونامی‌های خفیفی که در گذشته در آن رخ داده، باید بیشتر مورد بررسی قرار گیرد تا از حوادث مخرب آینده جلوگیری شود. در تحقیق حاضر با استفاده از مدل سازی عددی و نیمه‌تحلیلی و فرض وجود زمین لغزش در قسمت‌های میانی و جنوبی دریای خزر، پارامترهای مهم سونامی‌های حاصل بدست آمده و سری زمانی ارتفاع موج که مهم‌ترین خروجی تحلیل و مدل سازی سونامی می‌باشد، در ده ایستگاه که از جمله بنادر مهم دریای خزر هستند ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که ارتفاع موج اولیه‌ی سونامی‌ها قابل توجه بوده و به دلیل ماهیت انتشار شعاعی امواج سونامی زمین لغزشی، مناطق نزدیک تحت تأثیر قرار خواهند گرفت. هر چقدر عمق محل زمین لغزش کمتر باشد، ارتفاع موج اولیه بیشتر و طول موج کمتر می‌شود، یعنی موج پر انرژی‌تر خواهد بود و توانایی گسترش به نقاط بیشتری را خواهد داشت. در واقع وقتی زمین لغزش از عمق کمتری شروع به حرکت می‌کند، مسافت بیشتری را تا رسیدن به کف حوضه طی می‌کند و در نتیجه حجم آب جابه جا شده بیشتر و دامنه‌ی موج بلندتر خواهد بود. با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی، احتمال وقوع سونامی در دریاچه خزر ناشی از زمین لغزش وجود داشته و در صورت وقوع، سونامی مهیبی مشاهده خواهد شد.

۱- مقدمه

رخدادی لرزه‌ای و ژئوتکتونیک بوده که قابل پیش بینی نیست و لازم است به صورت چند رشته‌ای (شامل علوم مختلف همچون مکانیک خاک، زلزله شناسی، علوم زمین، مهندسی، مدیریت خطر و غیره) به طور دقیق و همه‌جانبه بررسی شود تا شناخت بهتری حاصل گردد و منجر به تصمیم‌گیری صحیح در زمینه‌ی مقابله و کاهش خطر شود. دریای خزر نیز به عنوان بزرگترین دریاچه‌ی جهان با خطوط ساحلی طولانی و تراکم جمعیتی زیادی که در اطراف خود دارد، و با توجه به سونامی‌های خفیفی که در گذشته در آن رخ داده، باید بیشتر مورد بررسی قرار گیرد تا از حوادث مخرب آینده جلوگیری شود. بنابراین سونامی‌ها محدود به اقیانوس‌های آزاد نیستند. در خلیج‌ها،

احتمال وقوع سونامی در اقیانوس‌ها و دریا‌های آزاد تاکنون به شکل‌های مختلف بررسی شده و با توجه به رخداد این حادثه‌ی طبیعی در نقاط مختلف دنیا، از جنبه‌های گوناگون، تحقیقات ارزشمندی در دست می‌باشد. اما احتمال وقوع سونامی در حوضه‌های بسته همچون دریاچه‌های بزرگ به طور وسیعی بررسی نشده است. با وجود اینکه شواهد تاریخی مبنی بر وقوع سونامی در حوضه‌های بسته در دست می‌باشد، هنوز تدابیر مقابله با این رخداد در این مکان‌ها به صورت جدی فراهم نشده است. شاید به این دلیل باشد که سونامی‌های گذشته چشمگیر نبوده‌اند. اما باید توجه کرد که سونامی به طور عمده

* نویسنده‌ی همکار: maln@guilan.ac.ir



نتایج نشان می‌دهد که ارتفاع موج اولیه‌ی سونامی‌ها قابل توجه بوده و به دلیل ماهیت انتشار شعاعی امواج سونامی زمین لغزشی، مناطق نزدیک تحت تأثیر قرار خواهند گرفت.

۲- مبانی تئوری

۲-۱- تشکیل سونامی

زمین لغزش‌های زیر دریایی یکی از عوامل اصلی هستند که از طریق آن رسوبات از زمین جدا شده (به طور عمده توسط رودخانه‌ها حمل می‌شوند) و از فلات قاره (به عنوان مثال از طریق فرسایش و انتقال توسط جریان‌های اقیانوسی و طوفان‌ها)، در سراسر شیب قاره‌ای به اقیانوس عمیق منتقل می‌شوند [۱۱ و ۱۲]. سونامی‌های تشکیل شده توسط زلزله‌های ناحیه فرورانش با زمین لغزش‌های زیردریایی تفاوت‌های اساسی دارند. ابعاد گسیختگی، برای سونامی‌های زمین لرزه‌ای با منشا وسیع، در مقایسه با مناطق تحت تأثیر سونامی‌های زمین لغزشی، مناطق منبع لرزه‌ای را تعیین می‌کند. از طرف دیگر، سونامی‌های تشکیل شده توسط زلزله‌های ناحیه فرورانش یک منبع خطی دارند و بطور عمودی نسبت به گسل منبع، گسترش می‌یابند؛ اما سونامی‌های زمین لغزشی به دلیل منبع نقطه‌ای، بطور شعاعی گسترش می‌یابند. منطقه‌ی کوچک منبع سونامی‌های زمین لغزشی همچنین منجر به تولید امواج کوتاه در مقایسه با امواج ناشی از سونامی‌های زمین لرزه‌ای می‌شوند. پراکندگی امواج کوتاه و همچنین انتشار شعاعی، اثرات دور از میدان سونامی‌های زمین لغزشی را در مقایسه با سونامی‌های با منشا لرزه‌ای، کم می‌کند. با این وجود، امواج کوتاه بیشتر متمایل به تشدید ساحلی با تأثیرات محلی بالا هستند. برخلاف سونامی‌های تشکیل شده توسط زمین لرزه‌ها، سونامی‌های زمین لغزشی زیردریایی در آب‌های کم‌عمق بسیار مخرب تر هستند، در مقایسه با آن‌هایی که در آب عمیق تشکیل می‌شوند. این به واسطه‌ی انرژی بیشتری است که می‌تواند از لغزش، به آب در مناطق کم عمق مبدل شود. علاوه بر این آب‌های کم عمق معمولاً به سواحل نزدیک تر هستند و بنابراین فاصله‌ای کوتاه تر برای تعدیل شعاعی وجود دارد. همچنین در این دو نوع سونامی، زمان تشکیل موج اولیه متفاوت است. سونامی‌های زمین لرزه‌ای بلافاصله تشکیل می‌شوند، بنابراین تغییر مکان‌های نهایی عمودی بستر دریا بلافاصله به ارتفاعات سطح اولیه‌ی دریا منتقل می‌شوند.

فلات‌ها، دریا‌های درون مرزی و دریاچه‌ها نیز باید انتظار وقوع سونامی را داشت [۱ و ۲]. قابلیت تشکیل سونامی در طول خطوط ساحلی دریای خزر به دلیل تراکم جمعیتی زیاد این سواحل یک مسأله‌ی مهم می‌باشد [۷-۳]. با توجه به مطالب بیان شده، به دلیل پتانسیل اثرات مخرب سونامی، لازم است مکانیسم تشکیل و گسترش آن‌ها توسط محققان و مهندسان درک شود تا آن‌ها قادر به پیش‌بینی میزان طغیان و تأثیر نیروهای امواج در مناطق ساحلی که در خطر حمله هستند، باشند. بدین منظور کنترل، نظارت و اندازه‌گیری‌های مناسب و مداوم باید در سرتاسر استفاده از ناحیه‌های مستعد سونامی و در طراحی سازه‌هایی که در این نواحی جای خواهند گرفت اعمال شود. همچنین باید یک هشدار حمله‌ی سونامی مناسب به مردمی که در این نواحی مستقر هستند داده شود و روش‌هایی برای تخلیه‌ی منظم در هنگام خطر مقرر شود [۸]. زلزله‌ی ناحیه‌ی^۱ فرورانش به عنوان منبع سونامی در بیشتر مطالعات قبلی سونامی‌های دریای خزر در نظر گرفته شده است، این در حالی است که نتایج سونامی حاصل از زمین لغزش‌های زیر دریایی، کمتر بررسی شده است [۹]. علی‌رغم اینکه بیشتر بخش‌های دریای خزر از عمق کمی برخوردار می‌باشند؛ در مناطق نزدیک به سواحل ایران، عمق آب به بیش از هزار متر افزایش می‌یابد. بر اساس مطالعات انجام شده، می‌توان وقوع سونامی با ارتفاع تا سه متر را در سواحل جنوبی دریای خزر انتظار داشت [۱۰]. از طرفی دیگر، زمین لغزش‌های زیر دریایی می‌توانند سونامی‌هایی با خیزش بالا را ایجاد کنند، زندگی انسان‌ها و شهرهای ساحلی را در معرض خطر قرار داده و سازه‌های فراساحلی، زیرساخت‌ها، کابل‌های ارتباطی و تاسیسات بندری را ویران کنند. متأسفانه خطرات ناشی از زمین لغزش‌های زیر دریایی هنوز شناخته شده نیست و در حال حاضر تعیین میزان پتانسیل آسیب آن‌ها دشوار است. بنابراین تحقیق چند رشته‌ای برای شناخت بیشتر و طرح ریزی کردن اقدامات متقابل برای کاهش خطرات نیاز است [۱۱]. در تحقیق حاضر با استفاده از مدل سازی عددی و فرض وجود زمین لغزش در قسمت‌های میانی و جنوبی دریای خزر (که کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است)، پارامترهای مهم سونامی‌های حاصل بدست آمده و سری زمانی ارتفاع موج که مهم‌ترین خروجی تحلیل و مدل سازی سونامی می‌باشد، در ده ایستگاه که از جمله بندر مهم دریای خزر هستند، ارائه شده است.

تشکیل موج سونامی توسط لغزش زیر دریایی می‌تواند بر اساس شکل ۱، توسط یک مدل مفهومی بسیار ساده شده نشان داده شود. حرکت اسلاید یا اسلامپ، یک بالارفتگی و یک برآمدگی مثبت در سطح و در پنجه ایجاد می‌کند. منبع اسلامپ به صورت دو قطبی در طبیعت ظاهر می‌شود. انرژی کل سونامی مجموعی از مشارکت هر جز کف اقیانوس در مقایسه با تغییر شکل موج سونامی بلافاصله صورت می‌گیرد. به این دلیل که، در مورد یک اسلامپ گرانشی، سرعت توسط توده‌ی سقوط کرده حاصل می‌شود و توسط رشته‌ی گرانش g کنترل می‌شود. در عمل، سرعت حداکثر در طول یک رخداد سقوط در یک سطح شیب دار به صورت $v = \sqrt{2gz}$ است؛ که z مقدار جابه‌جا شده‌ی عمودی حداکثر توسط مواد سقوط کرده است. v باید با سرعت فاز c مقایسه شود، نسبت آن‌ها $\sqrt{2z/H}$ می‌باشد. این عدد هرگز نمی‌تواند بزرگ باشد زیرا اسلامپ مجبور است در ستون آب موجود باشد [۲۰].

$$\eta(x,t) = \frac{Av^2}{2c} \left[\frac{\exp[-k(x+ct)^2] - \exp[-k(\xi+ct)^2]}{c+v} + \frac{\exp[-k(x-ct)^2] - \exp[-k(\xi-ct)^2]}{c-v} \right] \quad (1)$$

که در اینجا:

$$\xi = x - L$$

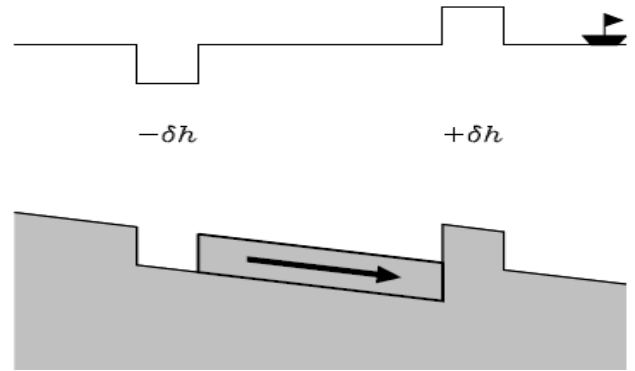
$$\tau = t - T$$

$$x = L = v.T$$

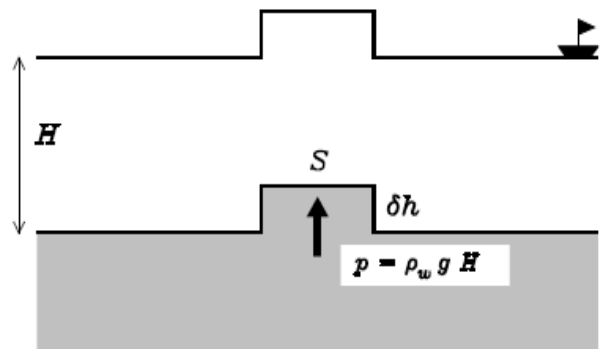
v = سرعت، t = زمان شروع، T = زمان پایان، H = عمق ثابت آب، A = دامنه موج، $\eta(x,t)$ = تغییر شکل سطح آب.

اولین جمله در معادله‌ی (۱) بیان می‌کند که موج سونامی به سمت چپ گسترش می‌یابد، به عنوان مثال در تپه‌ی اسلامپ، در حالی که جمله دوم به پایین شیب گسترده می‌شود.

تشکیل سونامی توسط یک منبع جابه‌جایی عمودی (لرزه‌ای) کف دریا در مدل ساده‌ی شکل ۲ نشان داده شده است. در این مدل بسیار ساده شده، یک شکستگی کف اقیانوس بطور ناگهانی بالا می‌رود، در نتیجه یک برآمدگی فوری و یکسان روی سطح اقیانوس ایجاد می‌شود. به دلیل اینکه اقیانوس یک سیال است، برآمدگی



شکل ۱. تشکیل سونامی توسط یک لغزش زیر دریایی [۲۰].
Fig. 1. Formation of Tsunami due to a submarine landslide



شکل ۲. تشکیل سونامی توسط جابه‌جایی لرزه‌ای [۲۰].
Fig. 2. Formation of Tsunami due to earthquake displacement

با این وجود، به دلیل اینکه حرکات زمین لغزش‌ها معمولاً زیر بحرانی می‌باشد، یک سونامی زمین لغزشی، منطقه‌ی تشکیل را سریع‌تر از مدت زمان حرکت زمین لغزش ترک می‌کند. بنابراین، زمان سنجی حرکت زمین لغزش برای تشکیل امواج زمین لغزشی زیر دریایی مهم است [۹]. سونامی‌های نشأت گرفته از لغزش در دریاچه‌ها مستحق توجه ویژه می‌باشند. شواهد گوناگونی از سونامی‌های زمین لغزشی در دریاچه‌ها؛ در آلاسکا، ایالت واشینگتن آمریکا، در ایتالیا، پرو و نروژ موجود است [۱۳-۱۵]. همچنین، مسأله‌ی فرورانش در دریای خزر سوالی است که تاکنون جواب قطعی و درستی به آن داده نشده است، که این عمدتاً به دلیل عدم انجام مطالعات کافی در این منطقه می‌باشد. با این وجود، اکثر مقالات موجود در این زمینه، به وجود یک فرورانش فعال اشاره دارند [۱۶-۱۹].

انرژی ناشی از حرکت قائم یا افقی بستر با قدرت بیشتری به سطح آزاد آب منتقل می‌شود و لذا وقوع امواج سونامی با دامنه‌های بیشتری محتمل خواهد بود.

در این بخش نحوه‌ی تشکیل موج سونامی برای یک جابه‌جایی قائم در بستر دریا بررسی می‌شود. فرض این است که مقدار جابه‌جایی بستر که معمولاً ناشی از حرکت قائم یک گسل یا زمین لغزه می‌باشد، در دست باشد. این مقدار می‌تواند تابعی از مکان و زمان باشد. به عبارت دیگر در حالت کلی رابطه‌ای به صورت $\zeta(X, Z, t)$ در دست خواهد بود. اگر حرکت فقط در جهت افقی یا قائم مدنظر باشد به صورت نیمه دوبعدی خواهد بود که در این حالت، بخصوص برای حرکت قائم بستر دریا که در این بخش مدنظر می‌باشد به صورت تابعی به شکل $\zeta_0(Z, t)$ تعریف خواهد شد.

گام بعدی تعیین سرعت انتقال این جابه‌جایی به سطح آب می‌باشد که باید توسط انتگرال‌گیری از معادلات حرکت و پیوستگی صورت گیرد. روش ارائه شده در این تحقیق، در واقع روشی مبتنی بر حل نیمه تحلیلی معادلات پیوستگی و حرکت برای ستون سیال با در نظر گرفتن عمق محدود آب می‌باشد که تأثیر این عمق بر مکانیسم تشکیل سونامی، در واقع روشی جدید بوده که تأکید کار حاضر بیشتر بر روی آن متمرکز می‌باشد.

معادله پیوستگی برای امواج بلند در حالت کلی به شکل زیر نوشته می‌شود (با فرض سیال تراکم ناپذیر):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

که با فرضیات ساده کننده و انتگرال‌گیری در عمق در نهایت منجر به معادله زیر خواهد شد:

$$\frac{\partial [U(h+\eta)]}{\partial x} + \frac{\partial [V(h+\eta)]}{\partial y} = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (5)$$

که در این معادله u و v متوسط عمقی سرعت‌های افقی و قائم موج و η مقدار تغییرات سطح آب در اثر ایجاد امواج بلند می‌باشند. همچنین معادله حرکت در حالت کلی برای سیال تراکم ناپذیر بر مبنای معادلات ناویر استوکس به صورت زیر نوشته می‌شود.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right] \quad (6)$$

ناپایدار بوده و یک جهتی جریان می‌یابد، با مرکز جرم مواد جابه‌جا شده (نقطه‌ی جامد) با مقدار $\frac{\delta h}{2}$ سقوط می‌کند؛ در نتیجه تغییر در انرژی پتانسیل، انرژی موج سونامی را درست می‌کند که از قوز نابود شده دور می‌شود [۲۰].

$$E_T = \frac{1}{2} \rho_w g S (\delta h)^2 \quad (2)$$

معادله‌ی ۲ انرژی موجود برای نوسان گرانشی القا شده توسط سقوط قوز که موج سونامی است را بیان می‌کند. که ρ_w چگالی آب، H عمق ستون اقیانوس، g شتاب گرانشی است.

۲-۲- انتشار سونامی

موج سونامی رفتاری همچون موج تنها دارد. کل پروفیل موج تنها مثبت بوده و η منفی وجود ندارد. معادله‌ی موج تنه‌ای بوسینسک به صورت زیر می‌باشد:

$$\eta = a \operatorname{sech}^2 \sqrt{\frac{3}{4} \frac{a}{h^3}} x \quad (3)$$

که a بیانگر ارتفاع موج و h عمق در بی نهایت می‌باشد [۲۱].

۳- مدل سازی

محاسبه‌ی مدل برای سونامی از جنبه‌های مختلف حائز اهمیت است و تا کنون چندین مدل گوناگون و ارزشمند توسط محققین مختلف در سرتاسر جهان ارائه شده است [۲۲-۲۴].

۳-۱- مدل نیمه تحلیلی

در این بخش مدل نیمه تحلیلی تشکیل امواج سونامی ناشی از جابه‌جایی بستر دریا در آب‌های کم‌عمق بر اساس تئوری‌های امواج و حرکت امواج طولی در اعماق محدود آب، جهت تخمین موج سونامی ایجاد شده ناشی از حرکت و جابه‌جایی بستر دریا ارائه می‌شود. با توجه به اینکه امواج سونامی اساساً از نوع امواج بلند می‌باشند لذا تئوری‌های حاکم بر تشکیل آن‌ها نیز از تئوری‌های امواج بلند تبعیت می‌نماید. در آب‌های عمیق (اقیانوس‌ها) که معمولاً مرکز و یا کانون زمین لرزه و یا لغزش‌های بستر دریا فاصله نسبتاً زیادی با سطح آزاد آب دارد، این تئوری و مکانیسم تشکیل سونامی شناخته شده است، درحالی که در آب‌های کم‌عمق به دلیل عمق محدود آب،

نمودن آن معادله زیر حاصل می شود:

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial x} = \left(\frac{U^2}{U^2 - gh} \right) \frac{\partial \eta_0}{\partial x} \quad (10)$$

(Z به جای x قرار گیرد)

که از حل آن می توان دامنه‌ی موج سونامی تشکیل شده در سطح آزاد آب را برای یک جابه جایی مشخص در کف بستر که با سرعت خاصی منتقل می شود تعیین نمود.

این معادله دیفرانسیل هم به روش عددی و هم تحلیلی با فرضیه های ساده کننده ای قابل انتگرال گیری و حل می باشد. بدیهی است که تأثیر عمق آب در این روش کاملاً مشخص است و این امر با توجه به انرژی منتقل شده عینیت می یابد. در واقع انرژی کل امواج بلند (E) را بر اساس تئوری امواج خطی می توان به صورت زیر تعیین نمود:

$$E = KE + PE = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (11)$$

که در اینجا KE انرژی جنبشی، PE انرژی پتانسیل، H عمق آب و ρ چگالی آب است. شار انرژی متوسط تابعی از عمق آب بوده و نشان می دهد که انرژی موج در آب کم عمق منتقل می شود. بنابراین نحوه دست یابی به دامنه موج سونامی ناشی از جابه جایی بستر دریا در روش نیمه تحلیلی ارائه شده در این مطالعه به صورت زیر می باشد:

۱- مشخص بودن میزان جابه جایی بستر به صورت تابعی از

مکان و یا زمان (و یا هر دوی آن ها)

۲- تعیین سرعت انتشار موج طولی ایجاد شده در اثر جابه جایی

بستر در داخل عمق آب از کف بستر تا سطح آزاد با استفاده

از حل عددی و یا نیمه تحلیلی معادله موج

۳- اعمال سرعت بدست آمده در معادلات پیوستگی و حرکت

و تصحیح آن ها با در نظر گرفتن اثرات ناشی از وزن ستون

سیال و نیز انرژی حاصل از انتقال امواج طولی

۴- حل عددی یا نیمه تحلیلی معادله های حاکم و در نهایت

دست یابی به دامنه موج سونامی در سطح آزاد آب که به طور

قطع تابعی از عمق نیز خواهد بود

۵- مقایسه دامنه امواج سونامی ایجاد شده در عمق های مختلف

جهت بررسی میزان و حساسیت پذیری روش ارائه شده در

این مطالعه به عمق جریان

که با انتگرال گیری در عمق و فرضیات ساده کننده در نهایت به

صورت زیر نوشته خواهد شد:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (7)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (8)$$

در نهایت ترکیب معادلات پیوستگی و حرکت به معادله موج زیر

منجر می شود:

$$c^2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \quad (9)$$

که در آن $c = \sqrt{gh}$ سرعت موج در آب کم عمق می باشد. این

معادله، مکانیسم انتشار موج در یک محیط همگن را نشان می دهد.

در واقع سرعت انتقال موج سونامی در اثر لغزش های زیر سطحی

می تواند از صفر تا مقدار c تغییر نماید. در حالت صفر هیچ گونه

جابه جایی به سطح آب منتقل نمی شود (جابه جایی بستر کاملاً در

داخل آب مستهلک می شود) و در حالت c که یک حالت حدی است،

سرعت انتقال موج به همان سرعت حرکت امواج در آب های کم عمق

خواهد رسید. جهت تعیین مقدار سرعت انتقال موج سونامی ناشی

از لغزش های بستر می توان از مدل های عددی کمک گرفت که با

داشتن تابع زمانی و مکانی جابه جایی بستر و حل معادله موج، سرعت

انتقال آن در نقاط مختلف عمق آب را به دست می دهد.

در روش نیمه تحلیلی می توان برای محاسبه سرعت انتقال موج

سونامی از معادلات حرکت امواج طولی در محیط های الاستیک (مثلاً

امواج صوتی) با فرضیه های خاصی استفاده نمود. در این مطالعه با

استفاده از این معادله ها و دو فرض اساسی زیر، معادله های حاکم

تعیین شده و سپس به روش نیمه تحلیلی قابل حل خواهند بود؛ دو

فرض اصلی اعمال شده در اینجا به صورت زیر می باشند:

۱- وزن ستون آب (که تابعی از عمق می باشد) به عنوان یک

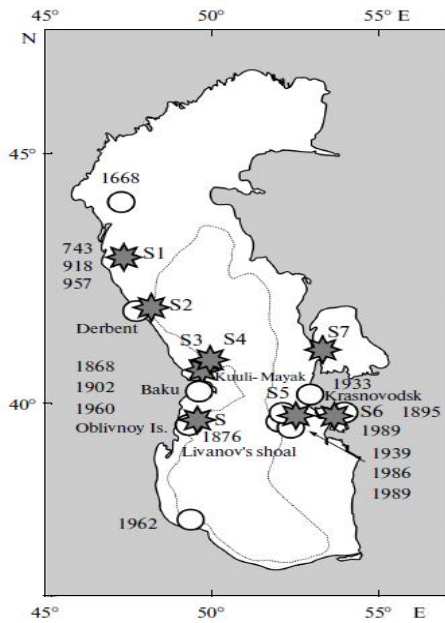
جمله به معادله پیوستگی اضافه شده است.

۲- انرژی منتقل شده توسط امواج سونامی نیز بر اساس تئوری

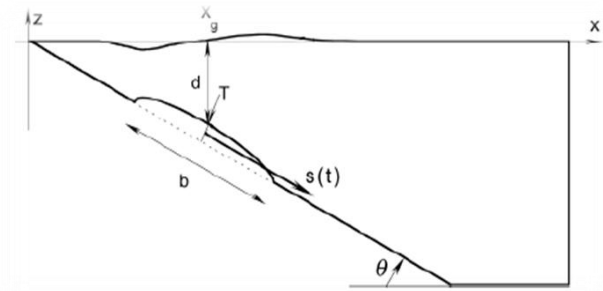
امواج در آب های کم عمق محاسبه شده و به معادله های حرکت

اعمال شده است.

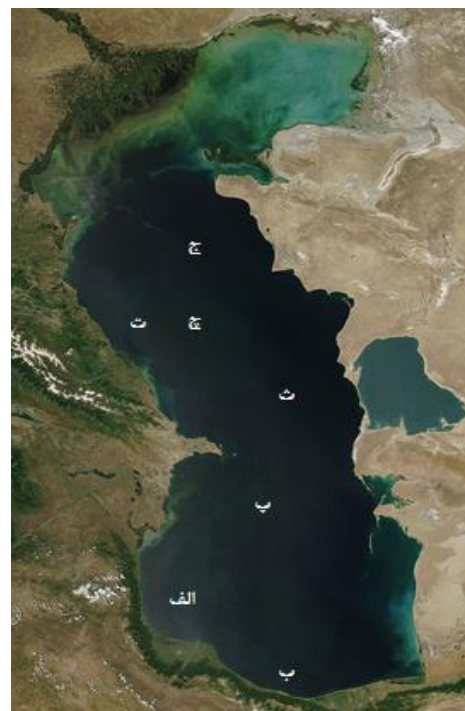
با اعمال تصحیح های فوق به معادله موج و در نهایت با ساده



شکل ۵. سونامیهای تاریخی در دریای خزر [۳].
Fig. 5. Historical Tsunami of Caspian Sea



شکل ۳. شمای تعریف دامنه شبیه سازی برای اسلایدهای زیر دریایی [۲۸].
Fig. 3. Definition of submarine landslide simulation



شکل ۴. مکان زمین لغزشهای فرضی
Fig. 4. Location of assumed landslides

توسط یک نیمه بیضی^۱ کاملاً مستغرق (مثل یک برآمدگی^۲)، نشسته بر روی یک سطح شیب دار، به صورت هندسی ایده آل سازی شده است. بیضی به دلیل قابلیت بیان گسیختگی در طول یک شیب نامحدود زمین لغزشی باریک و هم گسیختگی در طول قوس دایره ای زمین لغزشی ضخیم، با منحنی تحلیل مشابه، انتخاب شده است. حرکت نیمه بیضی در طول شیب، در خط راست است. تغییر شکل زمین لغزش زیر دریایی در این مطالعه بررسی نمی شود. زمین لغزش بیضی شکل نوعی سقوط (اسلامپ) صفحه ای می باشد که بیانگر اجسام رسوبی با تغییر شکل داخلی هستند که روی سطح لغزندهی نسبتاً همواری (همچون بستر دریا) حرکت می کنند [۲۵]. گسیختگی انتقالی مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است. همان طور که بیان شد، برای اسلایدهای زیر دریایی، که زمین لغزش احتمالی زیر دریایی در حوزه در بند دریای خزر به نظر می آید که شبیه آن باشد، زمین لغزش به عنوان یک پشته با مقطع انتقالی بیضوی در امتداد یک شیب مستقیم^۲ به صورت ایده آل در آورده شده است [۲۷-۲۳]. فرض می شود که جریان تراکم ناپذیر، لزج، و غیر چرخشی در صفحه ی عمودی باشد. سینماتیک و دینامیک سطح آزاد توسط دو

۲-۳- مدل سازی عددی

زمین لغزش های زیر دریایی بر اساس شکل و ساختار بدنه ی خود در منطقه مورد مطالعه، به هفت نوع تقسیم می شوند؛ اسلاید (لغزش)، سقوط (فروریختگی)، تغییر شکل، گوه لرزان، ورق سقوط، بلوک سقوط و لنز سقوط [۲۵]. در برخی مطالعه ها، پدیده رانش زمین به شکل گوه مدل سازی شده است [۲۶]. لغزش گوه ای معمولاً به دلیل گسل هایی است که توسط تکتونیک (ساختمان شناسی) ایجاد شده اند [۲۵]. اما در این مطالعه، یک زمین لغزش زیر دریایی

1 Semi-Ellipse
2 Bump

جدول ۱. پارامترهای زمینلغزش زیر دریایی احتمالی دریای خزر
Table 1. Parameters of the probable submarine landslides of Caspian Sea

پارامتر فرضی	مقدار
شیب (θ)	2 درجه
طول کلی (b)	5300 متر
ضخامت حداکثر (T)	1100 متر
عرض کلی (w)	1500 متر
چگالی	1880 کیلوگرم بر متر مکعب
عمق اولیه (d)	در جدول 2

دریای خزر در حوضه‌ی دربند بررسی و مشخصات زمین لغزش مذکور در جدول‌های ۱ و ۲ بیان شده است. این زمین لغزش‌ها در هفت نقطه با زاویه‌های جهت‌گیری نسبت به شمال مختلف و عمق‌های مختلف که در محدوده‌ی ۱۰۰ تا ۳۰۰ متری قرار دارند، رخ می‌دهند. با توجه به اینکه حرکت اسلایدهای زیر دریایی یک رخداد تکتونیکی می‌باشد و احتمال وقوع آن در هر مکانی وجود دارد، این فرض بلامانع است. قسمت شمالی دریای خزر به دلیل عمق کمی که دارد، برای مدل سازی در نرم افزار مورد استفاده یعنی ژئووپو^۱ مناسب نبوده و نمی‌توان نتایج قابل اعتمادی به دست آورد.

برای شبیه سازی سونامی از برنامه ی ژئووپو استفاده شده است. این مدل در مقایسه با مدل های دقیق تر دیگری همچون SPH و MPS بسیار ساده است. اما به دلیل هزینه های محاسباتی بسیار سنگین مدل های مذکور نمی‌توان آن‌ها را برای یک منطقه‌ی جغرافیایی و زمان واقعی به کار برد.

تاپیکس^۲، مدل تشکیل سونامی ژئووپو، می‌تواند چندین منبع سونامی را با مکانیزم‌های مختلف شبیه سازی کند. برای زمین لغزش‌های زیردریایی، تراز سطح آزاد اولیه و سرعت‌های آب در تاپیکس از تحلیل چند متغیره، نمودارهای نیمه تجربی متناسب به عنوان تابعی از پارامترهای بدون بعدی که زمین لغزش را مشخص می‌کند (چگالی، هندسه و غیره) و باتیمتری محلی (شیب، عمق و ...) به دست آمده است. پارامترهای بدون بعد مناسب بر اساس آزمایش های عددی انتخاب می‌شوند.

۳-۳ معتبرسازی مدل

نتایج حاصل از مطالعه‌ی حاضر که در ادامه ارائه خواهد شد، بر پایه ی روابطی می‌باشند که قبلاً در مطالعات متعددی بر اساس روابط ریاضی و مدل سازی های آزمایشگاهی معتبرسازی شده اند [۳۶]. روابط استفاده شده در نرم‌افزار ژئووپو، روابطی بر پایه ی معادلات اساسی حاکم بر هیدرولیک دریا و حرکت رسوبات می‌باشند که در مقاله ی گرلی و واتز [۳۶] به صورت همه جانبه صحت سنجی شده اند. همان طور که شکل ۶ نشان می‌دهد، میان نتایج آزمایش های تجربی (که مشخصات پارامترهای فیزیکی آن در ادامه آمده است) و نتایج حاصل از مدل سازی عددی، رابطه و تشابه

جدول ۲. مختصات نقاط فرضی زمین لغزش در دریای خزر
Table 2. Coordinates of the assumed landslides of Caspian Sea

نقطه	X ₀	Y ₀	d (متر)	CCW*(°)
نقطه الف	49/12	37/71	167/60	310
نقطه ب	50/81	36/61	209/51	20
نقطه پ	50/19	39/40	302/94	190
نقطه ت	48/40	41/43	138/15	260
نقطه ث	50/10	40/80	306/45	75
نقطه ج	49/65	42/67	218/51	180
نقطه چ	48/68	41/56	415	270

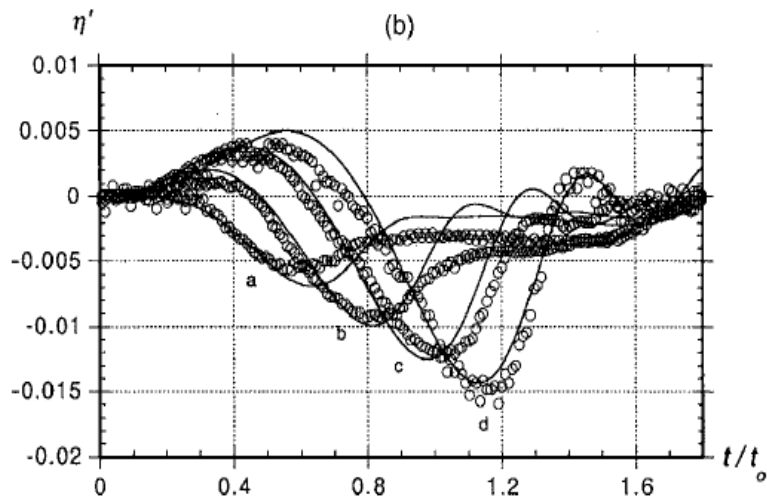
*: خلاف جهت عقربه‌های ساعت (درجه)

شرط مرزی کاملاً غیرخطی توصیف می‌شوند. امواج در سمت چپ تولید شده و به دامنه گسترش می‌یابند. هیچ ساحل جذب کننده‌ای در انتها استفاده نشده است، که به سادگی فرض شده است نفوذ ناپذیر باشد. از این رو، انعکاس امواج تصادفی در انتها رخ می‌دهد.

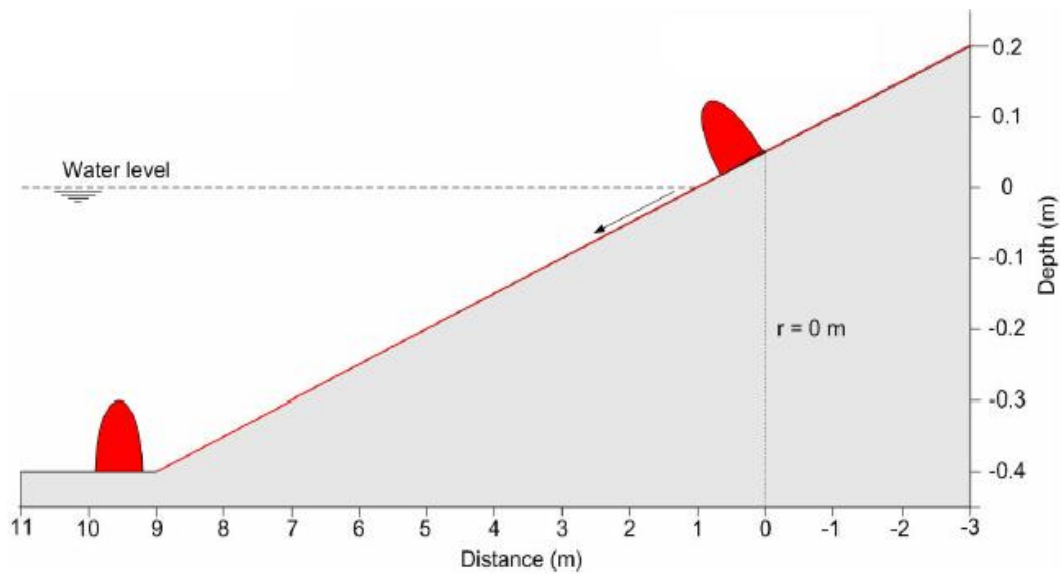
در این پژوهش، بر اساس شکل ۴، فرض بر این است که هفت نقطه‌ی وقوع زمین لغزش در دریای خزر موجود می‌باشد. مطالعات گذشته [۹ و ۳۴] و نیز شکل ۵ که مناطقی از دریای خزر را نشان می‌دهند که در آنجا سونامی‌های تاریخی یا تغییرات غیرعادی دریا (دوایر باز) و مناطق با فعالیت لرزه‌ای بالاتر (S1 تا S7) (نشان ستاره) مشاهده شده است. S جنوب آبخوران، منطقه‌ای با فعالیت‌های لرزه‌ای بالا می‌باشد. اعداد در تصویر نشانگر سال های حوادث مربوطه می‌باشند [۵ و ۳۵].

با توجه به تحقیقات پیشین، وجود زمین لغزشی در قسمت میانی

1 GEOWAVE
2 TOPICS



شکل ۶. نتایج آزمایشهای تجربی (به صورت دایره توخالی) و شبیهسازی عددی (-)، برای اسلاید دو بعدی [۳۶].
 Fig. 6. Results of experiments and numerical modeling of 2-dimensional landslide



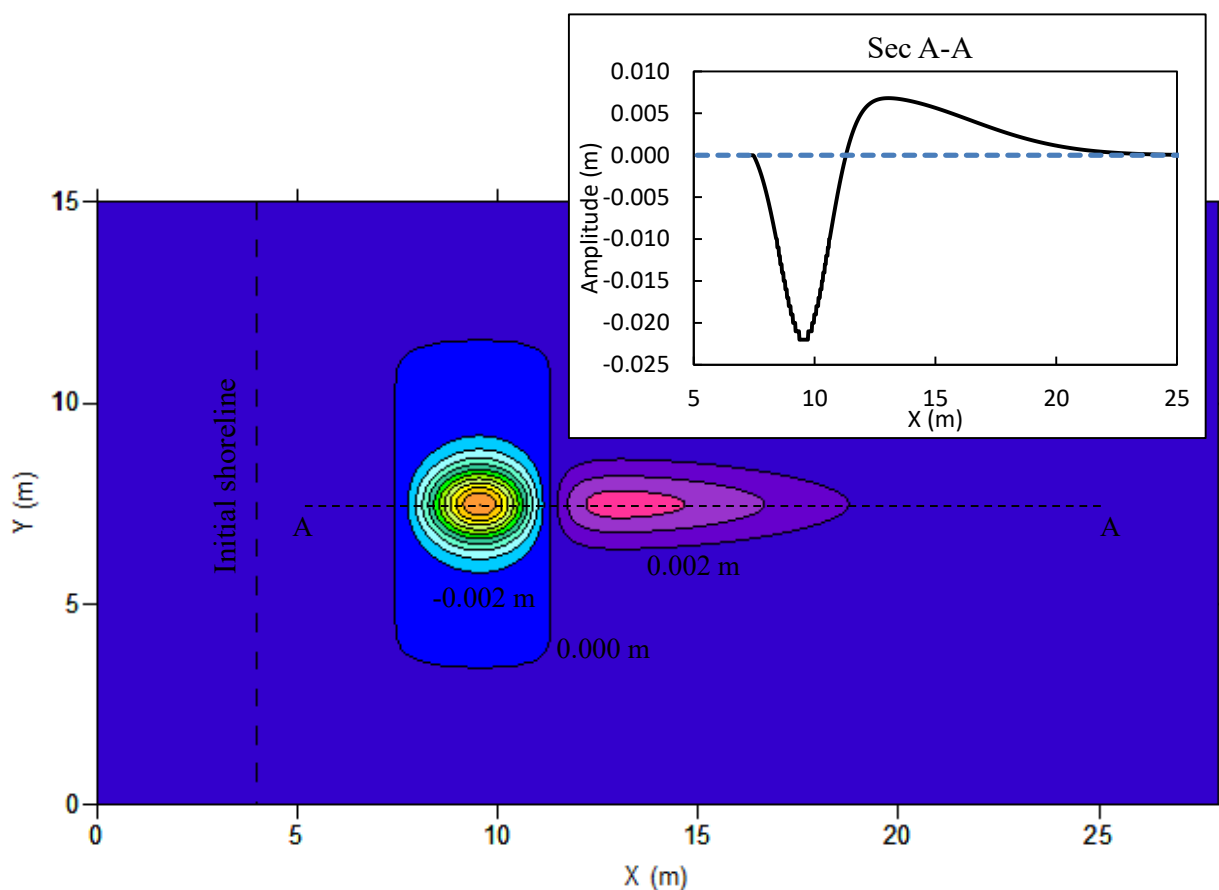
شکل ۷. مقطع طولی حوضچه آزمایشگاهی [۳۹].
 Fig. 7. Longitudinal profile of the experimental basin

این تحقیق نیز مدل ژئوویو با استفاده از نتایج یک مورد آزمایشگاهی مورد ارزیابی و صحت سنجی قرار گرفت. اگرچه پژوهش های آزمایشگاهی مختلفی در خصوص زمین لغزش های مستغرق صورت گرفته است، با این حال در بسیاری از این موارد مقطع هندسی تود ی لغزنده، گوه ای شکل در نظر گرفته شده است [۳۷ و ۳۸]. در

مناسب و قابل قبولی برقرار است. در آزمایش: زاویه ی شیب اسلاید ۱۵ درجه، عمق اولیه ی حرکت اسلاید ۰/۲۵۹ متر، عرض کلی ۰/۲ متر، ضخامت حداکثر ۰/۰۵۲ متر، طول کلی ۱ متر و چگالی آب ۱/۸۰۶ کیلوگرم بر مترمکعب می باشند. با این وجود به منظور اطمینان بیشتر از صحت نتایج حاصل، در

جدول ۳. مشخصات توده لغزنده در آزمایش‌های [۳۹].
Table 3. Specification of the sliding body in the experiments

چگالی	ضخامت حداکثر (T)	عرض کلی (w)	طول کلی (b)
2240 کیلوگرم بر متر مکعب	0/1 متر	0/3 متر	0/7 متر



شکل ۸. سطح آزاد اولیه محاسبه شده توسط مدل ژئوویو بر مبنای زمینلغزشی با مشخصات جدول ۳. کنتورهای سطح آزاد در بازه‌هایی با اختلاف ۰/۰۰۲ متر ترسیم شده‌اند.

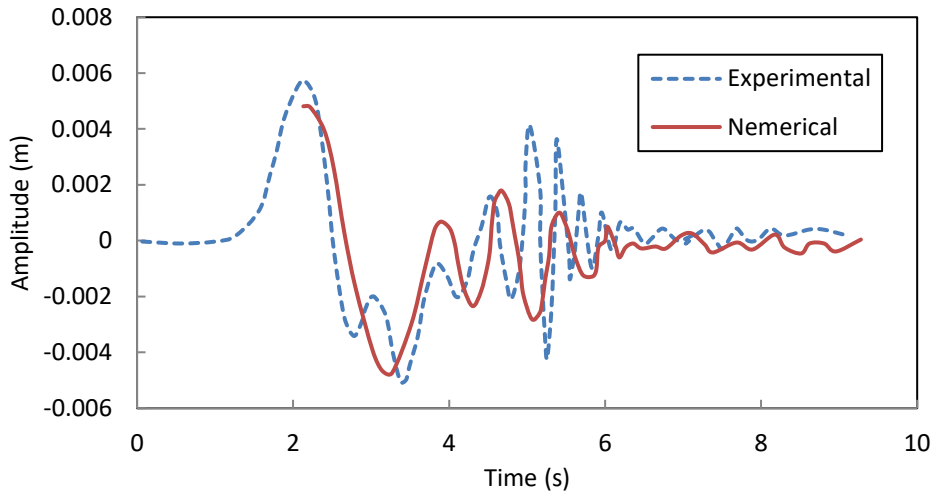
Fig. 8. Free surface calculated by the Geowave model based on the landslide of Table 3

یک زمین‌لغزش در دنیای واقعی (جزیره لاپالما^۱) این آزمایش‌ها را انجام داده است. آزمایش‌های مذکور در آزمایشگاه مکانیک سیالات دانشکده عمران و علوم زمین دانشگاه صنعتی دلفت^۲ صورت گرفت که مقطع طولی حوضچه آزمایشگاهی در شکل ۷ نشان داده شده است. همان گونه که در شکل مشاهده می‌شود حوضچه از یک بخش

حالی که در مدل عددی مورد استفاده در این تحقیق، همان گونه که پیشتر بیان شد، توده لغزنده تنها به شکل منشور با مقطع بیضوی شبیه‌سازی شده است. در میان پژوهش‌های آزمایشگاهی مربوط به زمین‌لغزش‌های مستغرق، تحقیق [۳۹] از موارد معدودی است که توده لغزنده بیضوی است؛ شاید به این دلیل که محقق مطالعه‌ی فوق نیز به منظور ارزیابی مدل سازی عددی خود در راستای شبیه‌سازی

1 La Palma

2 Delft University of Technology



شکل ۹. مقایسه سری زمانی سطح آزاد حاصله از داده‌های آزمایشگاهی و نتایج مدل عددی
 Fig. 9. Comparison of time series calculated from the numerical model and experiments

جدول ۴. مقایسه ی ویژگیهای سونامی در موقعیتهای مختلف زمین لغزش
 Table 4. Comparison of Tsunami characteristics for different landslides

منشاء	عمق (متر)	ارتفاع موج حداکثر (متر)	طول موج (کیلومتر)	شعاع اثر (کیلومتر)
نقطه الف (A)	167/6	20/7	19/6	60
نقطه ب (B)	209/5	12/4	21/9	65
نقطه پ (C)	302/9	7/1	26/4	75
نقطه ت (D)	138/2	35/5	17/8	50
نقطه ث (E)	306/4	7	26/5	75
نقطه ج (F)	218/5	11/7	22/4	60
نقطه چ (G)	415	8/8	30/8	90

ابعاد توده لغزنده، عمق اولیه استغرق در میانه توده ۰/۱۱۶۷۵ متر خواهد بود.

با بازسازی محدوده محاسباتی مدل سازی مطابق هندسه حوضچه آزمایشگاهی و معرفی پارامترهای زمین لغزش موردنظر طبق جدول ۳، تولید و انتشار امواج در مدل ژئویو شبیه سازی شد که شکل ۸ تغییرات سطح آزاد اولیه در مرحله تولید را نشان می دهد. مطابق انتظار یک بالا آمدگی و یک فرورفتگی در سطح آزاد اولیه آب مشاهده می شود.

در آزمایش های مرجع [۳۹] سری زمانی سطح آزاد توسط

شیب دار با شیب ۱ به ۲۰ (۲/۹ درجه) به طول ۱۲ متر تشکیل شده است که به بخش هموار به طول ۱۶ متر منتهی می شود. عرض حوضچه نیز ۱۵ متر می باشد. مشخصات توده لغزنده بیضوی آزمایش در جدول ۳ قابل مشاهده است. با تغییر موقعیت اولیه لغزنده، آزمایش های مذکور برای حالت های مختلف زمین لغزش های مستغرق و نیمه مستغرق صورت گرفته است که از میان آن ها یک مورد از زمین لغزش های مستغرق که بر اساس آن لغزنده پیش از آغاز حرکت در موقعیت طولی ۶ متری از ابتدای حوضچه قرار دارد ($r=3$) با توجه به شکل ۷)، برگزیده شد. در این حالت، با توجه به شیب حوضچه و

نیز به نوبه ی خود بزرگ بوده و این برای زمین لغزش‌هایی که در نزدیکی سواحل دریای خزر رخ می‌دهند می‌تواند بسیار خطرناک باشد. از طرفی دیگر، هرچه عمق شروع حرکت زمین لغزش کمتر باشد، موج بلندتری به وجود می‌آید. این تناسب معکوس به این دلیل است که وقتی شکست توده در اعماق کمتر دریا رخ می‌دهد، حجم زیادی از آب جابه‌جا خواهد شد. زمین لغزش نقطه‌ی "ت" که در عمق حدود ۱۳۸ متری شروع به حرکت می‌کند، در معرض بلندترین موج با ارتفاع ۳۵/۵ متر است. موقعیت ده ایستگاه موج عددی در شکل ۱۰ نشان داده شده است که مهم‌ترین بنادر دریای خزر می‌باشند. موقعیت چهار ایستگاه در سواحل جنوبی در کشور ایران (آستارا، انزلی، نوشهر و ترکمن)، دو ایستگاه در شمال و شمال شرق در کشور قزاقستان (آتیرائو و آکتائو)، یک ایستگاه در کشور ترکمنستان (ترکمن باشی)، دو ایستگاه در کشور روسیه (آستراخان و دربند) و یک ایستگاه در کشور آذربایجان (باکو) می‌باشد. در هر ایستگاه (بر اساس اینکه ایستگاه در قسمت جنوبی یا مرکزی واقع شده است) سری زمانی برای سه نقطه ی زمین لغزش واقع در جنوب و سه نقطه واقع در مرکز به دست آمده است. محور عمودی، دامنه‌ی موج بر حسب متر و محور افقی زمان بر حسب ثانیه می‌باشد. جدول ۵ نیز فواصل افقی ایستگاه‌های موج عددی تا ۷ نقطه‌ی زمین لغزش را نشان می‌دهد. همان طور که پیشتر ذکر شد، هر منشاء، محیط اطراف خود را تحت تأثیر قرار می‌دهد و اثری از آشفتگی سطح دریا به ایستگاه‌های دورتر نمی‌رسد. نمودارهای خطی در اشکال ۱۱ تا ۱۶ آشکار می‌کند که سونامی‌های تشکیل شده می‌توانند باعث ایجاد خیزش^۱ موج قابل توجهی در طول خطوط ساحلی نزدیک خود شوند. همان طور که اشکال ۱۱ تا ۱۶ نشان می‌دهند، ایستگاه‌های نزدیک زمین لغزش، امواج نسبتاً بلندتری را دریافت می‌کنند. سونامی تولید شده می‌تواند خیزشی قابل توجه در طول خطوط ساحلی کشورهای مجاور مانند ایران، ایجاد کند. برای زمین لغزش نقطه "ب"، بندر نوشهر پیش از دیگر ایستگاه‌های موج عددی مورد اصابت امواج سونامی قرار می‌گیرد (تنها پس از حدود ۱۵ دقیقه). با در نظر داشتن اینکه حرکت این زمین لغزش در جهت شمال است، و تاج^۲ موج سونامی در پشت زمین لغزش تشکیل می‌شود، آب در حال سقوط، ابتدا در طول خطوط ساحلی قرار گرفته در جنوب منشاء سونامی



شکل ۱۰. محل ایستگاه‌های موج عددی
Fig. 10. Location of numerical waves

تعدادی ایستگاه موج در نقاط مختلف ثبت گردیده است؛ که برای مورد برگزیده شده از آزمایش‌های مذکور، نتایج برای ایستگاهی با موقعیت $Y=7$ و $X=11/9$ (بر اساس محورهای مختصات مشابه شکل ۸) در دسترس است. اطلاعات مذکور در شکل ۹ ارائه و با سری زمانی سطح آزاد حاصله از مدل عددی در موقعیتی مشابه مقایسه شده است. همان گونه که ملاحظه می‌شود همخوانی نسبتاً مناسبی میان داده‌های آزمایشگاهی و نتایج عددی برقرار است و اکنون می‌توان با اطمینان بیشتری بر صحت نتایج مدل ژئویو تأکید کرد. لازم به ذکر است نبود اطلاعات در بخش آغازین سری زمانی عددی از آنجا ناشی می‌شود که در مدل ژئویو سطح آزاد اولیه محاسبه شده به زمان اتمام حرکت لغزنده مربوط می‌شود که این زمان به زمان ثبت حداکثر دامنه تاج موج ثبت شده در داده‌های آزمایشگاهی انتقال یافته است.

۴- نتایج

نتایج به دست آمده از مدل سازی عددی توسط ژئویو در جدول ۴ نشان می‌دهد که ارتفاع و طول موج حداکثر سونامی‌های زمین لغزشی چشمگیر هستند. شعاع اثر، جابه جایی زیاد آب در مقیاس دریای خزر را نشان می‌دهد؛ یعنی نوسانات سطح آب تا شعاع حداقل ۵۰ کیلومتری منبع زمین لغزش گسترش می‌یابد. در حالی که طول موج

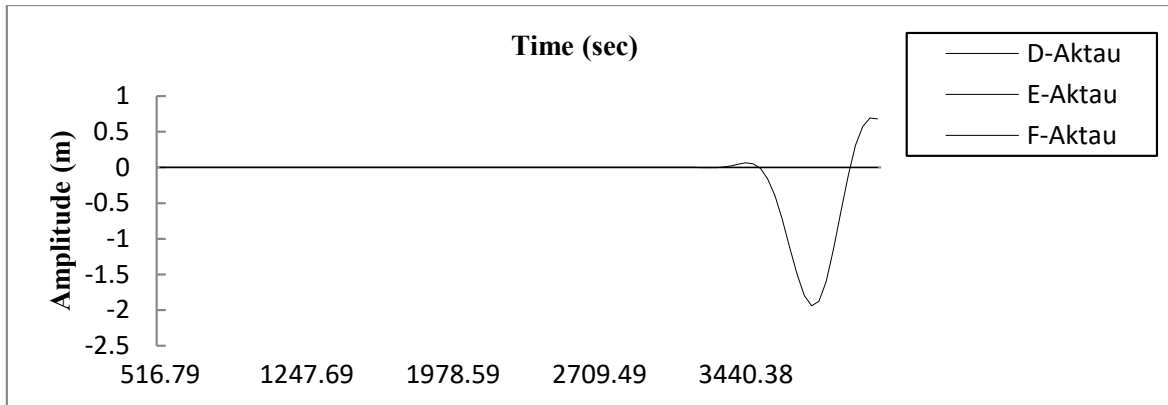
1 Run-up

2 Trough

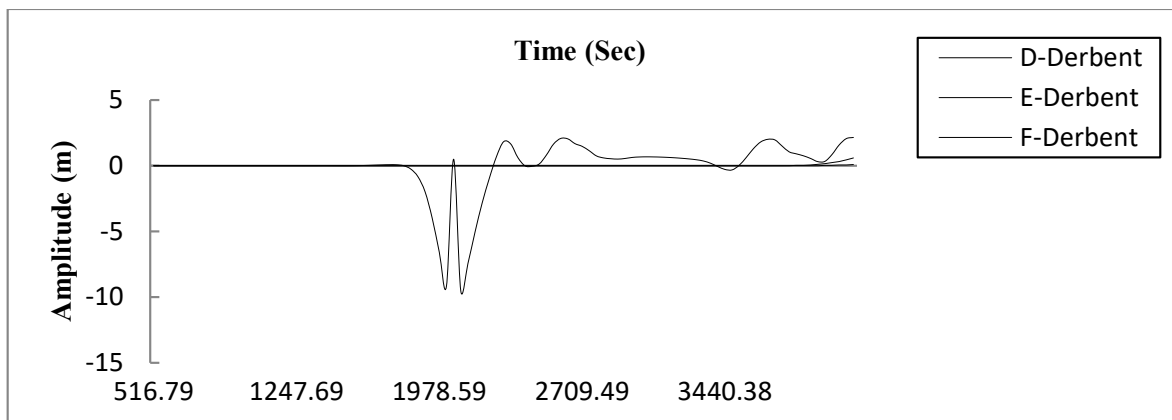
جدول ۵. فاصله ی ایستگاههای موج عددی تا منابع زمین لغزش
Table 5. Distance of the wave stations from the landslide sources

آستارا	انزلی	نوشهر	ترکمن	باکو	ترکمن باشی	دربند	آکتائو	آستراخان	آتیرائو	
31*	92	281	411	231	344	318	500	740	880	نقطه الف
290	217	15	172	375	333	599	714	930	1016	نقطه ب
225	249	349	405	38	199	268	375	588	699	نقطه پ
430	486	640	691	262	418	43	233	313	491	نقطه ت
394	425	494	504	144	200	243	208	460	526	نقطه ث
572	611	709	732	333	434	209	77	231	339	نقطه ج
479	525	652	683	259	388	113	142	262	421	نقطه چ

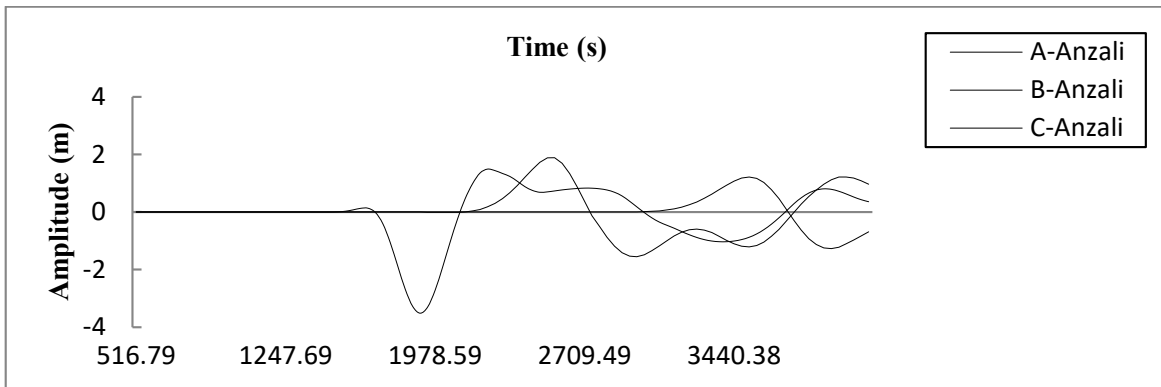
*: تمامی فواصل به کیلومتر می باشند.



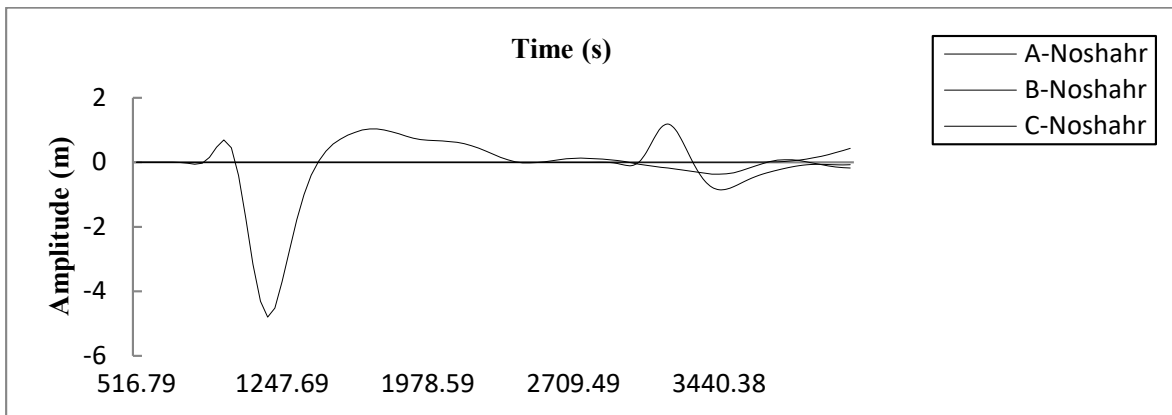
شکل ۱۱. سری زمان ارتفاع موج برای ایستگاه آکتائو
Fig. 11. Time series of numerical wave height for Actao station



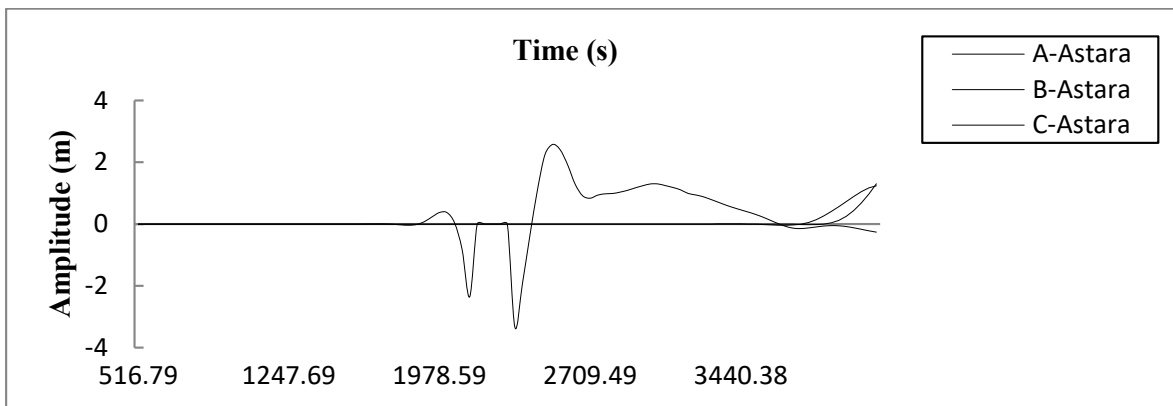
شکل ۱۲. سری زمان ارتفاع موج برای ایستگاه دربند
Fig. 12. Time series of numerical wave height for Darband station



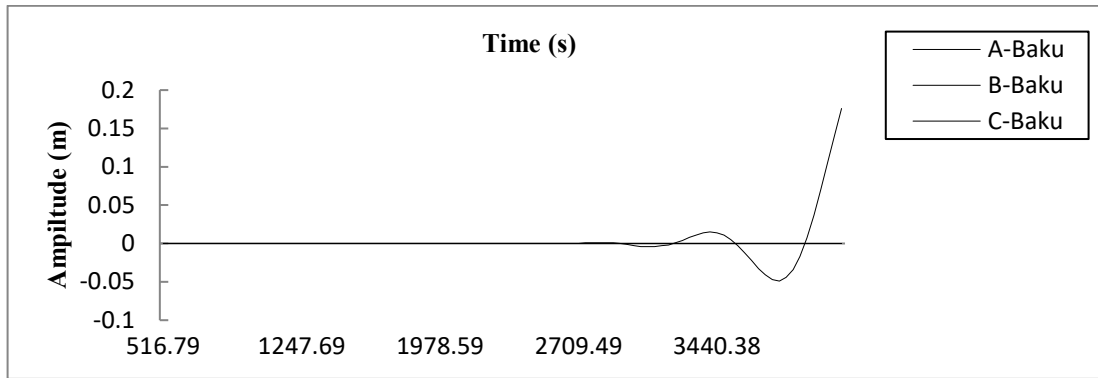
شکل ۱۳. سری زمان ارتفاع موج برای موج عددی ایستگاه انزلی
Fig. 13. Time series of numerical wave height for Anzali station



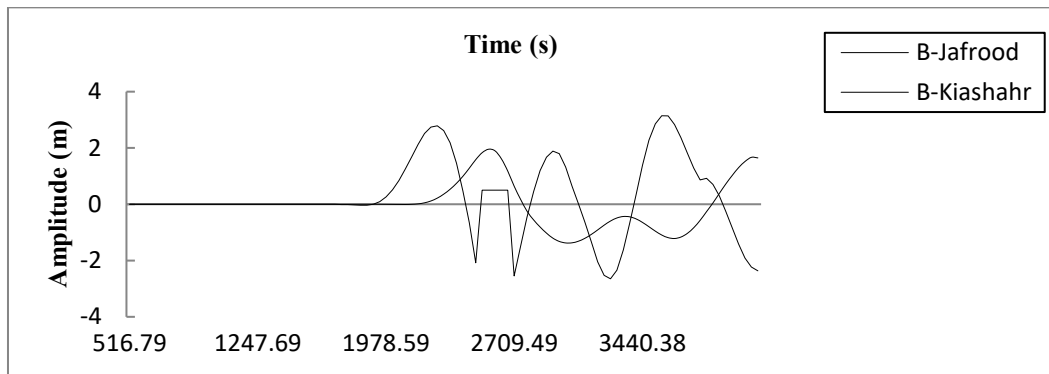
شکل ۱۴. سری زمان ارتفاع موج برای موج عددی ایستگاه نوشهر
Fig. 14. Time series of numerical wave height for Noshahr station



شکل ۱۵. سری زمان ارتفاع موج برای موج عددی ایستگاه آستارا
Fig. 15. Time series of numerical wave height for Astara station



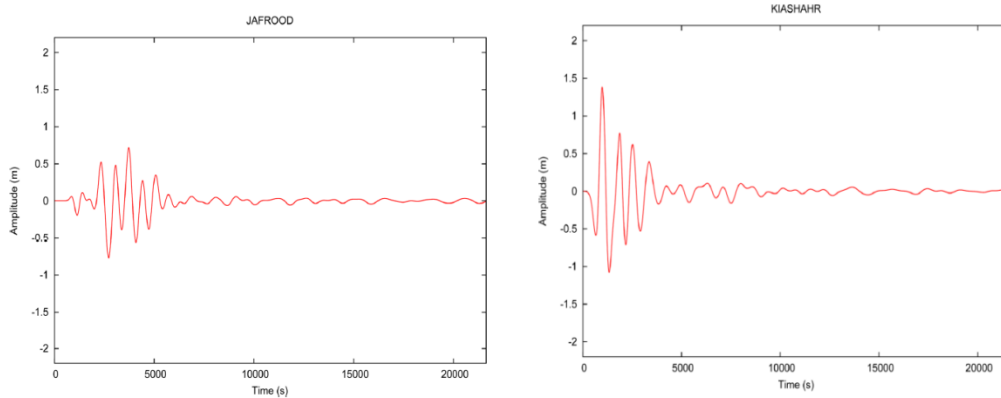
شکل ۱۶. سری زمان ارتفاع موج برای موج عددی ایستگاه باکو
 fig. 16. Time series of numerical wave height for Bakou station



شکل ۱۷. سری زمانی ارتفاع موج برای ایستگاه های کياشهر و جفروود
 Fig. 17. Time series of numerical wave height for Kiyashar and Jafroud stations

کرد که امواج سونامی در طول خطوط ساحلی کشورهای دور از محل زمین لغزش کوچک هستند. برای زمین لغزش نقطه "ت"، ایستگاه در بند اول از همه مورد اصابت امواج سونامی قرار می‌گیرد، بعد از حدود ۳۰ دقیقه. و برای زمین لغزش نقطه "ج"، ایستگاه آکتانو بعد از حدود ۶۰ دقیقه، اول از همه مورد اصابت امواج سونامی قرار می‌گیرد. لازم به ذکر است که در نقطه ی "چ" به عنوان نقطه ای که در مطالعه های پیشین هم مورد بررسی قرار گرفته است، مدل سازی انجام شد. به دلیل اینکه عرض زمین لغزش برای این نقطه ۳۰۰۰ متر و برای دیگر نقاط ۱۵۰۰ متر، در نظر گرفته شده است، در مقایسه ی سری های زمانی دامنه ی امواج، این نقطه در نظر گرفته نشده است. زمان شبیه سازی در این پروژه در حدود یک ساعت می‌باشد، که تا دقیقه ی ۶۸، چهار ایستگاه انزلی، باکو، نوشهر و آستارا با

مشاهده می‌شود؛ یعنی ایستگاه های نوشهر و بندر انزلی. برای زمین لغزش نقطه "الف"، بندر انزلی پس از حدود ۳۰ دقیقه، پیش از دیگر ایستگاه های موج عددی مورد اصابت امواج سونامی قرار می‌گیرد. در این نقطه نیز با در نظر داشتن اینکه حرکت این زمین لغزش در جهت شرق است، و تاج موج سونامی در پشت زمین لغزش تشکیل می‌شود، آب در حال سقوط، ابتدا در طول خطوط ساحلی قرار گرفته در غرب منشاء سونامی مشاهده می‌شود؛ یعنی ایستگاه آستارا. باید متذکر شد که ایستگاه انزلی واقع در جنوب دریای خزر، پشت زمین لغزش نبوده و پیش از دیگر ایستگاه ها یک موج سونامی بلند را تجربه خواهد کرد. همچنین برای زمین لغزش نقطه "پ"، بندر انزلی بعد از حدود ۵۰ دقیقه، پیش از دیگر ایستگاه های موج عددی مورد اصابت امواج سونامی قرار می‌گیرد. همچنین می‌توان مشاهده



شکل ۱۸. سریهای زمانی محاسبه شده در دو مکان با گزارشهای قطعی سونامی در طول واقعه (۱۹۹۰: آ) کیاشهر و (ب) جفروود. زمان "صفر"، شروع مدلسازی، مربوط به شروع دو قطبی [۴].

Fig. 18. Calculated time series of two different locations that Tsunami occurred

شده در شکل ۱۸ مشاهده می‌شود که در مدل سازی پوست، ارتفاع موج حداکثر در کیاشهر به حدود ۱/۵ متر و در جفروود به حدود ۱ متر می‌رسد. با توجه به این نکته که مشخصات زمین لغزش و بسیاری دیگر از پارامترها در دو روش مدل سازی یکسان نبوده و در حال حاضر مقاله‌ی اوکال و سالاری تنها مرجع قابل استناد و مقایسه برای این تحقیق است، تفاوت ارتفاع‌های موج قابل قبول می‌باشد.

۵- جمع بندی و نتیجه گیری

با بررسی‌ها و مدل سازی‌های انجام یافته و نتایج به دست آمده، این نتیجه حاصل شده است که هر چقدر عمق محل زمین لغزش کمتر باشد، ارتفاع موج اولیه بیشتر و طول موج کمتر می‌شود، یعنی موج پر انرژی‌تر خواهد بود و توانایی گسترش به نقاط بیشتری را خواهد داشت. در واقع وقتی زمین لغزش از عمق کمتری شروع به حرکت می‌کند، مسافت بیشتری را تا رسیدن به کف حوضه طی می‌کند و در نتیجه حجم آب جابه جا شده بیشتر و دامنه‌ی موج بلندتر خواهد بود.

با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی، احتمال وقوع سونامی در دریاچه خزر ناشی از زمین لغزش وجود داشته و در صورت وقوع، سونامی مهیبی مشاهده خواهد شد. شاید به ظاهر ارتفاع امواج غیر واقع بینانه باشند، اما چون رخ نداده است این گونه به نظر می‌آید. سونامی‌های مخرب هند، سوماترا، گینه‌ی نو و غیره نیز تا قبل از وقوع به نظر محال می‌رسید. بنابراین لازم است پژوهش‌های بیشتری

دامنه‌هایی که در نمودارهای مربوطه نشان داده شده است، تحت تأثیر امواج سونامی قرار گرفته‌اند، اما در محدوده‌ی زمانی مدل سازی یک ساعت، ایستگاه‌های ترکمن و ترکمن باشی موج سونامی را دریافت نکرده‌اند، بدیهی است که دامنه‌ی امواج بعد از گذشت یک ساعت مستهلک شده و امواج رسیده به این دو ایستگاه، دامنه‌ی بسیار کوچکی خواهند داشت. در قسمت میانی دریای خزر نیز، در محدوده‌ی زمانی مدل سازی یک ساعت، ایستگاه‌های آستراخان و آتیراؤ موج سونامی را دریافت نکرده‌اند.

۱-۴- مقایسه نتایج

برای مقایسه‌ی نتایج حاصل از مدل سازی عددی با استفاده از نرم افزار ژئووویو که در این مطالعه استفاده شده است، نتایج مقاله‌ی اوکال و سالاری [۴] مبنای مقایسه قرار گرفت. مدل استفاده شده در این مقاله، پوست^۱ می‌باشد که نسبت به دیگر مدل‌های سونامی دقیق تر بوده و نتایج قابل استنادتری دارد. دو نقطه‌ی مشترک مدل سازی شده در این مقاله و مطالعه‌ی حاضر، شهرهای جفروود و کیاشهر می‌باشد. سری زمانی حاصل از مدل سازی این دو نقطه توسط ژئووویو که متعلق به منشاء سونامی نقطه‌ی "ب" است در شکل ۱۷ نشان داده شده است. همان طور که از این شکل قابل مشاهده است، ارتفاع موج حداکثر در کیاشهر به حدود ۳ متر و در جفروود به حدود ۲ متر می‌رسد. با توجه به سری زمانی نشان داده

مراجع

در خصوص سونامی در دریاچه خزر که تاکنون آن طور که باید بررسی نشده است، صورت گیرد تا پارامترهای مؤثر و راهکارهای پیش گیرانه ی دقیق تری قابل ارائه باشد.

۶- فهرست علائم

- Bryant E., "Tsunami, the Underrated Hazard", SPRINGER-PRAXIS BOOKS IN GEOPHYSICAL SCIENCES, ISBN 978-3-540-74273-9 Springer Berlin Heidelberg New York, 2008.
- Forbes S., "The Lake as a Microcosm". "Bulletin of the Peoria Scientific Association" vol. 87, p. 77-87, 1887.
- Dumont H. J., "The Caspian Lake: History, biota, structure, and function", American society of limnology and oceanography, inc. 43(1), 44-52, 1998.
- Salaree A. and Okal E. A., "Field Survey And Modelling of the Caspian Sea Tsunami of 1990 June 20", Geophys. J. Int. 201, 621-639, GJI Seismology, 2015.
- Kulikov E. A., Kuzin I. P., and Yakovenko O. I., "Tsunamis in The Central Part of The Caspian Sea", Issn 0001_4370, Oceanology, Vol. 54, No. 4, Pp. 435-444. Pleiades Publishing, Inc., 2014.
- WorldAtlas; <http://www.worldatlas.com/webimage/countrys/me.htm>, 2017
- Xie J., "Numerical Modeling of Tsunami Waves", in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Applied Science in Civil Engineering, Department of Civil Engineering, University of Ottawa, Ottawa, Canada, KIN 6N5, 2007.
- Camfield F. E., "Tsunami Engineering", special report NO. 6, U.S. Army, corps of engineering, coastal engineering research center, 1980.
- Soltanpour M. and Rastgoftar E., "Study of Tsunami Attacks on Neighboring Countries of Caspian Sea Caused by A Probable Submarine Landslide", Journal of Coastal Research, Special Issue 64, Si 64, 1195 - 1199, Ics (Proceedings), Poland, Issn 0749-0208, 2011.
- Garivani, H., "Tsunami Risk Assessment of Mazandaran Sea", research journal of seismology and earthquake engineering, 17th year, first and second year (in Persian), 2015.
- Bardet J.-P., Synolakis C. E., Davies H. L., Imamura F., and Okal E. A., "Landslide Tsunamis: Recent Findings And Research Directions", pure and applied geophysics, 160, 1793-1809, 0033-4553/03/111793-17, 2003.

علائم انگلیسی	
A	دامنه موج، m
a	ارتفاع موج، m
b	طول کلی توده لغزشی، m
c	سرعت موج در آب کم عمق، سرعت فاز، m/s
CCW	جهت گیری حرکت توده لغزشی نسبت به خلاف جهت عقربه های ساعت، درجه، °
d	عمق اولیه توده لغزشی، m
E_T	انرژی موج سونامی
E	انرژی کل امواج بلند
g	شتاب گرانشی، m/s^2
H	عمق ثابت آب، عمق ستون آب، m
h	عمق در بی نهایت، m
KE	انرژی جنبشی
L	مسافت طی شده توسط توده لغزشی، m
PE	انرژی پتانسیل
t	زمان شروع حرکت اسلاید لغزشی، s
T	زمان پایان حرکت اسلاید لغزشی، s
T	ضخامت حداکثر توده لغزشی، m
u	سرعت افقی موج، m/s
v	سرعت موج در آب عمیق، m/s
v	سرعت عمودی موج، m/s
w	عرض کلی توده لغزشی، m
x	مسافت طی شده توسط توده لغزشی، m
z	مقدار جابجا شده ی عمودی حداکثر توسط مواد سقوط کرده، m
علائم یونانی	
δh	مقدار بالاروی بستر دریا، m
η	تغییرات سطح آب، m
ϵ	شیب حرکت توده لغزشی، درجه، °
ξ	تفاضل فاصله ی نقاط شروع و پایان حرکت توده لغزشی، m
ρ, ρ_w	چگالی آب، kg/m^3
τ	تفاضل زمان های شروع و پایان حرکت توده لغزشی، s
بالانویس	
*	شرایط مرجع

- (MOST) MODEL”, NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112, Pacific Marine Environmental Laboratory, 7600 Sand Point Way NE, Seattle, WA 98115-0070. Contribution No. 1927 from NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, 1997.
23. NOAA, http://nctr.pmel.noaa.gov/faq_display.php?kw=most%20model, 2017.
 24. Imamura F., Yalciner A. C. and Ozyurt G., “Tsunami Modelling Manual (TUNAMI Model)”, 2006.
 25. Wan L., Yu X., Steve T., Li S., Kuang Z., Sha Z., Liang J. and He Y., “Submarine landslides, relationship with BSRs in the Dongsha area of South China Sea”, Petroleum Research, Chinese Petroleum Society. Publishing Services by Elsevier B.V. on behalf of KeAi. Volume 1, Issue 1, P 59-69, September 2016.
 26. Tajnesaie, M., Shakibaeinia, A., Hoseini, Kh., “Development of Mesh-free Numerical Model in the Simulation of Submerged Landslide Phenomena”, Journal of Hydraulics, Volume 12, Issue 4, Pages 27-41, Winter 2018.
 27. Grilli S.T. and Watts P., “Modeling Of Waves Generated By A Moving Submerged Body. Applications to Underwater Landslides”, Engineering Analysis with Boundary Elements 23, 645–656, 1999.
 28. Hammack J. L., “A Note on Tsunamis: Their Generation and Propagation in an Ocean Of Uniform Depth”. J Fluid Mech; 60:769–99, 1973.
 29. Watts P., “Wavemaker Curves For Tsunamis Generated By Underwater Landslides”. J Waterways, Port, Coast, ocean Engng 1998; 12(3):127–37, 1998.
 30. Watts, P., Grilli, S.T., Kirby, J.T., Freyer, G.F., and Tappin, D.R., “Landslide Tsunami Case Studies Using A Boussinesq Model And A Fully Nonlinear Tsunami Generation Model”, Hazards and Earth System Sciences Journal, 3(6), 391-402, 2003.
 31. Grilli, S.T., Watts, P., Tappin, D.R., and Freyer, G.J., “Tsunami Generation By Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies”. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 131, 298-310, 2005.
 12. Horrillo J., Wood A., Kim G.-B, and Parambath A., “A Simplified 3-D Navier-Stokes Numerical Model for Landslide-Tsunami: Application to the Gulf of Mexico”, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: OCEANS, VOL. 118, 6934–6950, 2013.
 13. Dotsenko S. F., Kuzin I. P., Levin B. V., and Solovieva O. N., “Tsunamis in The Caspian Sea: Historical Events, Regional Seismicity and Numerical Modeling”, Local Tsunami Warning and Mitigation: Proceedings of the International Workshop, 23-31, 2002.
 14. Kramer S. L., “Geotechnical Earthquake Engineering”, prentice-hall civil engineering and engineering mechanics series, ISBN 0-13-374943-6, 1996.
 15. Lander J. F., “Tsunamis Affecting Alaska 1737-1996”, NGDC Key to Geophysical Research Documentation No. 31, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1996.
 16. Ivanova T. P. and Trifonov V. G., “Seismotectonics and Current Fluctuations of the Level of the Caspian Sea” Geotektonika, No. 2, 27–42, 2002.
 17. Ulomov V. I., Polyakova T. P., and Medvedeva N. S., “Seismogeodynamics of the Caspian Sea Region”, Izvestiya, Physics of the Solid Earth, Vol. 35, No. 12, pp. 1036–1042. Translated from Fizika Zemli, No. 12, pp. 76–82, 1999.
 18. Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., “Active Tectonics of the South Caspian Basin”. Geophysical Journal International, 148(2), pp.214-245, 2002.
 19. Okada, Y., “Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space”. Bulletin of the seismological society of America, 75(4), pp.1135-1154, 1985.
 20. Okal E. A. and Synolakis C. E., “A Theoretical Comparison of Tsunamis from Dislocations and Landslides”, pure and applied geophysics, 160, 2177-2188, 0033-4553/03/112177-12, 2003.
 21. Dean R. G. and Dalrymple R. A., “Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists”. Advanced Series on Ocean Engineering- Volume 2, published by world scientific publishing Co. Pte. Ltd. ISBN 9810204205, 358p, 2000.
 22. Titov V. V. and Gonzalez F. I., “IMPLEMENTATION AND TESTING OF THE METHOD OF SPLITTING TSUNAMI

- Earth Sci, 65:1821–1830, 2012.
36. Grilli, S.T., Watts, P., “Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses”. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 131: 283-297, 2005.
37. Heinrich, P., 1992. Nonlinear water waves generated by submarine and aerial landslides. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 118, 249–266.
38. Liu, P.L.-F., T.-R. Wu, F. Raichlen, C.E. Synolakis, and J. Borrero (2005): Runup and rundown generated by three-dimensional sliding masses. *J. Fluid Mech.*, 536, 107-144.
39. Van Nieuwkoop, J. C. C. (2007), Experimental and numerical modelling of tsunami waves generated by landslides, M.Sc.thesis, 164 pp., Delft Univ. of Technol., Delft, Netherlands, Nov.
32. Grilli S.T., Vogelmann S. and Watts P., “Development of a 3D Numerical Wave Tank for Modeling Tsunami Generation by Underwater Landslides”, *Engineering Analysis with Boundary Elements* 26, 301–313, 2002.
33. Wei, G., Kirby, J.T., Grilli, S.T., and Subramanya, R., “Fully Nonlinear Boussinesq Model for Free Surface Waves. Part 1: Highly Nonlinear Unsteady Waves”. *Journal of Fluid Mechanics*, 294, 71-92, 1995.
34. Levchenko, O.V., Verzhbitskii, V.E, and Lobkovskii, T., “Submarine Landslide Structures in Neopleistocene Deposits on the Western Slope Of the Derbent Basin of the Caspian Sea”. *Oceanology Journal*, 48(6), 864-871, 2008.
35. Ozyavas A. and Khan S. D., “The Driving Forces Behind the Caspian Sea Mean Water Level Oscillations”, *Environ*

چگونه به این مقاله ارجاع دهیم

F. Ghanbarpour, S.A. Neshaei, M. Veiskarami, Tsunami Generation and its Characteristics Due to Land Slide in the Caspian Sea, Amirkabir J. Civil Eng., 52(3) (2020) 673-690.

DOI: [10.22060/ceej.2019.14830.5756](https://doi.org/10.22060/ceej.2019.14830.5756)

