



سازمان بنادر و دریانوردی به عنوان تنها مرجع حاکمیتی کشور در امور بندری، دریایی و کشتی رانی بازرگانی به منظور ایفای نقش مرجعیت دانشی خود و در راستای تحقق راهبردهای کلان نقشه جامع علمی کشور مبنی بر "حمایت از توسعه شبکه‌های تحقیقاتی و تسهیل انتقال و انتشار دانش و سامان‌دهی علمی" از طریق "استانداردسازی و اصلاح فرایندهای تولید، ثبت، داوری و سنجش و ایجاد بانک‌های اطلاعاتی یکپارچه برای نشریات، اختراعات و اکتشافات پژوهشگران"، اقدام به ارایه این اثر در سایت SID می‌نماید.





نهمین همایش بین المللی سواحل، بنادر و سازه های دریایی  
**ICOPMAS 2010**  
 10-8 آذر ماه ( تهران )



## مدل سازی عددی سونامی ناشی از زمین لغزش احتمالی در دریای خزر

احسان راست گفتار ، دانشجوی کارشناسی ارشد ، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی ، [ehsan\\_rg8@yahoo.com](mailto:ehsan_rg8@yahoo.com) ،  
 محسن سلطانیپور ، استادیار ، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی ، [soltanpour@kntu.ac.ir](mailto:soltanpour@kntu.ac.ir) ،

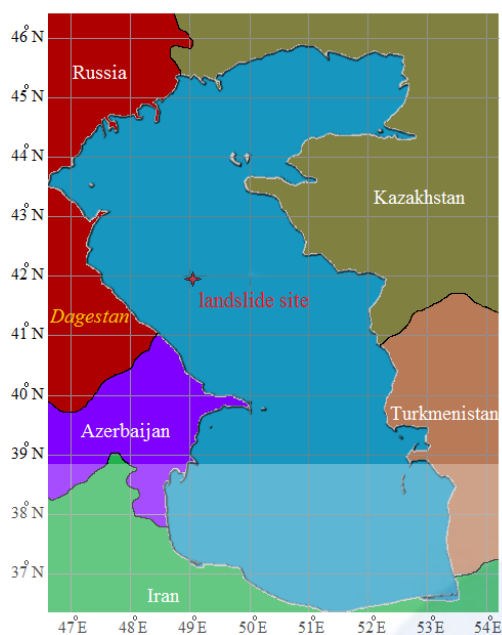
کلید واژه: مدل سازی سونامی، دریای خزر، زمین لغزش زیر دریا.

### مقدمه

به دنبال سونامی ویرانگر اقیانوس هند که موجب خسارات گسترده و کشته شدن بیش از ۲۲۵,۰۰۰ نفر گردید، آگاهی عمومی در مورد سونامی ها افزایش یافته است. تمرکز جمعیت در طول سواحل دریای خزر همانند سایر مناطق ساحلی سراسر جهان احتیاج مبرم ارزیابی خطر سونامی در این منطقه را نشان می دهد. سونامی های لرزه ای دریای خزر در خلال ده سال اخیر کم و بیش بررسی شده است [۱، ۲، ۳ و ۴]. اگر چه مجموعه اطلاعات به دست آمده از وقایع تاریخی، لرزه خیزی منطقه ای و مدل سازی های عددی دریای خزر وقوع متناوب سونامی های لرزه ای در گذشته و احتمال تکرار آن ها را در آینده نشان می دهد، لیکن وقایع ثبت شده در گذشته چندان مخرب نبوده اند [۵]. با این وجود فعالیت لرزه ای تنها عامل تولید سونامی در دریای خزر محسوب نمی شود. در دریاها اصولا امکان وقوع سونامی های موضعی مخرب ناشی از زمین لغزش های زیرسطحی، گسستگی تپه های گلی و سایر عوامل نیز وجود دارد که در این منطقه به دلیل نبود اطلاعات قابل اعتماد و کم بودن فراوانی وقوع به اندازه کافی مطالعه نشده اند [۵].

در بهار ۲۰۰۴، با استفاده از یک نمایشگر پارامتری مقاطع عرضی با وضوح بالا، ساختمان دقیق رسوبات فوقانی دریای خزر برای اولین بار مورد مطالعه قرار گرفت. تحلیل اطلاعات لرزه آوایی مقطع عرضی شیب غربی حوزه در بند، واقع شده در بخش مرکزی دریای خزر و در نزدیکی سواحل داغستان (شکل 1)، نشان داد یک مورد فرآیند زمین لغزش زیرسطحی در این منطقه در خلال دوره Neopleistocene-Holocene صورت گرفته که ممکن است فعالیت آن تا حال حاضر ادامه پیدا کرده باشد [6].

ICOPMAS



شکل 1) موقعیت زمین لغزش زیرسطحی احتمالی در دریای خزر

اغلب شیب‌های زیر دریا به طور ذاتی پایدار هستند؛ به نظر می‌رسد افزایش فشار آب، که منجر به کاهش اصطکاک مقاوم در مقابل لغزش می‌شود، و وجود لایه‌های سست در میان طبقات لایه‌ها از جمله عوامل اصلی مؤثر در وقوع لغزش باشند. افزایش فشار آب می‌تواند از فرآیندهایی نظیر رسوب گذاری های سریع، حرکات سریع لرزه ای و یا احتمالاً در اثر آزاد شدن گازهای هیدراته موجود در میان رسوبات ناشی شود. براساس شواهد تاریخی عامل محرک اکثر زمین لغزش‌های عظیم زیرسطحی زمین لرزه می‌باشد [7].

تجزیه و تحلیل لرزه‌خیزی منطقه و رویدادهای تاریخی نشان می‌دهند که حوزه دریند از جمله مناطق دارای بالاترین فعالیت لرزه ای در دریای خزر قرار می‌باشد [5]. با توجه به این عامل انتقالی می‌توان نتیجه گرفت که احتمال وقوع زمین لغزش زیرسطحی در این ناحیه نسبتاً بالا می‌باشد. در این مقاله با استفاده از مدل GEOWAVE، که مدل عددی جامع شبیه سازی سونامی با ترکیبی از مدل‌های TOPICS و FUNWAVE است، وقوع سونامی ناشی از زمین لغزش زیرسطحی احتمالی در حوزه دریند دریای خزر به منظور ارزیابی خطر سونامی، به ویژه در سواحل ایران، شبیه سازی می‌شود. در بخش‌های بعدی، تولید سونامی احتمالی با مدل TOPICS شبیه سازی شده و سپس پیشروی آن با استفاده از مدل FUNWAVE تحلیل شده است.

### زمین لغزش های زیر سطحی

زمین لغزش‌های زیرسطحی یا گسستگی اجرام زیر دریا یکی از اصلی‌ترین راه‌های انتقال رسوبات انتقالی از خشکی (که عمدتاً توسط رودخانه‌ها حمل می‌شوند) و رسوبات فلات قاره (که از فرسایش و حمل به وسیله جریان‌های اقیانوسی و طوفان‌ها حاصل می‌شوند)، در راستای شیب فلات قاره به عمق اقیانوس به شمار می‌روند.

اگرچه زمین‌لرزه‌های مرز صفحات تکتونیک پوسته زمین رایج‌ترین عامل ایجاد سونامی می‌باشند، گسستگی توده‌های زیردریایی نیز از منابع مهم تولید سونامی‌ها محسوب می‌شوند. در حالی که سونامی‌های ناشی از زلزله در 50 سال اخیر مطالعه و نسبتاً به خوبی درک شده‌اند [8]، دانش تولید و انتشار سونامی‌های حاصله از زمین‌لغزش‌های زیرسطحی هنوز ناقص است [9]. اهمیت سونامی‌های تولید شده از گسستگی اجرام زیر دریا تنها به دنبال سونامی هولناک گینه نو در سال 1998، که در آن امواجی با ارتفاع بیش از 15 متر طولی 20 کیلومتری از ساحل را تحت تاثیر قرار داده و به مرگ 2200 نفر منجر شد مشخص گردید [10].

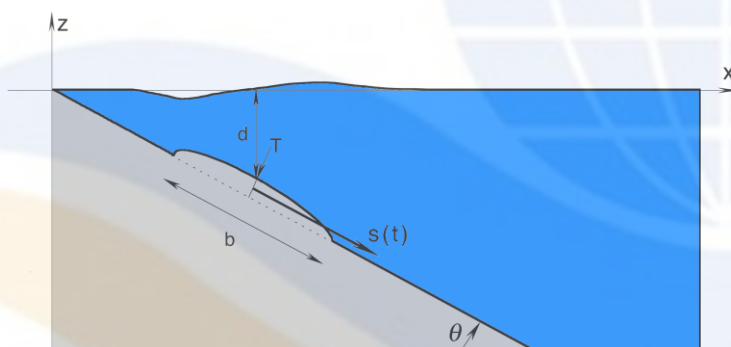
سونامی‌های حاصله از حرکت مرز صفحات تکتونیک و وقوع زلزله با سونامی‌های ناشی از گسستگی توده‌های زیر دریایی تفاوت‌های اساسی دارند. در سونامی‌های ناشی از زلزله ابعاد گسلش و وسعت سطح منشاء را تعیین می‌کند؛ بنابراین این سطح منشاء آن‌ها در مقایسه با ناحیه ای که توسط سونامی‌های زمین لغزشی تحت تاثیر قرار می‌گیرد، گسترده‌تر می‌باشد. از طرف دیگر سونامی‌های لرزه ای منبع خطی دارند و عمود بر گسل منشاء منتشر می‌شوند، در حالی که سونامی‌های زمین لغزشی به دلیل منبع نقطه ای به شکل شعاعی انتشار می‌یابند. سطح منشاء کوچک سونامی‌های زمین لغزشی همچنین منجر به ایجاد امواج با طول موج کوتاه تر از سونامی‌های لرزه ای می‌گردد. تاثیر پراکندگی بر امواج کوتاه و گستردگی شعاعی موجب می‌گردد اثر دوردست سونامی‌های زمین لغزشی در مقایسه با سونامی‌های دارای منشاء لرزه ای کمتر باشد. البته از آن جا که امواج کوتاه‌تر با نزدیک شدن به ساحل در اثر کاهش عمق بیش تر افزایش ارتفاع می‌یابند، اثر موضعی سونامی‌های ناشی از زمین لغزش

در سواحل نزدیک منشاء سونامی قابل توجه می‌باشد. بر خلاف سونامی‌های ناشی از زلزله، سونامی‌های زمین‌لغزشی تولید شده در آب‌های کم‌عمق از موارد مشابه ایجاد شده در آب‌های عمیق خطرناک‌ترند؛ زیرا در این حالت انرژی بیشتری از لغزش به آب منتقل می‌شود. ضمن اینکه عمق کمتر معمولاً به معنای فاصله کمتر تا ساحل و مسافت در دسترس کوتاه‌تر برای افت شعاعی می‌باشد. تفاوت دیگر زمان تولید موج اولیه است؛ سونامی‌های لرزه‌ای آبی تولید می‌شوند، بنابراین جابه‌جایی قائم‌نهایی بستر به عنوان تراز اولیه سطح دریا در نظر گرفته می‌شود؛ اما زمین‌لغزش‌های زیرسطحی معمولاً به طرز آشکاری زیربهرانی هستند، یعنی موج سونامی ناحیه تولید را سریع‌تر از زمان حرکت زمین لغزش ترک می‌کند. به همین دلیل زمان و روند تغییر حرکت زمین لغزش در تولید امواج سونامی‌های زمین‌لغزشی اهمیت زیادی دارد.

### تولید سونامی

مدل TOPICS یا همان بخش تولید مدل GEOWAVE، قادر است سونامی‌هایی با منابع مختلف را شبیه‌سازی نماید. سطح آزاد و سرعت‌های افقی اولیه آب در زمین لغزش‌های زیرسطحی از برازش منحنی‌های نیمه تجربی و چند متغیره، که تابعی از پارامترهای بی بعد معرف زمین لغزش (چگالی، هندسه و غیره) و ژرفاسنجی منطقه (شیب، عمق و غیره) هستند، منتج می‌شوند. این پارامترهای بی بعد بر اساس آزمایش‌های عددی انجام شده با مدل دو بعدی جریان پتانسیل کاملاً غیرخطی Watts و Grilli (1999) انتخاب شده [11]، و سپس برازش منحنی‌ها بر پایه مدل سه بعدی Grilli و همکاران (2002) اصلاح شده است [12].

در این مدل‌ها دو نوع ایده آل گسستگی اجرام زیر دریا که تقریباً نماینده تمامی آن‌ها هستند، در نظر گرفته می‌شود: لغزش‌های زیر آب که گسستگی‌های انتقالی هستند و ریزش‌های زیر آب که گسستگی‌های دورانی می‌باشند. در لغزش‌های زیر آب، که به نظر می‌رسد زمین لغزش زیرسطحی احتمالی در ناحیه مذکور دریای خزر بیش‌تر به آن دسته شبیه باشد، زمین لغزش به شکل ایده‌آل یک توده لغزنده بر روی شیب ثابت  $\theta$  با مقطع بیضی شکل با طول کلی  $b$  در راستای محور شیب، عرض کلی  $w$  در راستای عمود بر محور شیب، ضخامت حداکثر  $T$  در وسط برآمدگی و عمق اولیه  $d$  در وسط زمین لغزش در نظر گرفته می‌شود (شکل 2). همچنین فرض می‌شود که تغییر شکل توده لغزنده زیرسطحی، در حین پیشروی سونامی قابل اغماض است.



شکل 2) نمای لغزش زیر آب ایده آل در مدل Watts و Grilli

بیان قانون اول نیوتن با تعادل نیروهای اینرسی، گرانش، اصطکاک سطح، شناوری و دراگ برای مرکز جرم منجر به پیدایش معادله دیفرانسیل (1) می‌گردد

$$(\gamma + C_m) \ddot{S} = (\gamma - 1)(\sin \theta - C_n \cos \theta)g - C_d \frac{2}{\pi b} \dot{S}^2 \quad (1)$$

که در آن  $\gamma$  چگالی ویژه،  $C_m$  ضریب جرم افزوده،  $C_n$  ضریب اصطکاک و  $C_d$  ضریب دراگ می‌باشد. این معادله سپس با یک سری شرایط اولیه و مرزی (در  $t = 0$ ،  $S = 0$  و  $\dot{S} = 0$ ؛ و در  $t \rightarrow \infty$ ،  $\dot{S} = 0$ ) حل شده و روابط (2) تا (6) که حرکت زمین لغزش (فاصله، سرعت و شتاب) را در زمان شرح می‌دهند، حاصل می‌شوند

$$s(t) = s_0 \ln \left[ \cosh \left( \frac{t}{t_0} \right) \right] \quad (2)$$

$$a_0 \cong 0.30g \sin \theta \quad (3)$$

$$u_t \cong 1.16\sqrt{bg \sin \theta} \quad (4)$$

$$s_0 \cong \frac{u_t^2}{a_0} \cong 4.48b \quad (5)$$

$$t_0 \cong \frac{u_t}{a_0} \cong 3.87 \sqrt{\frac{b}{g \sin \theta}} \quad (6)$$

که در این روابط  $a_0$  شتاب اولیه،  $u_t$  سرعت نهایی نظری،  $s_0$  فاصله مشخصه حرکت و  $t_0$  زمان مشخصه آن را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که معادلات (3)–(6) با فرض  $\gamma \approx 1/85$ ،  $C_m \approx 1$ ،  $C_n \approx 0$  و  $C_d \approx 1$  ساده سازی شده‌اند.

انجام 32 شبیه سازی عددی لغزش زیر آب توسط Watts و Grilli (1999)، که محدوده وسیعی از مقادیر پارامترهای حاکم را پوشش می‌داد، سبب شد بر پایه نتایج برازش منحنی‌ها روابطی جهت پیش بینی دامنه دو بعدی موج سونامی  $\eta_{2D}$ ، بیشینه فرورفتگی در بالای مرکز موقعیت اولیه زمین لغزش، و طول موج مشخصه،  $\lambda_0$ ، به دست آید [11]

$$\eta_{2D} \cong 0.2139T(1 - 0.7458 \sin \theta + 0.1704 \sin^2 \theta) \left( \frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \quad (7)$$

$$\lambda_0 \cong t_0 \sqrt{gd} \cong 3.87 \sqrt{\frac{bd}{\sin \theta}} \quad (8)$$

از آنجایی که بیش از نیمی از زمین لغزش‌های زیرسطحی مستعد ایجاد سونامی معیار دو بعدی بودن مدل را ارضا نمی‌کردند، شبیه سازی سه بعدی به وسیله Grilli و همکاران (2002) انجام شد و رابطه دامنه سه بعدی موج سونامی،  $\eta_{3D}$ ، پیشنهاد گردید. در این حالت طول موج مشخصه مشابه همان حالت دو بعدی می‌باشد.

$$\eta_{3D} \cong 0.2139T(1 - 0.7458 \sin \theta + 0.1704 \sin^2 \theta) \left( \frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \left( \frac{w}{w + \lambda_0} \right) \quad (9)$$

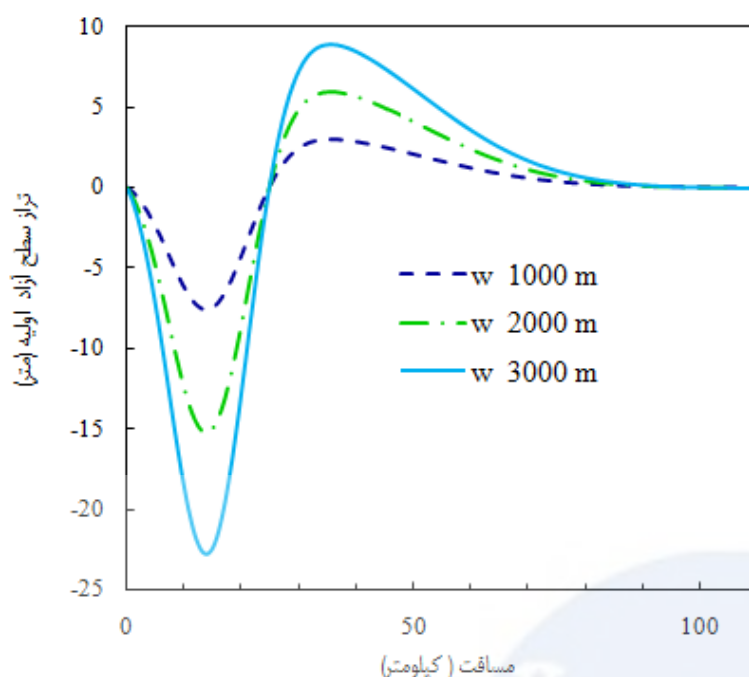
نتیجه نهایی نشان دهنده وابستگی دامنه لغزش زیر آب به حجم گسستگی جرم زیر دریا  $(b, w, t)$ ، زاویه شیب بستر و استغراق اولیه در این مدل‌ها می‌باشد که همان پارامترهای ورودی مدل TOPICS در شبیه سازی تولید سونامی می‌باشند. در این مطالعه پارامترهای ورودی با توجه به اطلاعات ژرفاسنجی منطقه و خصوصیات زمین لغزش تعیین شده اند (جدول 1).

جدول 1) پارامترهای زمین لغزش احتمالی دریای خزر

شیب (درجه)	استغراق قائم اولیه (متر)	طول (متر)	ضخامت حداکثر (متر)
2°	415	5300	1100

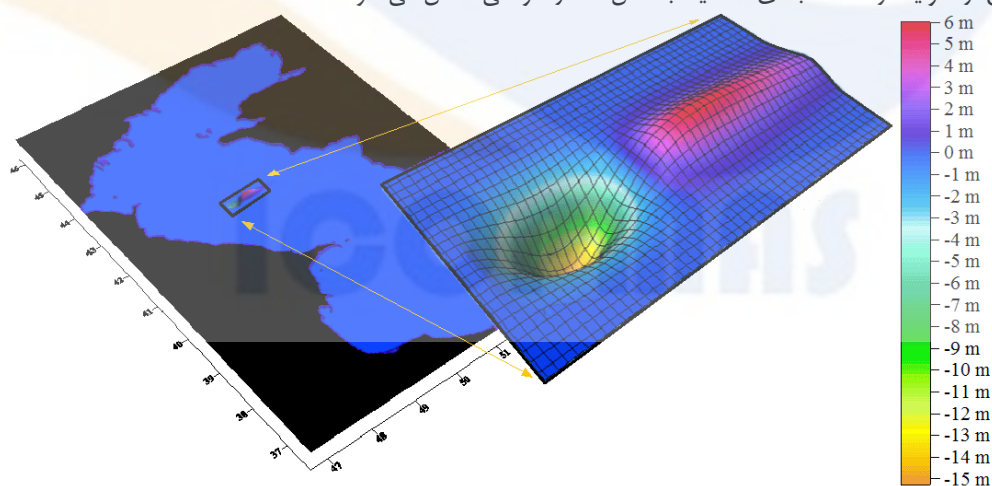
از آنجایی که تخمین دقیقی برای عرض کلی زمین لغزش منطقه مورد نظر وجود ندارد، این کمیت در ابتدا متغیر در نظر گرفته شده و تغییرات آن مورد بررسی قرار گرفت (شکل 3).





شکل 3) تغییرات تراز سطح آزاد اولیه با عرض زمین لغزش برای لغزشی مطابق جدول 1

لغزش‌های زیر آب معمولاً در مقایسه با طولشان باریک بوده و نسبت معمول عرض به طول آن‌ها 1 به 4 می‌باشد ( $w = 0.25b$ ) [12]. در اینجا مقادیر 1000، 2000 و 3000 متر برای عرض زمین لغزش در نظر گرفته شد. طول موج مشخصه محاسبه شده برای زمین لغزش احتمالی (جدول 1) برای تمامی عرض‌های گسستگی تقریباً 30 کیلومتر است که با توجه به رابطه (8) به زمان حرکت زمین لغزش (و نه عرض زمین لغزش) مربوط می‌شود. با توجه به رابطه (9) هنگامی که طول موج مشخصه بسیار بزرگ‌تر از عرض لغزش باشد دامنه سونامی به طور خطی به عرض لغزش وابسته می‌شود که این موضوع توسط شکل 3 تأیید می‌گردد. در نهایت مقدار 2000 متر برای عرض کلی زمین لغزش برگزیده شده و به همراه دیگر پارامترها به مدل TOPICS معرفی شد. به این ترتیب TOPICS سطح آزاد اولیه سونامی زمین لغزشی را در زمان مشخصه  $t_0 = 484s$  بعد از آغاز حرکت زمین لغزش ارائه می‌کند (شکل 4). این سطح آزاد اولیه در قسمت بعدی مستقیماً به مدل انتشار سونامی منتقل می‌شود.



شکل 4) سطح آزاد اولیه بر مبنای زمین لغزشی با مشخصات جدول 1 و عرض 2000 متر.

### پیشروی و بالاروی سونامی

روش رایج در مدل سازی عددی سونامی‌ها معرفی خروجی‌های به دست آمده از مدل تولید به عنوان شرایط اولیه مدل انتشار می‌باشد. در سونامی‌های زمین لغزشی خروجی‌های مرحله تولید تراز سطح آزاد و سرعت‌های افقی آب می‌باشند، در حالی که در سونامی‌های ناشی از زلزله فرض می‌شود در لحظه آغاز پیشروی سطح آب ساکن است و سرعت‌های افقی وجود ندارند.

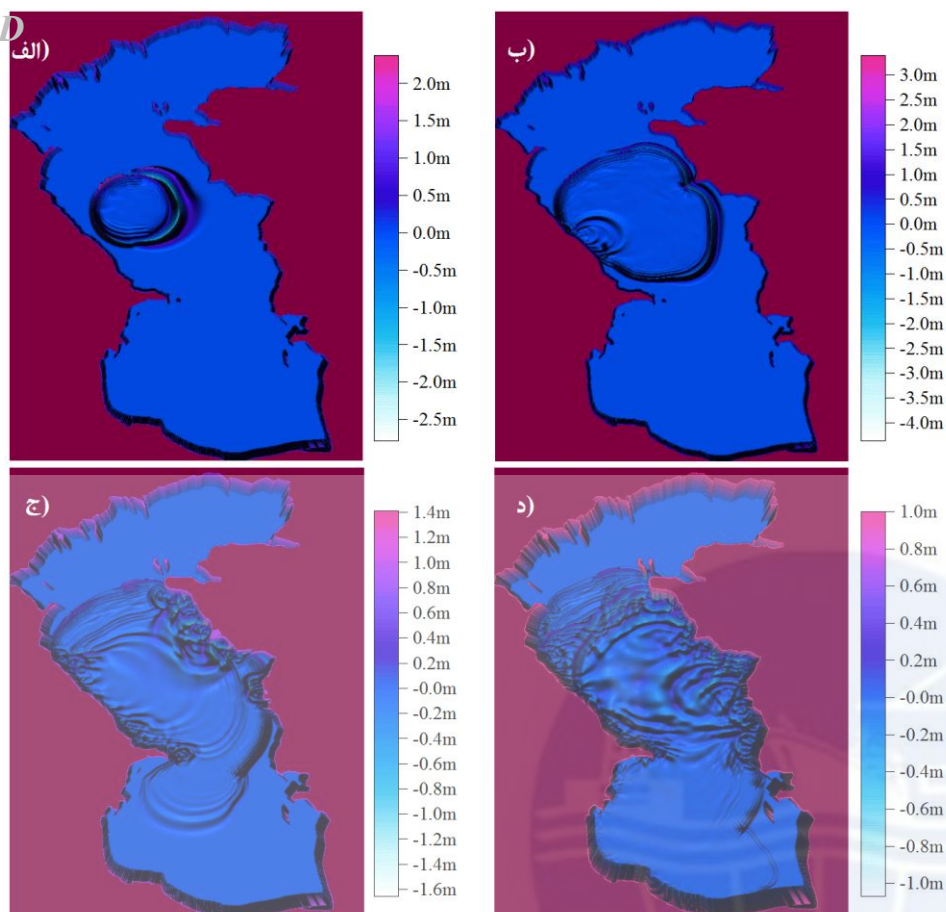
از آن جایی که طول موج سونامی‌های لرزه ای (صدها کیلومتر) بسیار بزرگ‌تر از عمق اقیانوس (چند کیلومتر) می‌باشد، معمولاً در غالب این معادلات آب کم‌عمق، که ساده‌ترین نوع معادلات موج بلند میانگین‌گیری شده در عمق هستند، بیان می‌کنند. در نظریه موج بلند شتاب قائم ذرات آب در مقایسه با شتاب گرانش ناچیز بوده و فرض می‌شود فشار هیدرواستاتیک حاکم باشد. با وجود این که معادلات آب کم‌عمق پراکنندگی موج را در نظر نمی‌گیرند؛ لیکن این معادلات جهت مدل سازی سونامی‌های ناشی از زلزله به اندازه کافی دقیق هستند. همان گونه که قبلاً بیان شد زمین لغزش‌ها امواج سونامی کوتاه‌تری نسبت به زلزله ایجاد می‌کنند که هیدرواستاتیک نبوده و در مقایسه با سونامی‌های لرزه ای نمی‌توان از سرعت‌های قائم صرف نظر کرد. علاوه بر این تولید امواج کوتاه‌تر لزوم استفاده از مدل پراکنا را نیز نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن نکات فوق جهت مدل سازی عددی سونامی‌های زمین لغزشی رویکرد متفاوتی مورد نیاز است.

در مدل GEOWAVE شبیه سازی پیشروی و بالاروی سونامی با استفاده از مدل موج بلند FUNWAVE انجام می‌گیرد. مدل FUNWAVE که بر پایه معادلات کاملاً غیرخطی و پراکنای بوزینسک قرار دارد، می‌تواند اثرات غیرخطی شدن موج و پراکنندگی فرکانسی آن را به خوبی در نظر بگیرد. امتیاز دیگر این مدل پیشروی موج بوزینسک بر مدل‌های موج غیرخطی آب کم عمق، مقید نبودن سرعت‌های افقی به داشتن مقادیر ثابت در راستای عمق است [13]. علاوه بر این وجود مدل شکست موج در FUNWAVE، شبیه سازی بالاروی در مناطق خشک را امکان پذیر می‌سازد. معادلات کاملاً غیرخطی بوزینسک که توسط Wei و همکاران (1995) ارائه شدند [14]، عبارتند از

$$\eta_t + \nabla \cdot \left\{ (h + \eta) \left[ u_\alpha + \left( z_\alpha + \frac{1}{2} (h - \eta) \right) \nabla (\nabla \cdot (hu_\alpha)) + \left( \frac{1}{2} z_\alpha^2 - \frac{1}{6} (h^2 - h\eta + \eta^2) \right) \nabla (\nabla \cdot u_\alpha) \right] \right\} = 0 \quad (10)$$

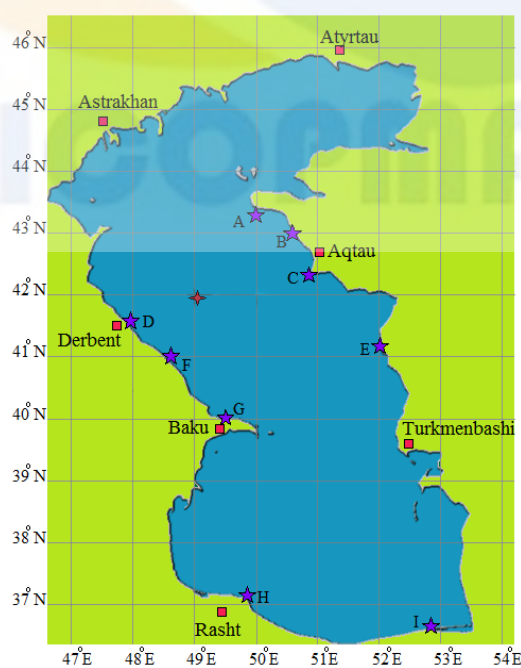
$$\begin{aligned} & u_\alpha + (u_\alpha \cdot \nabla) u_\alpha + g \nabla \eta + z_\alpha \left\{ \frac{1}{2} z_\alpha \nabla (\nabla \cdot u_\alpha) + \nabla (\nabla \cdot (hu_\alpha)) \right\} \\ & + \nabla \left\{ \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - \eta^2) (u_\alpha \cdot \nabla) (\nabla \cdot u_\alpha) + \frac{1}{2} [\nabla \cdot (hu_\alpha) + \eta \nabla \cdot u_\alpha]^2 \right\} \\ & + \nabla \left\{ (z_\alpha - \eta) (u_\alpha \cdot \nabla) (\nabla \cdot (hu_\alpha)) - \eta \left[ \frac{1}{2} \eta \nabla \cdot u_\alpha + \nabla \cdot (hu_\alpha) \right] \right\} = 0 \quad (11) \end{aligned}$$

که در آن‌ها  $\eta$  تراز سطح،  $h$  عمق آب ساکن،  $u_\alpha$  بردار سرعت افقی در عمق  $z = z_\alpha = -0.531h$ ،  $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$  گرادیان افقی و اندیس  $t$  مشتق جزئی نسبت به زمان را نشان می‌دهد. این معادلات با استفاده از روش تفاضل محدود و طرح عددی ترکیبی Adams-Bashforth-Moulton مرتبه چهار در محدوده شبیه سازی دریای خزر، یک میدان مختصات جغرافیایی با شبکه‌بندی مستطیلی دارای  $427, 200 \times 534 \times 800$  نقطه محاسباتی، حل شده و تراز سطح آزاد و سرعت‌های افقی در هر گام زمانی شبیه سازی محاسبه می‌شوند (شکل 5). گام زمانی با توجه به اندازه شبکه‌های مکانی توسط مدل به گونه‌ای تعیین می‌گردد تا شرایط پایداری عددی تأمین شود ( $dt = 3/65s$ ).



شکل 5) پیشروی امواج سونامی محاسبه شده در زمان‌های (الف) 0/5، (ب) 1، (ج) 2 و (د) 3 ساعت پس از آغاز حرکت زمین لغزش

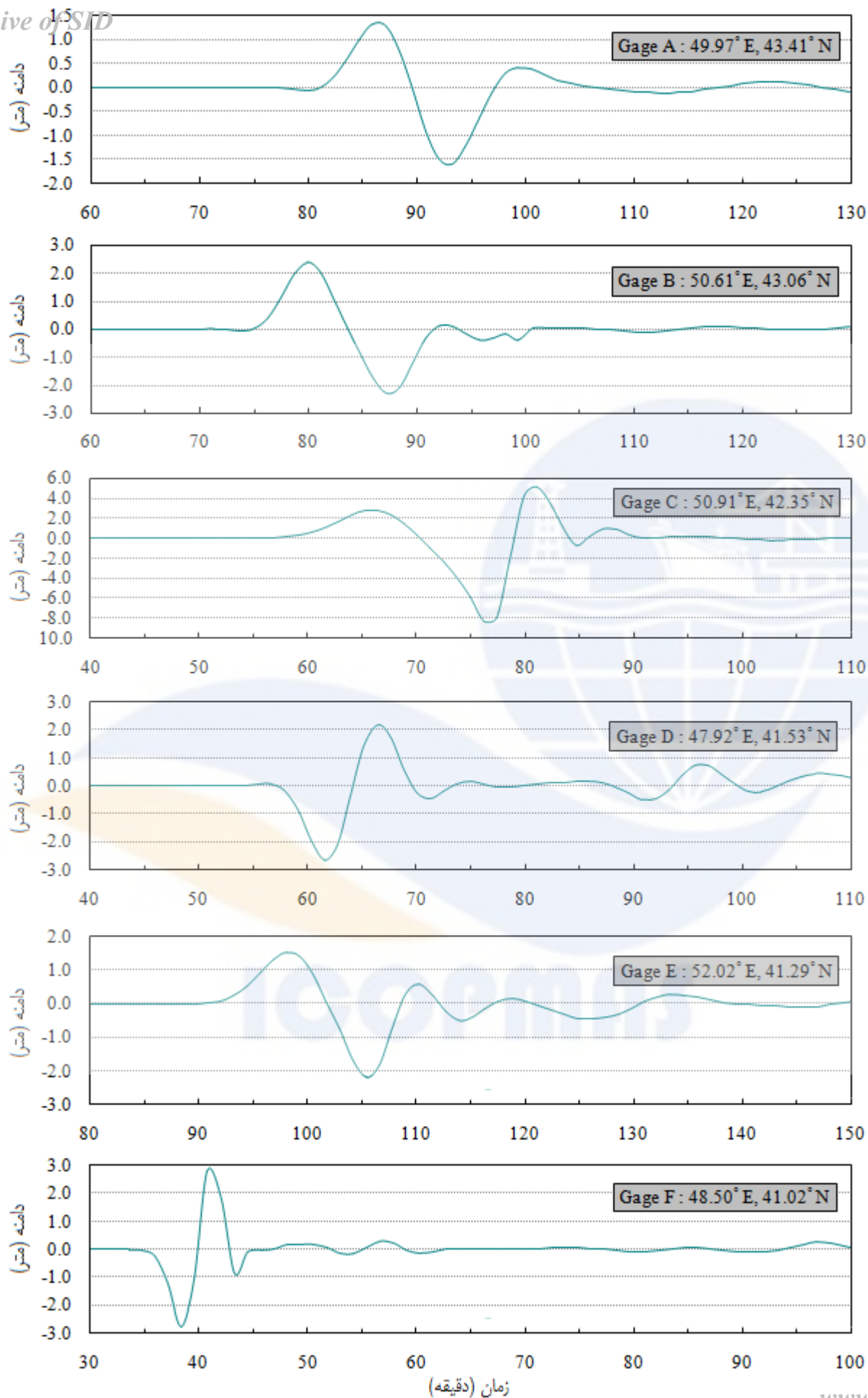
همان‌طور که در شکل 5 مشاهده می‌شود امواج سونامی مطابق انتظار از ناحیه زمین لغزش به شکل حلقه‌های دوار منتشر شده و در ابتدا ارتفاع آن‌ها با نزدیک شدن به سواحل کشورهای مجاور زمین لغزش تقویت می‌شود؛ اما سپس این امواج با پیشروی مسافت بیش‌تر و نزدیکی به کشورهای دور همانند ایران به شدت مستهلک شده و افت می‌کنند. به منظور ارزیابی دقیق‌تر چگونگی امواج، چندین نقطه در مدل عددی تعریف می‌شود تا سری زمانی سونامی تعیین شود. موقعیت مکانی این نقاط در شکل 6 و سری‌های زمانی ثبت شده توسط آن‌ها در شکل 7 ارائه شده است.

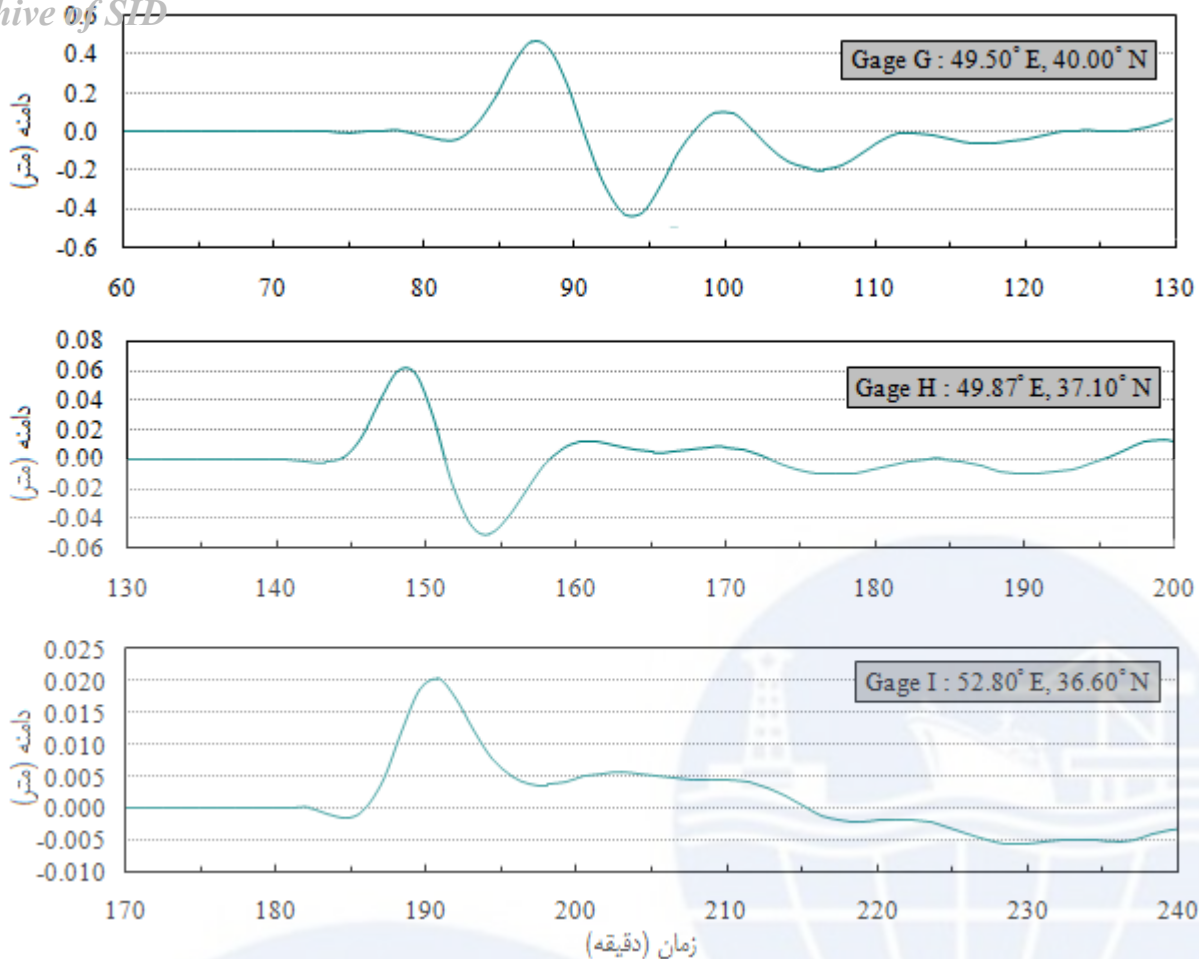






Archive of SID





شکل 7) سری زمانی ارتفاع امواج در نقاط خروجی مدل

بررسی نقاط خروجی مدل عددی در شکل 7 نشان می‌دهد که در مناطق نزدیک زمین لغزش امواجی با دامنه نسبتاً زیاد ایجاد می‌شود. بنابراین سونامی می‌تواند بالاروی قابل توجهی را در طول خطوط ساحلی کشورهای مجاور این نقاط، یعنی در سواحل بخش جنوبی داغستان روسیه، سواحل شمال آذربایجان و نواحی نزدیک آکناو در غرب قزاقستان، ایجاد نماید. بخش‌های شمالی سواحل آذربایجان اولین ناحیه ای هستند که امواج سونامی پس از گذشت تقریباً 35 دقیقه از وقوع زمین لغزش به آنها برخورد می‌کنند.

از آنجا که جهت حرکت زمین لغزش از سمت غرب به شرق بوده و فرورفتگی موج اولیه سونامی در پشت و تاج موج در جلوی زمین لغزش تشکیل می‌شود، سواحل غربی دریای خزر ابتدا پایین افتادن سطح دریا را در اثر سونامی مشاهده می‌کنند. البته باید توجه کرد که ایستگاه G با این که در غرب دریای خزر واقع شده، در پشت زمین لغزش نیست و همانند ایستگاه‌های شرقی در ابتدا بالا رفتن سطح دریا را ثبت می‌کند. اندازه‌گیری ایستگاه‌ها همچنین نشان می‌دهند که امواج سونامی در امتداد خطوط ساحلی ایران دامنه بسیار کوچک، کمتر از 10 سانتی‌متر، دارند (ایستگاه‌های H و I). بنابراین سواحل ایران در اثر سونامی مذکور بالاروی نداشته و احتمالاً حتی امواج سونامی را احساس نمی‌کنند.

### جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

بر خلاف مطالعات گذشته که زمین‌لرزه را منشاء سونامی در دریای خزر در نظر گرفتند، در این تحقیق یک زمین لغزش زیر سطحی احتمالی، واقع شده در بخش مرکزی دریای خزر و در نزدیکی سواحل داغستان، به عنوان عامل ایجاد سونامی در نظر گرفته شده است. به منظور ارزیابی خطر سونامی احتمالی، به ویژه در سواحل ایران، شبیه‌سازی سونامی با استفاده از مدل عددی GEOWAVE انجام شد. ورودی‌های مورد نیاز مدل با توجه به اطلاعات ژرفاسنجی منطقه و خصوصیات زمین لغزش تخمین زده شدند. از آنجایی که تخمین دقیقی برای عرض کلی زمین لغزش وجود ندارد، این کمیت در مرحله تولید سونامی متغیر در نظر گرفته شد اما با توجه به عرض معمول سایر زمین لغزش‌ها مدل‌سازی مرحله پیشروی با استفاده از مقدار ثابتی صورت گرفت.

نتایج مدل نشان داد در حالی که سونامی مذکور سبب رسیدن امواج نسبتاً بلند به سواحل کشورهای مجاور زمین لغزش و ایجاد امواج بالاروی قابل توجه در آن مناطق می‌شود، احتمال هجوم این سونامی به سواحل ایران در اثر زمین لغزش مذکور بسیار کم بوده و نمی‌توان بالاروی مهمی را انتظار داشت. این مسئله را می‌توان با فاصله نسبتاً زیاد سواحل ایران و محل زمین لغزش و همچنین اثر محدود سونامی‌های زمین لغزشی، به دلیل استهلاک شعاعی و پراکندگی، مرتبط دانست. می‌توان نتیجه گرفت که سواحل ایران در برابر سونامی زمین لغزش مذکور ایمن هستند؛ با این همه جهت بررسی جامع خطر سونامی دریای خزر در سواحل ایران، ضروری است با توجه به اثر موضعی زیاد سونامی‌های ناشی از زمین‌لغزش، احتمال وقوع زمین لغزش زیرسطحی در بخش جنوبی دریای خزر و در نزدیکی سواحل ایران در مطالعات آینده به دقت ارزیابی شود.

## مراجع

- [1]- Dotsenko, S. F., Kuzin, I. P., Levin, B. V., and Solovieva, O. N., (2000), a: Tsunami in the Caspian Sea: Seismic sources and features of propagation, *Oceanology Journal*, Vol. 40 (4), 474-482.
- [2]- Dotsenko, S. F., Kuzin, I. P., Levin, B. V., and Solovieva, O. N., (2000), b: General characteristic of tsunami in the Caspian Sea, *Marine Hydrophysical Journal*, No 3, 20-31 (in Russian).
- [3]- Nikonov, A. A., (1996), Is there tsunami in the Caspian Sea? , *Priroda*, 1, 72-73 (in Russian).
- [4]- Pelinovsky, E. N., (1999), Preliminary estimates of tsunami risk in the Caspian Sea, Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Report No 480, 24 p (in Russian).
- [5]- Dotsenko, S.F., Kuzin, I.P., Levin, B.V., Solovieva, O.N. (2002), Tsunamis in the Caspian Sea: Historical Events, Regional Seismicity and Numerical Modeling, Local Tsunami Warning and Mitigation, Proceedings of the International Workshop, pp 23-31.
- [6]- Levchenko, O. V., Verzhbitskii, V. E., Lobkovskii, T. (2008), Submarine Landslide Structures in Neopleistocene Deposits on the Western Slope of the Derbent Basin of the Caspian Sea, *Oceanology Journal*, Vol. 48, No. 6, 864-871.
- [7]- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Lovholt, F. (2006), Submarine landslides: processes, triggers, and hazard prediction, *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Journal*. Vol. 364, 2009–2039.
- [8]- Bardet, J.P., Synolakis, C. E., Davies, H. L., Imamura, F., Okal, E. A. (2003), Landslide tsunamis: recent findings and research directions, *Pure and Applied Geophysics Journal*. Vol.160, 1793–1809.
- [9]- Liu, P. F., Wu, T.-R., Raichlen, F., Synolakis, C. E., Borrero, J. C. (2005), Run-up and rundown generated by three-dimensional sliding masses, *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 536, 107-144.
- [10]- McSaveney, M. J., Goff, J. R., Darby, D. J., Goldsmith, P., Barnett, A., Elliot, S., Nongkas, M. (2000), The 17 July 1998 tsunami, Papua New Guinea: evidence and initial interpretation, *Marine Geology Journal* , Vol. 170, 81–92.
- [11]- Grilli, S.T., Watts, P. (2005), Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 131, 283-297.
- [12]- Grilli, S.T., Watts, P., Tappin, D. R., Freyer, G. J. (2005), Tsunami generation by submarine mass failure. II: Predictive equations and case studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 131, 298-310.
- [13]- Watts, P., Grilli, S. T., Kirby, J. T., Fryer, G. F., Tappin, D. R. (2003), Landslide Tsunami Case Studies Using a Boussinesq Model and a Fully Nonlinear Tsunami Generation Model, *Hazards and Earth System Sciences Journal*, Vol. 3, No. 6, 391- 402.
- [14] Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., Subramanya, R. (1995), A fully nonlinear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinear unsteady waves, *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 294, 71-92.