

ارزیابی استفاده از کانال صوتی در طراحی سیستم هشدار سونامی در دریای مکران

افشین محسنی آراسته* و کامران لاری

گروه فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، دانشکده علوم و فنون دریایی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۱۰

چکیده

مطالعه حاضر به بررسی روشی مبتنی بر استفاده از کانال های صوتی زیر آب برای دریافت سیگنال های زمین لرزه ای زیرآبی پرداخته است. در این پژوهش، پس از بررسی وجود و ایجاد کانال صوتی در دریای عرب و دریای عمان با ارزیابی اطلاعات موجود از پارامترهای فیزیکی آب دریا و امکان تغییرات مکانی و زمانی آن در اثر وقوع پدیده های مختلف نظیر باد، جریانات سطحی، جریانات داخلی، رسوبگذاری و غیره، امکان انتقال صوت حاصل از زمین لرزه در کانال صوتی مطالعه شده است. همچنین زمان سیر سیگنال صوتی و مقایسه آن با زمان رسیدن یک سونامی احتمالی، محاسبه گردید. روش کار مبتنی بر شناخت از نحوه تشکیل کانال صوتی با تغییر پارامترهای فیزیکی آب دریا، تغییر در تشکیل لایه آمیخته و ارزیابی شیب موجود در کانال صوتی با تغییر در شیب لایه آمیخته است. نتایج نشان داد که می توان از کانال صوتی برای ردیابی صوت حاصل از زمین لرزه زیرآبی در این نواحی استفاده نمود. زمان سیر این صوت در کانال صوتی، یک هفتم زمان سیر سونامی بوجود آمده در اثر زمین لرزه است. واژگان کلیدی: سونامی، دریای مکران، دریای عرب، سامانه DART، کانال صوتی

مقدمه

یکی از مناطق مهم دریایی از نظر ظرفیت های زمین لرزه ای و ایجاد سونامی، اقیانوس هند است. دریای عمان نیز که دارای نوعی از گسل های فرورو می باشد نیز از نظر ظرفیت تولید زمین لرزه دریایی و سونامی حاصل از آن، حائز اهمیت است. ایران با داشتن سواحل طویل در جنوب و در مجاورت دریای مکران و اقیانوس هند، در معرض برخورد سونامی قرار دارد و چنانچه گسل های این نواحی فعالانه سبب ایجاد زمین لرزه های دریایی گردند، قادر خواهند بود امواج سونامی را ایجاد کنند که کلیه تأسیسات ساخته شده را در سواحل دریای مکران مورد تهدید قرار داده و خسارات مالی و جانی فراوانی را بر جا بگذارند که مقدار آن بستگی به قدرت موج سونامی و نوع و جنس سواحل این منطقه و نوع سازه های ساخته شده در این منطقه دارد. لذا برای پیشگیری و کاهش صدمات و خسارات حاصل از چنین موج سونامی احتمالی، لازم است تا سامانه هایی طراحی، اجرا و نصب گردند که قادر باشند، هشدارهای لازم را به موقع در اختیار گذارده و فرصت لازم را برای تخلیه این مناطق برای کاهش خسارات جانی، در اختیار قرار دهد. البته با در نظر داشتن احتمال بوجود آمدن چنین حادثه ای در این نواحی (سواحل دریای مکران) می توان دستورالعمل های معینی را برای ایجاد سازه ها، نوع آنها و فاصله آنها تا ناحیه دریایی، تدوین نموده و در اختیار کاربران آنها در این نواحی قرار داد. در زمینه سامانه های هشدار سونامی، فعالیت های چندی در نواحی مختلف دنیا که ظرفیت وجود سونامی را دارند، انجام شده است که اساس آنها مبتنی بر لرزه نگاری زیردریایی و تعیین سطح تراز دریا می باشد. یکی از مهم ترین ضعف های این سیستم ها، عدم توانایی در پیش بینی زمان رخداد، بزرگی آن و جهت حرکت موج غالب است.

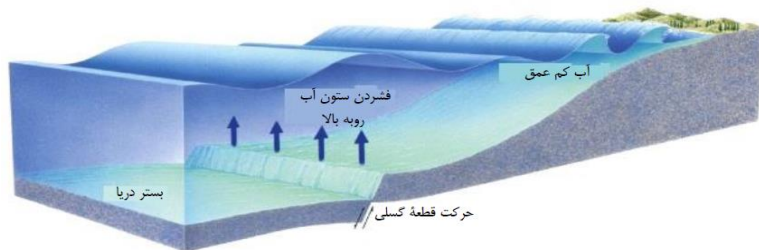
تحقیق حاضر، به بررسی روشی می پردازد که در آن توانایی استفاده از ظرفیت کانال های صوتی زیرآبی برای انتقال سیگنال های صوتی حاصل از زمین لرزه، مورد ارزیابی قرار می گیرد. سیستم هایی که مبتنی بر مخابره اطلاعات ثبت شده زمین لرزه ای هستند صرفنظر از مزایای خود دارای معایب چندی می باشند که از جمله آنها می توان به بالا بودن هزینه نگهداری، استهلاک تجهیزات، تداخل امواج اشاره نمود. کانال صوتی، یک موجبر طبیعی زیرآبی است که بدلیل ایجاد نیمرخ قائم سرعت صوت حاصل از ویژگی های فیزیکی طبیعی آب دریا و توزیع آنها از سطح تا عمق آب، شکل می گیرد و قادر است صوت را با توان بالا و در فواصل طولانی منتقل نماید و صوت مورد نظر، در

هر ناحیه ای در اطراف منبع صوتی توسط گیرنده های مناسب، قابل دریافت است. برخی از تحقیقات انجام شده در این زمینه اشاره می شود. Shah-Hosseini و همکاران (۲۰۱۱)، تخته سنگ های ساحلی را به عنوان مدرکی برای امواج پر انرژی در ساحل ایرانی مکران مطرح نمودند. Mokhtari (۲۰۱۱)، سونامی در ناحیه مکران و اثر آن بر خلیج فارس را بررسی کردند، Heidarzadeh و Kijko (۲۰۱۱)، ارزیابی خطر یک سونامی احتمالی برای ناحیه فرورانش مکران در شمال غربی اقیانوس هند را نشان دادند. Titov و همکاران (۲۰۰۵)، پیش بینی به موقع سونامی را مورد بحث قرار دادند. Berberian (۱۹۹۵)، اولین کاتالوگ زمین لرزه ایران را ارائه نمود. Page و همکاران (۱۹۷۹)، رویداد مجدد زمین لرزه های بزرگ را در امتداد ساحل مکران ایران و پاکستان را مورد ارزیابی قرار دادند. Pararas (۲۰۰۶)، تحقیقاتی را در خصوص ظرفیت ایجاد سونامی در امتداد ناحیه فرو رانش مکران انجام داد. اقیانوس، از نظر آکوستیکی محیطی بسیار پیچیده است. یکی از مهم ترین ویژگی های آن، طبیعت ناهمگن آن است. دو نوع ناهمگنی منظم و تصادفی وجود دارد، هر دو ناهمگنی، میدان صوتی را در اقیانوس شدیداً تحت تاثیر قرار می دهد. تغییر منظم سرعت صوت با عمق، به شکل گیری کانال صوتی زیر آب منجر می شود. ناهمگنی های تصادفی نیز سبب پراکندگی صوت شده و میدان صوتی را آشفتگی می سازد.

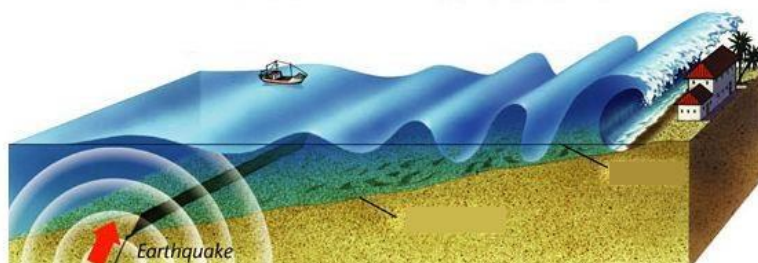
کانال صوتی یا SOFAR (Sound Fixing and ranging) یک لایه از آب دریا است که بسته به ویژگی های فیزیکی آب، ضخامت آن متفاوت است. در این لایه، امواج صوتی که در آب در حال انتشار هستند، بدلیل انکسار پرتوهای صوتی از بالا و از پایین این لایه، درون آن بدام می افتند و سپس مسافت طولانی را در آن لایه می پیمایند. حین پیمودن مسیر، انکسار ت متوالی از بالا و پایین آن رخ می دهد و پرتوهای صوتی مجدداً به درون این لایه باز می گردند. محور این کانال، دقیقاً از نقطه کمینه سرعت صوت در ستون آب می گذرد و چنانچه روش پرتو، مبنای بررسی توده امواج فشاری صوتی درون آب قرار گیرد، انکسار پرتوهای صوتی به درون این کانال بر مبنای قانون اسنل (snell's law) رخ می دهد. بر همین اساس، قانون اسنل، نحوه انکسار پرتوهای صوتی را در آب دریا با تغییر چگالی بیان می کند. در فیزیک نور و صوت، تغییر چگالی با ضریب ثابتی بنام ضریب انکسار تعریف می شود. در بررسی وجود کانال صوتی به بررسی داده های فیزیکی منطقه و نیمرخ های آنها پرداخته و ظرفیت ایجاد سونامی نیز

آنها معمولاً آنقدر کوچک است که به شکل گیری یک سونامی حائز اهمیت منجر نمی شود. سونامی در نواحی دور از ساحل، دارای دامنه (ارتفاع موج) کوچک و طول موج بسیار زیاد است که معمولاً چند صد کیلومتر نیز می شود. در حالیکه امواج معمولی آب دریا طول موجی حدود ۳۰ تا ۴۰ متر دارند. به همین دلیل است که عبور آن در آب دریا اغلب مورد توجه قرار نمی گیرد و می تواند موج مرده ای حدود ۳۰۰ میلی متر روی سطح آزاد دریا ایجاد کند. ارتفاع این امواج وقتی به نواحی کم عمق می رسند، به سرعت افزایش می یابد (شکل ۱ و ۲). برخی از شرایط جوی نظیر چرخندهای حاره ای نیز می توانند نوعی از خیزاب طوفان ایجاد کنند که به آنها سونامی جوی گویند و قادر است ارتفاع آب را در خطوط ساحلی، ناگهان افزایش دهد.

با ارزیابی گسل های موجود در این نواحی سنجدیده می شود. ظرفیت انتقال امواج صوتی حاصل از زمین لرزه، توسط کانال های صوتی نیز با بررسی همین نیمرخ ها سنجدیده می شود. سونامی زمانی ایجاد می شود که بستر دریا ناگهان تغییر شکل داده و بصورت قائم آب روی خود را جابجا می کند. زلزله های تکتونیکی، نوع خاصی از زلزله هستند که به دگرشکلی پوسته زمین مربوط می شوند. وقتی این زلزله ها زیر دریا رخ می دهند، آب روی ناحیه تغییر شکل یافته از وضعیت تعادلی خود جابجا می گردد. خصوصاً یک سونامی وقتی ایجاد می گردد که گسل های رانشی مربوط به همگرایی یا صفحات مرزی مخرب ناگهان حرکت کنند که سبب جابجایی آب خواهد شد زیرا با مولفه قائم، حرکت سر و کار دارد. حرکت روی گسل های عادی نیز سبب جابجایی بستر دریا می گردد اما ابعاد بزرگترین



شکل ۱ - موج سونامی در آب عمیق و کم عمق



شکل ۲- رسیدن امواج سونامی به ساحل

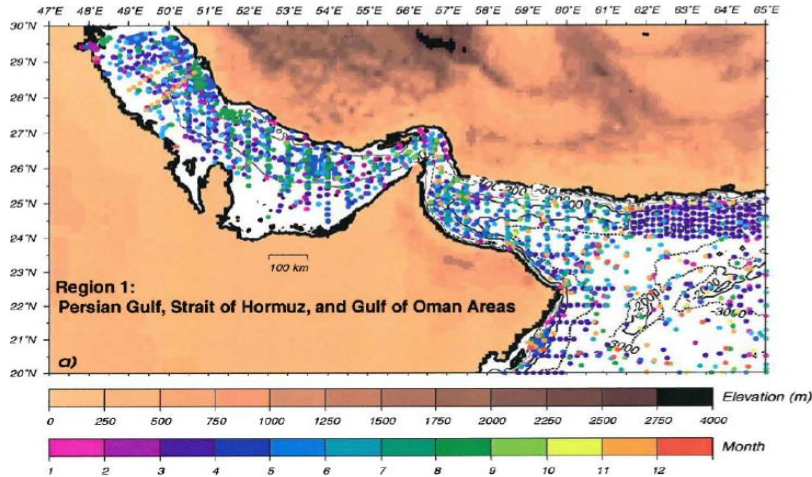
مواد و روش ها

خلیج عمان یا دریای عمان که برخی مواقع دریای مکران نیز خوانده می شود، تنگه ای است (یک خلیج واقعی نمی باشد) که دریای عرب را به تنگه هرمز متصل می کند و از آنجا به خلیج فارس می ریزد. دریای عمان عموماً به عنوان شاخه ای از خلیج فارس است و نه بخشی از دریای عرب. این دریا از شمال، به پاکستان و ایران و از جنوب، به عمان (Oman) و از غرب، به امارات متحده عربی (United Arab Emirates) محدود می شود. دریای عرب، ناحیه ای در شمال اقیانوس هند است

در تحقیق حاضر، ظرفیت ایجاد سونامی در اقیانوس هند و دریای مکران بررسی شده است و سپس قابلیت این نواحی از نظر وجود کانال های صوتی زیرآبی ارزیابی شده است. نتایج حاصل از این نوع بررسی ها، ظرفیت کانال صوتی را برای دریافت امواج صوتی زمین لرزه ای در نواحی مشخص کرده و از طریق آن می توان، زمان وقوع سونامی در ناحیه مورد توجه، را پیش بینی نمود.

(۱۹۸۱) که در بازه زمانی ۲۰۰۲-۱۹۷۶ برای زلزله های بزرگتر از $M_w = 5/5$ تهیه و پردازش گردید. تمام زلزله های بزرگتر از ۵/۸ که در فاصله زمانی ۱۹۴۸ تا ۱۹۷۶ در این ناحیه رخ داده اند را می توان از Chandra (۱۹۸۴) استخراج نمود. برای بررسی تمامی اطلاعات منطقه مورد مطالعه، داده های سال های ۱۹۲۳ تا ۱۹۹۶ مورد بررسی قرار گرفته است.

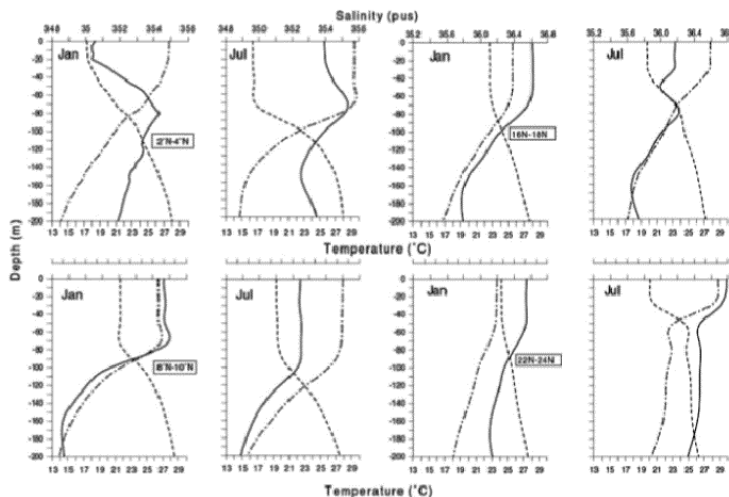
که از شمال به پاکستان و ایران، از جنوب غرب به شمال شرقی سومالی، از شرق به هندوستان و از غرب به شبه جزیره عربستان محدود شده است. در قدیم، به دریای عرب، دریای اریتره یا دریای اخضر نیز گفته می شد. در پژوهش حاضر، ارزیابی وجود کانال صوتی از اقیانوس هند تا دریای مکران انجام گردیده است. برای این منظور داده های زمین لرزه ای این ناحیه، از دفترچه حل تانسورهای حرکت مرکز جرم Dziewonski و همکاران



شکل ۳- توزیع جغرافیایی داده های برداشت شده توسط موسسه WHOI طی سال های ۱۹۲۳-۱۹۹۶

تشکیل کانال صوتی در این منطقه را بدست دهد (titov *et al.*, 2005)

نیمرخ های نمونه شکل زیر عمق لایه آمیخته و شروع ناحیه دامشیب را نشان می دهد که می تواند ارزیابی مناسبی از عمق



شکل ۴ - نیمرخ های قائم دما (خط-نقطه)، شوری (خط پیوسته) و سیگماتی (خط شکسته) منحنی برای ماه های ژانویه (چپ) و جولای (راست) به ازای تغییر ۲ درجه ای در امتداد ۶۴ درجه شرقی در دریای عرب

آنالیز آماری

برای رسم نمودارها و تحلیل اطلاعات از نرم افزارهای MATLAB و SPSS استفاده شده است. برای انجام محاسبات در سناریوهای مختلف از نرم افزار MATLAB و برای بررسی دقت نیمرخ ها به دلیل وجود نقاط فاقد اطلاعات از نرم افزار SPSS استفاده شده است. ماژول شبکه عصبی در MATLAB در بدست آوردن برخی از این نقاط کمک می نماید.

نتایج

اگر در یک موج سونامی، ابتدا قله آن به ساحل برسد، ناگهان یک موج شکنای بزرگ رخ داده و سیلاب حاصل آن، اولین چیزی است که دیده می شود. اما اگر پای موج سونامی ابتدا به ساحل برسد، آب شروع به پسروی کرده و تمامی مناطق ساحلی از آب خالی خواهد شد. پسروی آب ممکن است به صدها متر نیز برسد. چنین حالتی است که بازگشت موج و

(۱)

که در آن E انرژی سونامی بر حسب erg است.

دشواری های موجود در محاسبه انرژی پتانسیل سونامی، بدان معنا است که این مقیاس کمتر مورد استفاده واقع می گردد.

(۲)

که در آن h دامنه پیشینه موج سونامی بر حسب متر است که توسط کشندسنج در فاصله R از منبع زمین لرزه اندازه گیری می شود. a, b, D مقادیر ثابت هستند که سبب می شوند مقیاس M_t تا آنجاییکه ممکن است با مقیاس بزرگی مطابق باشند.

(۳)

که در آن A_i و λ_i عبارتند از دامنه و طول موج سونامی در عمق h_i در دو مکان مختلف $i=1,2$ و بر اساس آنها نیز می

رسیدن آنرا به ساحل، بسیار خطرناک و مخرب می سازد. تناوب موج نمونه برای یک سونامی مخرب حدود ۱۲ دقیقه است. این مسئله بدان معنا است که اگر فاز پسروی، اولین بخش رسیدن موج باشد، دریا عقب خواهد کشید و مناطقی که کاملاً زیر سطح آب بوده اند، پس از ۳ دقیقه کاملاً ظاهر می شوند. حین ۶ دقیقه بعد، پای موج سونامی به برآمدگی قله تبدیل می شود و در این مدت، تمامی مناطق از آب پر شده و تخریب در ساحل آغاز می شود. در ۶ دقیقه بعد، مجدداً موج سونامی از حالت قله به پای موج تغییر وضعیت داده و سبب می شود که آب، مجدداً پسروی کند. حین عمل پسروی، تخریب ساحل بشدت رخ داده و آوار حاصل از آنها بسمت دریا برده می شود. این عمل چندین بار تکرار خواهد شد. اولین مقیاسی که بزرگی واقعی یک سونامی را محاسبه می کرد و نسبت به شدت آن در یک مکان خاص، ارجحیت داشت، مقیاس ML است که توسط Murty & Loomis در سال ۱۹۸۰ پیشنهاد گردید و مبنای آن انرژی پتانسیل سونامی است:

$$ML = 2(6.5 \log E - 19)$$

(Abe, 1982; Hatori, 1986) مقیاس بزرگی سونامی

M_t را معرفی نمودند که از رابطه زیر محاسبه گردید:

$$M_t = a \log h + b \log R + D$$

تغییر ویژگی های یک موج سونامی را براساس تغییر محیط حرکت، می توان تعریف نمود. بر همین اساس، براساس قانون گرین (Green's Law) الگوی Kajiura (۱۹۷۷) استفاده شد:

$$\frac{A_1}{A_2} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{1/2} = \left[\frac{h_2}{h_1}\right]^{1/4}$$

توان چهار کمیت بدون بعد تعریف نمود که برای مقایسه اهمیت اثرات خطی، غیر خطی و تفرق بکار می روند:

جدول ۱ - کمیت های بدون بعد برای تعیین اثرات خطی و تفرقی

عدد اورسل	شیب موج	کم عمقی موج	ارتفاع نسبی
$Ur_i = \frac{\varepsilon_i}{\delta_i^2}$	$\gamma_i = \frac{A_i}{\lambda_i}$	$\delta_i = \frac{h_i}{\lambda_i}$	$\varepsilon_i = \frac{A_i}{h_i}$

قانون گرین ایجاب می کند که برای یک سونامی، در دو نقطه مختلف ۱ و ۲ وجود داشته باشد:

$$\gamma_2 = \gamma_1 \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{3/4}, \quad \varepsilon_2 = \varepsilon_1 \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{5/4}, \quad \delta_2 = \delta_1 \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{-1/2}, \quad (4)$$

$$Ur_2 = Ur_1 \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{9/4},$$

خطی موج بکار می رود. این عدد به صورت زیر بررسی شده است:

$$U_r = \frac{H}{h} \left(\frac{\lambda}{h}\right)^2 = \frac{H\lambda^2}{h^3}$$

$$\lambda_1 = 100km, \quad h_1 = 3km, \quad A_1 = 1m :$$

در دینامیک سیالات، عدد اورسل بیانگر غیرخطی بودن امواج گرانشی سطحی روی لایه سیال می باشد. برای امواج بلند ($h \gg \lambda$) با عدد اورسل کوچک ($Ur \leq \frac{32\pi^2}{3} \approx 100$) تئوری

(۵)

که در آن H ارتفاع موج است.

اگر یک موج سونامی نمونه را با مشخصات زیر در نظر گرفته شود

در آن صورت پارامترهای بدون بعد مربوطه را می توان در جدول (۲) نمایش داد.

جدول ۲ - کمیت های بدون بعد یک موج سونامی

	$h_1 = 3km$	$h_2 = 31km$
ε_i	$3.3 \cdot 10^{-4}$	10^{-1}
δ_i	3.03	$3 \cdot 10^{-3}$
γ_i	10^{-5}	$3 \cdot 10^{-4}$
Ur_i	0.367	$1.8 \cdot 10^{-4}$

پارامترهای بدون بعد مربوط به این عمق در ستون دوم جدول (۲) نشان داده شده است. شیب موج $\gamma_2 = 0.0003$ و عدد اورسل $Ur_2 \approx 10^4 \gg 1$ هستند که نشان می دهند، تفرق در مقایسه با غیر خطی بودن، نسبتاً کم است بجز برای پوزه موج با توجه به موارد مطروحه فوق، منطقی است که نتیجه گرفته شود که در این فاصله از ساحل، جابجایی در اهمیت اثرات خطی به اثرات غیر خطی وجود دارد. بنابراین معادلات خطی آب کم عمق که در نواحی دور از ساحل، بکار رفت باید با حل داخلی معادلات غیر خطی آب عمق در فاصله ای از ساحل، حدود ۱/۷ طول موج سونامی مطابقت نماید. سرعت سونامی با استفاده از معادله سرعت موج در آب کم عمق بدست آمد یعنی:

$$C = 3.13\sqrt{h} \quad (6)$$

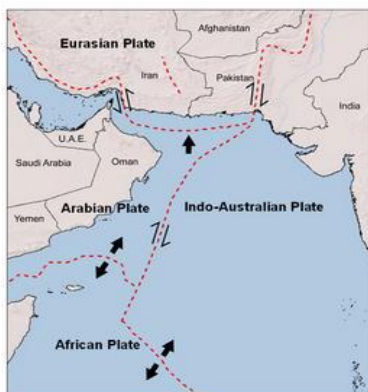
باشد و یا اینکه وجود پدیده هایی نظیر فراجوشش سبب بالا آمدن لایه های زیرین تا سطح آب شده است. اما برای لایه ای مانند سوفار که این انتظار وجود دارد که در فواصل طولانی از دریای عرب تا دریای عمان، مشاهده شود، پدیده های محلی مانند فراجوشی دریای عمان نمی تواند عامل نفوذ آن به سمت

این مقادیر نشان می دهند که برای تعریف رفتار موج تا یک عمق معین، تئوری خطی را می توان بکار برد و اثر تفرقی آرامی برای موجی که در فواصل خیلی طولانی حرکت می کند، می توان در نظر گرفت. وقتی فواصل سیر کوتاه وجود داشته باشد تا حدود چند کیلومتر، معادلات خطی آب کم عمق کفایت می کند. همچنانکه موج به ساحل می رسد، اثرات دامنه محدود (غیر خطی) نقش پیدا می کند وقتی که $10^{-1} \approx \varepsilon_2$. مطابق روابط ۴، این مسئله در عمق $h_2 = 31m$ رخ می دهد. اگر شیب بستر دریا ۰/۰۲ باشد، این رخداد در فاصله تقریباً ۱/۵ کیلومتری از ساحل پیش می آید که حدوداً ۱/۷ طول موج یک سونامی با تناوب ۱۰ دقیقه است.

که در آن h عمق آب برحسب متر و C سرعت موج سونامی برحسب متر بر ثانیه است.

با توجه به حرکت امواج داخلی در فصل مشترک لایه های با چگالی متفاوت و مشاهده این امواج در سطح آب، می توان اینگونه نتیجه گرفت که یا شیب این لایه ها، رو به بالا می

دریای عمان و رو به بالا دارای شیب است. این مسئله کمک می کند که هر سیگنالی که در روی این صفحه ایجاد شود را بتوان در نقاط دیگر همان صفحه، دریافت نمود. ناحیه فرو رانش مکران در زیر دریای عرب، مکانی است که دو صفحه تکتونیکی با یکدیگر برخورد می کنند و یکی به زیر دیگری فشرده شده و بداخل منتل می رود (شکل ۵).

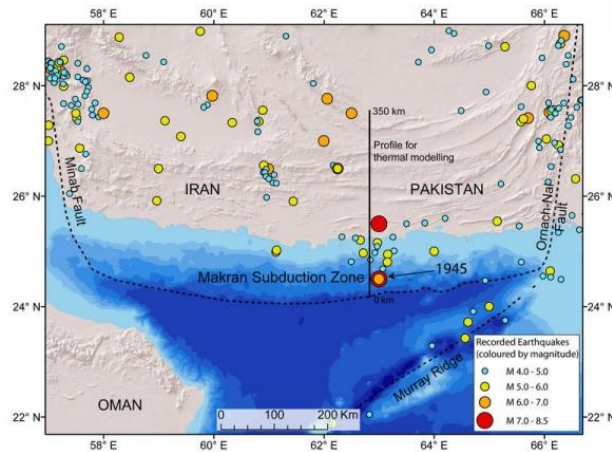


شکل ۵- حرکت صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیا در ناحیه فرو رانش مکران

داشته و در نتیجه بتواند سونامی های معادل آنها را نیز ایجاد کند که می تواند پاکستان، ایران، عمان، هندوستان و حتی نواحی دورتر را تهدید نماید. شکل (۷)، مکان ناحیه فرو رانش مکران پاکستان و ایران بعلاوه محل وقوع زلزله ها از جمله زلزله سال ۱۹۴۵ به بزرگی ۸/۱ ریشتر را نشان می دهد (نقطه قرمز رنگ شمال نقشه، زلزله سال ۱۹۴۷ به بزرگی ۷/۳ ریشتر را نشان می دهد). فرورفتگی کم ژرفای صفحه فرو رانش، یکی از ویژگی های کلیدی مکران است. به دلیل کم ژرفا بودن این ناحیه، مدل مورد استفاده، یک ناحیه گسستگی با پتانسیل زمین لرزه ای وسیعی تا ۳۵۰ کیلومتر را ایجاد نموده است، که در مقایسه با دیگر نواحی فرو رانش، بسیار گسترده است. دلیل مقدار عظیم رسوباتی که روی این صفحه انباشته شده است، ناحیه مکران، به صفحه سوماترا که زلزله مخرب و سونامی سال ۲۰۰۴ را سبب گردیده بسیار شبیه است.

بالا باشد. لیکن با شناخت از نحوه تغییر پارامترهای فیزیکی آب دریا می توان درک کرد که اقیانوس های باز، کمتر تحت اثر مرز هستند و لذا کانال صوتی باید در اعماق بیشتری تشکیل گردد در حالیکه در حوضه های نیمه بسته، اثر مرز، بیشتر بوده و کانال صوتی، بالاتر خواهد بود. بنابراین، چنانچه یک پیوستگی بین این کانال ها فرض گردد، آنگاه کانال صوتی مورد نظر، همانند صفحه ای خواهد بود که از دریای عرب بسمت

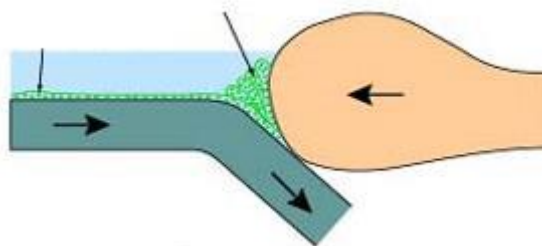
آخرین زلزله بزرگی که در این ناحیه روی داده است، در سال ۱۹۴۵ میلادی و بزرگی آن ۸/۱ در مقیاس ریشتر بوده است و سونامی ایجاد شده جان ۴۰۰۰ تن را گرفت. نواحی فرو رانش، بخاطر تعداد زلزله های بزرگ و آتشفشان های آنها و اینکه ۹ تا از بزرگترین زمین لرزه های قرن گذشته در یکی از این نواحی رخ داده است، معروفند. این نواحی همچنین قادرند سونامی های عظیمی را هنگام وقوع زمین لرزه ایجاد نمایند زیرا حرکت بستر دریا حجم بزرگی از آب دریا را جابجا می کند. تحقیقات جدیدی مانند (Vernant, 2004) نشان داده است که ناحیه فرو رانش مکران، برخلاف نواحی فرو رانش دیگر که در آنها یک صفحه، سریعاً فرو می رود، غیرمعمول است زیرا صفحه عربستان، عملاً تحت یک زاویه خیلی کم ژرفا به پایین فشرده می شود. این زاویه فرو رانش کم ژرفا سبب می شود که این ناحیه، ظرفیت ایجاد زمین لرزه هایی به بزرگی ۹/۲ ریشتر را



شکل ۶- ناحیه فرورانش مکران و پراکندگی زلزله های حوالی آن

۷). یکی از بزرگترین مشکلات در خصوص مطالعه مکران، آن است که اطلاعات درخصوص بسیاری از ویژگی های گسل این ناحیه، اندک است اما با بکار بردن مقادیر میانگین و انجام آزمایشات لرزه نگاری با استفاده از مدل موجود، می توان میزان تغییر در این ویژگی ها را تخمین زده و تصویری نسبتاً دقیق از ظرفیت زمین لرزه ای این ناحیه بدست آورد (Smith et al., 2013).

تحقیقات نشان می دهد که این انباشتگی زیاد رسوبات قادر است که سبب بروز زلزله های بسیار بزرگتر نیز شود. اگر رسوبات بین صفحات، کم باشند، کشش بین دو صفحه، وجود نخواهد داشت ولی در این ناحیه، ضخامت رسوبات بسیار بیشتر از میزان معمول است و بدان معنا است که رسوبات عمیق تر، متراکم تر و گرم تر می باشند. گرما و فشار، رسوبات را قوی تر می سازد و در نتیجه، کم ژرفاترین بخش گسل ناحیه فرورانش، دارای پتانسیل بالقوه لغزش در هنگام زلزله خواهد بود (شکل



شکل ۷- انباشتگی و فشردگی رسوبات روی صفحه فرورو عربستان در ناحیه مکران

اند که ظرفیت زمین لرزه ای این ناحیه، بسیار بیشتر از آن است که قبلاً تصور می شد. استعداد یک ناحیه ساحلی برای برخورد سونامی، عموماً بستگی به نزدیکی به نقطه آغاز سونامی دارد. بعلاوه، شرایط محلی، نظیر توپوگرافی و ژرفا باید مورد توجه قرار گیرد. منابع اطلاعاتی مختلفی برای بازسازی رویداد سونامی های گذشته وجود دارد. در بسیاری از حالات، سوابق تاریخی، یک منبع با ارزش است. در هر حالت شواهد تاریخی غیر قابل بحث هستند. از میان تمام این رویدادها، زمین لرزه سال ۱۹۴۵ میلادی مکران که منجر به ایجاد یک سونامی گردید، تنها رویدادی

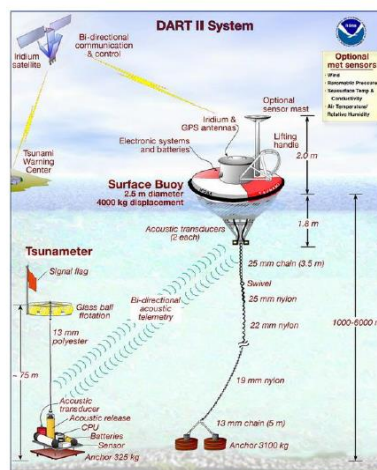
در سال ۲۰۱۰، سه شناوه ثبت کننده سونامی همراه با سرویس نگهداری بلند مدت آنها به ناحیه ای نزدیک ناحیه فرورانش مکران انتقال یافته است. این سامانه ها بخشی از یک شبکه بزرگتر شناوه های ثبت کننده سونامی هستند که برای تمامی ناحیه، داده های بحرانی سنجش بزرگی سونامی های ایجاد شده در اقیانوس هند را در اختیار قرار می دهند. از آنجائیکه صفحات تکتونیکی، مستعد لغزش بوده و وقتی دمای میان آنها بین ۱۱۵۰ تا ۴۰۰ درجه سلسیوس شود، سبب ایجاد زمین لرزه می شوند، لذا محققان با محاسبه دمای محل برخورد صفحات و مشاهدات گرمایی در ناحیه مکران، دریافته

هستند. اگر مقادیر تراز آب در دو ۱۵ ثانیه، از مقادیر پیش بینی شده سیستم، بیشتر شود، سیستم به مود پاسخ سونامی می رود و در صورتیکه ارتفاع آب، پس از ۳ ساعت، غیرآشفته باشد، سیستم مجدداً به حالت عادی بازمی گردد. وقتی که سونامی رخ می دهد، اولین اطلاعات در مورد منبع سونامی، تنها مبتنی بر اطلاعات لرزه ای از زلزله است. با عبور موج سونامی، از سیستم DART، این سیستم اطلاعات مربوط به اندازه گیری سطح تراز آب را به مرکز هشدار سونامی ارسال می نماید تا در آنجا تخمین دقیقی از منبع سونامی بدست آید و پس از تحلیل، هر یک از حالت های مراقبت، هشدار یا تخلیه مشخص گردد. مشخصه نسل اول این سامانه، آشکارسازی خودکار و الگوریتم گزارش کننده در اثر مقدار آستانه ارتفاع موج بوده است. در نسل دوم این سامانه، قابلیت ارتباط دوطرفه برقرار گردیده که انتقال داده های سونامی را بر حسب تقاضا میسر می سازد (شکل ۸). این سیستم قادر است تا سونامی را با دامنه کمتر از ۱ سانتی متر در اقیانوس های عمیق با استفاده از تراگذار فشاری کریستال کوارتز اندازه گیری کنند. این تراگذارها به تغییرات فشاری کمتر از یک میلی متر معادل تغییر سطح تراز آب دریا در باند بسامدی سونامی، حساس هستند.

است که اطلاعات آن با دستگاه ثبت شده است. از اینرو، این رویداد به عنوان مبنایی برای مقاصد مدلسازی به کار رفته و به عنوان منبعی برای یک سامانه پیش هشدار سونامی که در حال حاضر نصب گردیده است نیز مفید است. متأسفانه برخورد سونامی به سواحل دریای عمان، تاکنون مستند سازی نشده است. بدست آوردن اطلاعات، از آسیب پذیری ساحلی برای فعالیت های توسعه ای در دریای عمان، ایران و هندوستان از اهمیت زیادی برخوردار است. وجود یک نیروگاه هسته ای در ساحل غرب کراچی پاکستان، انگیزه مضاعفی را برای ارزیابی زمان باز رخدادهای سونامی و خیزش آن، ایجاد می کند.

بحث و نتیجه گیری

سامانه DART: این سامانه از دو بخش تشکیل شده است: ثبات فشار بستر یا BPR (Bottom pressure recorder) و شناوه سطحی با تجهیزات الکترونیکی مربوطه برای انتقال اطلاعات هم زمان. BPR، فشار آب را با تفکیک پذیری بالا دیده بانی کرده و داده ها را توسط یک مودم آکوستیکی از شناوه، از طریق سیستم جمع آوری داده های GOES انتقال می دهد. تحت شرایط عادی بدون سونامی، BPR داده ها را هر ساعت ارسال می کند. که هر ساعت، مشتمل بر ۴ مقدار ۱۵ دقیقه ای است که هر کدام بطور متوسط ۱۵ ثانیه ای

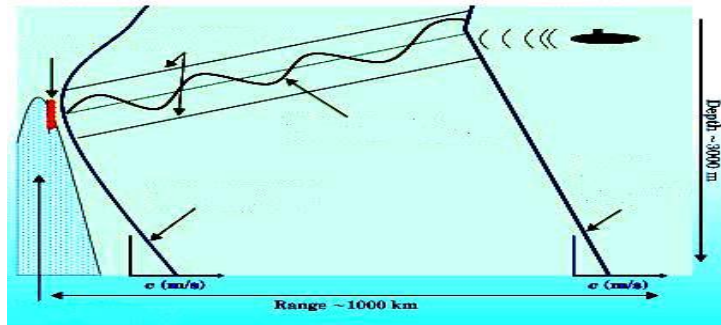


شکل ۸ - طرحواره نسل دوم سامانه DART

در حالیکه در حوضه های نیمه بسته، اثر مرز، بیشتر بوده و کانال صوتی، بالاتر خواهد بود. بنابراین، چنانچه یک پیوستگی بین این کانال ها فرض گردد، آنگاه کانال صوتی مورد نظر، همانند صفحه ای خواهد بود که از دریای عرب بسمت دریای

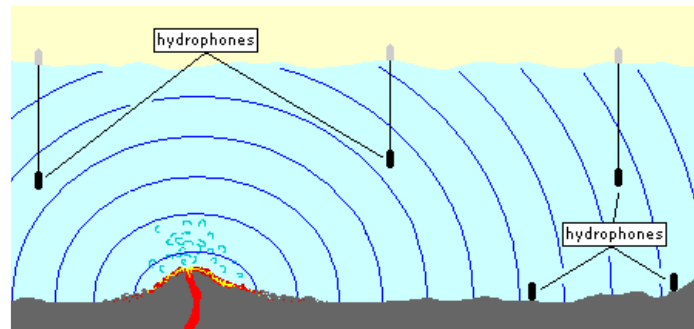
با شناخت از نحوه تغییر پارامترهای فیزیکی آب دریا (داده های Mtmicheal 1992) و محاسبه سرعت صوت با آن پارامترها می توان درک نمود که اقیانوس های باز، کمتر تحت اثر مرز هستند و لذا کانال صوتی باید در اعماق بیشتری تشکیل گردد

روز، می توان از کانال صوتی برای برقراری ارتباطات یا انتقال و دریافت سیگنال های صوتی حاصل از زمین لرزه ای در بستر دریا در نقطه ای در مجاورت گسل های منطقه مورد مطالعه، استفاده نمود. استفاده از کانال صوتی بدلیل سرعت انتقال سیگنال زمین لرزه ای نسبت به سرعت حرکت موج سونامی، می تواند روش مناسبی برای اعلام هشدار به ساحل نشینان، قبل از برخورد موج سونامی به ساحل ایران باشد.



شکل ۹ - نحوه شکل گیری کانال صوتی از دریای عرب تا دریای عمان، بر حسب ویژگیهای فیزیکی آب هر منطقه

قادرند با تجهیزات رادیویی، هشدارهای لازم را اعلام نمایند. مزیت این روش، ارزان بودن و پایین بودن هزینه پشتیبانی و نگهداری است. طرحواره نحوه دریافت سیگنال زمین لرزه ای در مجاورت گسل ها در شکل (۱۰) آمده است.



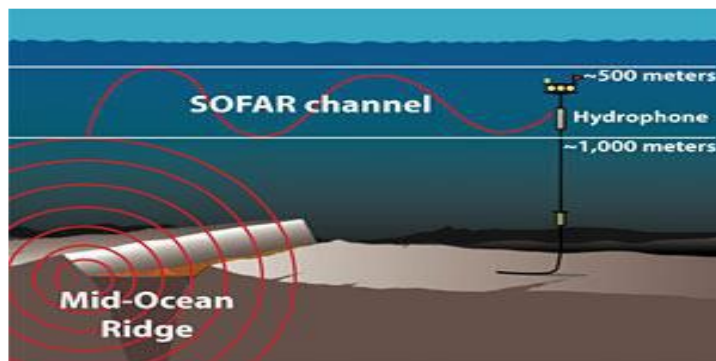
شکل ۱۰ - نحوه ثبت سیگنال های زمین لرزه ای با نصب تجهیزات لازم در مجاورت گسل های دریای مکران

انتقال آنها را به مرکز هشدار بعهده دارد (شکل ۱۲). در حال حاضر، می توان با استفاده از کشندسنج، به اندازه گیری افت و خیز سطح تراز آب دریا پرداخت و با پردازش میزان بالا آمدن یا پایین رفتن سطح آب دریا، احتمال رخداد موج سونامی را ارزیابی نمود. استفاده از کشندسنج، همراه با لرزه نگار مستقر در ساحل، می تواند نوعی از سیستم هشدار سونامی را در اختیار قرار دهد.

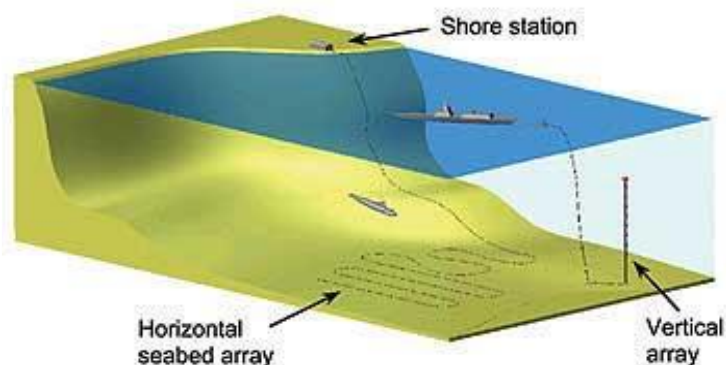
عمان و رو به بالا دارای شیب است. این مسئله کمک می کند که هر سیگنالی که در روی این صفحه ایجاد شود را بتوان در نقاط دیگر همان صفحه، دریافت نمود. با توجه به نحوه شکل گیری کانال صوتی (شکل ۹)، تغییر پارامترهای فیزیکی آب دریای عرب و دریای عمان، نحوه متاثر شدن کانال صوتی و آشفتگی در پایداری آن بواسطه وجود جریانات، می توان این گونه نتیجه گرفت که در بعضی از مواقع سال یا زمان شبانه

در این روش، با نصب تجهیزات مناسب نزدیک گسل مکران یا گسل موری، می توان نسبت به ثبت هرگونه فعالیت زمین لرزه ای اقدام نموده و سیگنال صوتی آنرا از طریق کانال صوتی، به ایستگاه نزدیک ساحل منتقل نمود. ایستگاه های ساحلی

این سیگنال ها، سپس با انتشار در کانال صوتی به ایستگاه ساحلی، منتقل می شوند. نحوه انتقال این سیگنال ها در شکل (۱۱) ارائه شده است. در واقع، سیگنال های زمین لرزه ای بلافاصله پس از دریافت، از طریق کابلی که به سیستم دریافت هیدروفون متصل است، بدون کانال صوتی منتقل شده و از طریق این کانال، سیگنال زمین لرزه ای تا ساحل انتقال می یابد. در ایستگاه ساحلی نیز، تجهیزات دریافت سیگنال، وظیفه



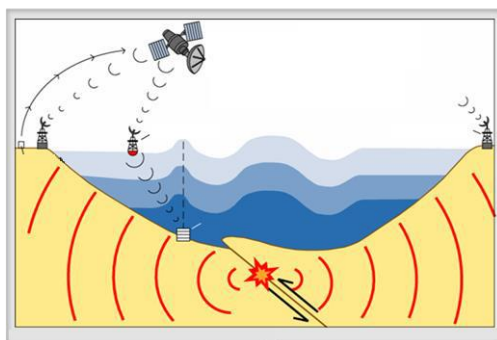
شکل ۱۱ - نحوه انتقال سیگنال های زمین لرزه ای در کانال صوتی زیر آب، با نصب تجهیزات لازم



شکل ۱۲- ایستگاه ساحلی که وظیفه جمع آوری سیگنال های زمین لرزه ای دریافتی و انتقال آنها را به مرکز هشدار مستقر در ساحل را دارد

بصورت ترکیبی از لرزه نگار، کشندسنج، شناوه بویه و مخابرات ماهواره ای باشد (شکل ۱۳).

در این روش، زمان لازم برای هشدار سونامی، کوتاه بوده و الزاماً ثبت هر لرزه ای ممکن است به روی دادن سونامی منجر نگردد. اما به هر شکل، یکی از سیستم های هشدار سونامی می تواند



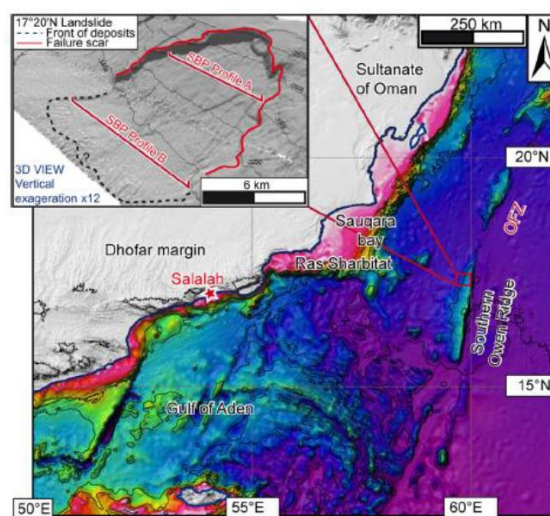
شکل ۱۳- نمایی از یک سیستم هشدار سونامی معمول

یکی از بلاهای طبیعی بسیار خطرناک و پر رخداد وجود دارد. نظیر سواحل ژاپن، اندونزی، جاوه و غیره استفاده می شود. سواحل دریای عرب در گذشته تحت تاثیر سونامی های مخرب و امواج طوفان حاصل از چرخندها قرار داشته است. منشاء اصلی سونامی در دریای عرب، فعالیت زمین لرزه ای ناحیه فرورانش مکران است که سبب رخداد زمین لرزه بزرگ ۸/۱

در کنار استفاده از کانال صوتی برای هشدار سونامی حاصل از زمین لرزه، از سیستم فرعی دیگری نیز به عنوان پشتیبان می توان استفاده نمود که هزینه نصب، راه اندازی و نگهداری آن به مراتب بیشتر بوده و اغلب، به صرفه نیست. اما می توان از آن برای نواحی زلزله خیز و سونامی خیز استفاده نمود. در حال حاضر، این سیستم در برخی از نواحی دنیا که سونامی بعنوان

نتیجه آن، طول موج کوتاه تر و دامنه موج سریع تر است. جابجایی قائم در منبع لغزش زمین، در مقایسه با منبع زلزله، بزرگتر بوده که منجر به ایجاد امواجی با دامنه بیشتر می شود. اکتشافات اخیر در مورد لغزش های متعدد بستر دریا در امتداد پشته اُون (Owen ridge) گویای منبع بالقوه خطر سونامی در دریای عرب است. پشته اُون، خط برجسته زیردریایی بزرگی است که در ۳۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتری ساحل عمان واقع گردیده و به ناحیه شکستگی اُون متصل است. این ناحیه، یک سیستم گسلی زمین لغز فعال بطول ۸۰۰ کیلومتر است (شکل ۱۴).

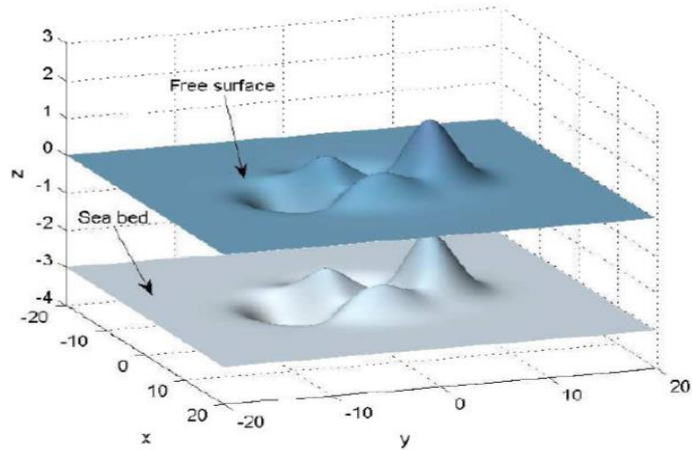
ریشتری سال ۱۹۴۵ شده و سبب مرگ ۴۰۰۰ نفر شد. از دیگر منابعی که دورتر قرار گرفته است، فعالیت لرزه ای ناحیه فرورانش اندونزی است که سونامی های ملایم تری را می تواند روی سواحل دریای عرب بوجود آورد. اگرچه این لغزش بستر دریا منشاء مرگبارترین سونامی ها در دهه های اخیر بوده اند لیکن شدت این مخاطرات در دریای عرب کماکان نامعلوم است. سونامی هایی که حاصل از لغزش بستر دریا هستند تفاوت های فاحشی در مقابل سونامی های حاصل از زلزله دارند که بدلیل کوچکتر بودن ابعاد منبع آنها، سونامی های حاصل از لغزش بستر دریا، بواسطه پراکندگی بسامد بسیار اثرگذارترند که



شکل ۱۴- نمایی از نقشه توپوگرافی ناحیه گسستگی اُون در فراساحل کشور عمان

این موج سونامی قادر است به صورت سناریوی شکل (۱۷) گسترش یافته و به سواحل ایران و دیگر سواحل اطراف برخورد نماید. با بروز زمین لغزش در امتداد گسل هایی که فاصله زیادی با نواحی ساحلی ایران ندارند، سونامی بوجود آمده قادر خواهد بود در مدت نه چندان طولانی به سواحل ایران برخورد نموده و اثرات تخریبی خود را وارد نماید. بدلیل آنکه زمان زیادی برای تخلیه این نواحی و انجام اقدامات ایمنی لازم وجود ندارد لذا عملاً هر نوع سیستم هشدار سونامی، تقریباً ناکارآمد بنظر می رسد.

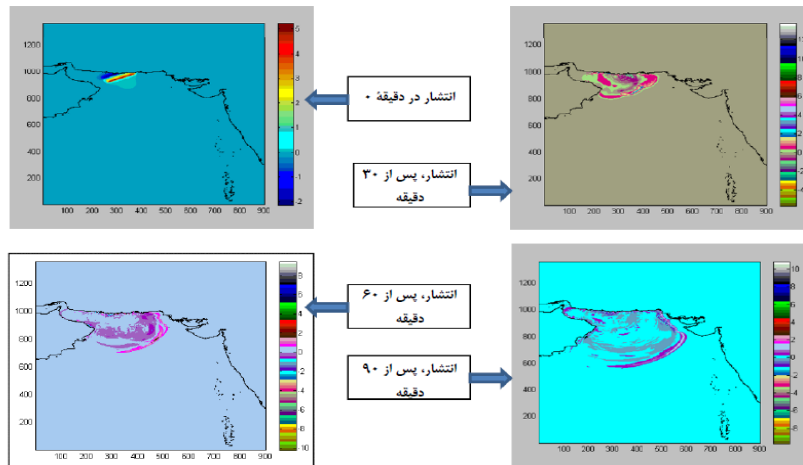
بخش جنوبی پشته اُون، نشان دهنده زمین لغزش های متعدد است، از جمله دو زمین لغزشی که ۴۰ تا ۴۵ کیلومترمکعب رسوب را جابجا کرده اند. شبیه سازی ها نشان می دهند که در صورت وقوع یک زمین لغزش به بزرگی ۷ ریشتر، امواجی به ارتفاع ۰/۷ تا ۳/۳ متر در سواحل شرقی عمان بوقوع خواهد پیوست. چنانچه زمین لغزشی در امتداد یکی از گسل های دریای عرب یا مکران ایجاد شود، در واقع پوسته زمین جابجا شده و تغییرشکل می یابد. همین تغییر شکل بر روی سطح آب نیز اثر گذارده و قابل مشاهده خواهد بود و بشکل یک موج بلند منتشر خواهد شد که یک موج سونامی است (شکل ۱۵).



شکل ۱۵- تغییر شکل سطح آب دریا در اثر جابجایی بستر

مناطق نیز در نواحی ساحلی خصوصاً در بافت شهرها و روستاها بسیار کم بوده و یافتن آنها دشوار است. در چنین حالاتی، پیشنهاد می گردد که در نواحی ساحلی ایران که با خطر برخورد موج سونامی مواجه هستند، مناطقی پیش بینی شوند تا در آنجا سازه های مناسب و مرتفعی بعنوان جان پناه ساخته شوند تا در هنگام وقوع سونامی بلافاصله در دسترس ساحل نشینان باشند تا از بروز صدمات جانی کاسته شود. از برخی از ساختمان های مرتفع بشرط آنکه با استاندارد مقاومت در برابر سونامی ساخته شده باشند نیز می توان استفاده نمود.

در چنین مواقعی دو نوع روش تخلیه وجود دارد: ۱ تخلیه افقی - ۲ تخلیه عمودی. در روش تخلیه افقی، ساحل نشینان پس از دریافت هشدار سونامی باید با فاصله گرفتن از نواحی ساحلی بمقدار مناسب، در محل امنی استقرار یابند. اما دلیل فقدان زمان کافی برای گرفتن فاصله مناسب از ساحل، تخلیه افقی مناطق ساحلی برای بخش زیادی از ساحل نشینان، ناممکن است. در روش تخلیه عمودی، ساحل نشینان پس از دریافت هشدار سونامی باید خود را به ارتفاع مناسب برسانند تا از صدمه حاصل از ارتفاع موج سونامی در امان باشند که معمولاً چنین



شکل ۱۶- سناریوی ایجاد موج سونامی در امتداد نقطه ای از گسل مکران

BPR برای سامانه DART برای بدست آوردن داده های هم زمان حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ هزار دلار بعلاوه هزینه تعویض متناوب آنها می باشد. شناوه سطحی را هر سال و مهار بستری را هر ۲ سال یکبار باید تعویض یا بازدید نمود. اگرچه این سیستم ها

متاسفانه هزینه ساخت، نصب و نگهداری شناوه های DART و تجهیزات جانبی آنها نظیر BPR و حسگرها و سیستم های مخابراتی، آنقدر سنگین است که نمی توان از تعداد زیادی از این سامانه ها در هر نقطه دلخواه استفاده نمود. هزینه نصب

۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر است، موج سونامی تولید شده با سرعتی حدود ۱۴۰ متر بر ثانیه یا حدود ۵۰۰ کیلومتر بر ساعت به ساحل نزدیک می شود و لذا با توجه به کاهش سرعت آن در مناطق کم عمق، تقریباً حدود ۲۰ دقیقه طول می کشد تا با ساحل برخورد نماید. سیگنال زمین لرزه ایجاد شده، حدود ۳ دقیقه طول می کشد تا از طریق کانال صوتی و ایستگاه ساحلی دریافت شود (معادله ۶). بنابراین برای کاهش صدمات جانی حاصل از برخورد موج سونامی با ساحل، تنها حدود ۱۷ دقیقه زمان وجود دارد. این زمان، حداقل مقدار ممکن برای زمین لرزه ای است که در نزدیکترین نقطه گسل مکران بوقوع می پیوندد. با توجه به این زمان اندک، پیشنهاد می گردد تا برای انتشار موج سونامی در شدت های مختلف زمین لرزه ای، الگویی به صورت جدول تهیه شود تا تنها با داشتن محل وقوع و شدت زمین لرزه بتوان ارتفاع، قدرت و زمان برخورد سونامی را با نواحی مختلف ساحلی تعیین نمود.

قادرند تا اطلاعات هم زمان را بسیار پیش از وقوع سونامی ارسال کنند لیکن بدلیل گرانی آنها و دشواری تعویض و نگهداری آنها، به روز نگاه داشتن این سامانه ها خصوصاً برای مناطقی که رویدادهای زمین لرزه ای اندکی دارند، بسیار دشوار و پرهزینه است. به همین دلیل است که در چنین مناطقی مثل شمال غرب دریای عرب و دریای عمان در امتداد گسل مکران، استفاده از سیستم های ثابتی که هزینه ساخت، نصب و نگهداری کمتری داشته باشند و هم بتوان در نقاط مختلف از آنها استفاده نمود، توصیه می شود.

استفاده از سامانه هایی که مبتنی بر انتقال داده ها توسط کانال صوتی باشند، علاوه بر صرفه اقتصادی، می توانند در برداشت داده های مختلف برای استفاده در مدل های عددی و شبیه سازها، کمک فراوان کنند. اگر در نزدیکترین نقطه ای از گسل مکران که تا ساحل ایران حدود ۱۵۰ کیلومتر فاصله دارد، زمین لغزشی روی دهد، با توجه به عمق متوسط ناحیه که حدود

منابع

- Abe, K. 1989. Quantification of tsunamigenic earthquakes by the Mt scale. *Tectonophysics*, 166: 27-34.
- Berberian, M. 1994. Natural Hazard and the First Earthquake Catalogue of Iran, Vol. 1: Historical Hazards in Iran Prior to 1900. A UNESCO/IIIES Publication during UN/IDNDR: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A. & Woodhouse, J.H. 1981. Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86: 2825-2852.
- Hatori, T. 1986. Classification of tsunami magnitude scale. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 61: 503- 515.
- Heidarzadeh, M. & Kijko, A. 2011. A Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for the Makran Subduction Zone at the Northwestern Indian Ocean. *Natural Hazards*, 56: 577- 593.
- Kajiura K. 1977. Local behaviour of tsunamis. In: Provis D.G., Radok R. (eds.) *Waves on Water of Variable Depth*. Lecture Notes in Physics, vol 64. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Mokhtari, M. 2011. Tsunami in Makran Region and Its Effect on the Persian Gulf. – In: Mokhtari, M. (Ed.): *Tsunami, A Growing Disaster*. InTech. Available at: <https://www.intechopen.com/books/tsunami-a-growing-disaster/tsunami-in-makran-region-and-its-effect-on-the-persian-gulf>.
- Murty, T.S. and H.G. Loomis (1980). A new objective tsunami magnitude scale *Marine Geodesy*, 4: 267 – 282.
- Page, W.D., Alt, J.N., Cluff, L.S. & Plafker, G. 1979. Evidence for the Recurrence of Large magnitude Earthquakes along the Makran Coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics*, 52, 533-547.
- Pararas-Carayannis, G. 2006. The Potential for Tsunami Generation along the Makran Subduction Zone in the Northern Arabian Sea. Case Study: The Earthquake and Tsunami of November 28, 1945. *Science of Tsunami Hazard*, 24 (5), 358-384.
- Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J. & Henstock, T. J. 2013. Thermal structure and megathrust

- seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Geophysical research letter*, 40:1528–1533. doi:10.1002/grl.50374, 2013.
- Shah-Hosseini, M., Morhange, C., Naderi Beni, A., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M. & Sabatier, F. O. 2011. Coastal Boulders as Evidence for High-Energy Waves on the Iranian Coast of Makran. *Marine Geology*, 290: 17– 28.
- Titov, V. V., Rabinovich, A. B., Mofjeld, H. O., Thomson, R. E. & Gonzalez, F. I. 2005. The Global Reach of the 26 December 2004 Sumatra Tsunami. *Science*, 309:2045–2048.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., and Hatzfeld, D. 2004. Present-Day Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157: 381-398

Evaluation of Sound Channel usage in Tsunami Alarm System in Makran Sea

Mohseni Araste*, A. & Lari, K.

Islamic Azad University, North Tehran Branch, Faculty of Marine Science and Technology, Tehran, Iran

Abstract

In this project it was focused on a method which used sound channel to receive underwater seismo signals. After the discovery of sound channel existence in Arabian Sea and Makran Sea, all the sea water physical parameters data and the possibility of their variations caused by wind, surface currents, internal currents, sedimentations, etc. were analyzed, following which, the seismo acoustics transmission in sound channel was studied. Furthermore time travel of a sound signal was calculated and compared with a tsunami wave time travel. Research method was based on the study of sound channel formation with regards to sea water physical parameters variations, change in mixed layer formation and evaluation of SOFAR cline with changes in mixed layer cline. Results showed that we can use underwater sound channels to trace underwater seismo acoustics in these regions. Travel time of this sound was one seventh of a tsunami wave travel time.

Key words: Tsunami, Arabian Sea, Makran Sea, seismo acoustics, DART

*Corresponding author: info@am-arasteh.co