

## ارزیابی نقش خصوصیات ژئومورفولوژی و زمین شناسی مهندسی در کاهش خطر سونامی سواحل جنوب شرق ایران، محدوده حدفاصل خلیج های گواتر تا پزم

مهدی هاشمی<sup>۱</sup>، محمدحسین جوکار<sup>۲</sup>، ماشا... خامه چیان<sup>۳\*</sup>، محمدرضا نیکودل<sup>۴</sup>

دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۰۶/۱۰ پذیرش مقاله: ۱۴۰۴/۰۹/۱۱

### چکیده

منطقه ساحلی مکران در سال های اخیر گسترش اقتصادی و اجتماعی قابل توجهی در قالب طرح های توسعه سواحل ایران یافته است. ولی شواهد زمین شناسی و لرزه ای حاکی از محتمل بودن خطر وقوع مجدد سونامی برای سواحل مکران در مجاورت دریای عمان می باشد که در صورت وقوع مجدد در منطقه، تلفات جانی و خسارات اقتصادی قابل توجهی را در منطقه رقم خواهد زد. بنابراین در این پژوهش در راستای حفاظت از سواحل، در ابتدا با شناسایی لندفرم ها و موقعیت آن ها، نقشه ژئومورفولوژی سواحل منطقه حدفاصل خلیج های گواتر تا پزم ترسیم شده و با مقایسه آن با نقشه های آب گرفتگی ناشی از سونامی، تأثیر لندفرم های منطقه بر جریان سونامی بررسی و لندفرم های ایمن و خطرناک شناسایی گردید. در ادامه با مطالعه خصوصیات مهندسی و مقاومتی سواحل سنگی منطقه، میزان پایداری سواحل سنگی و صخره ای مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاکی از آن است که لندفرم های خور، تالاب، پهنه های گلی و دشت های ساحلی پرخطرترین عوارض در برابر سونامی می باشند. سواحل سنگی خلیج گواتر با مقاومت فشاری تک محوری میانگین ۱/۹۷ MPa و چگالی متوسط ۱/۶۸ gr/cm<sup>3</sup> ناپایدارترین عوارض سنگی در برابر جریان مستقیم موج سونامی و پرتگاه های سنگی بریس نیز با مقاومت فشاری تک محوری میانگین ۱ MPa و چگالی ۱/۶۱ gr/cm<sup>3</sup> ناپایدارترین عوارض سنگی تحت تأثیر غیرمستقیم موج سونامی می باشند.

**کلیدواژه ها:** سونامی، سواحل چابهار، مکران، زمین شناسی مهندسی، لندفرم

۱. دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

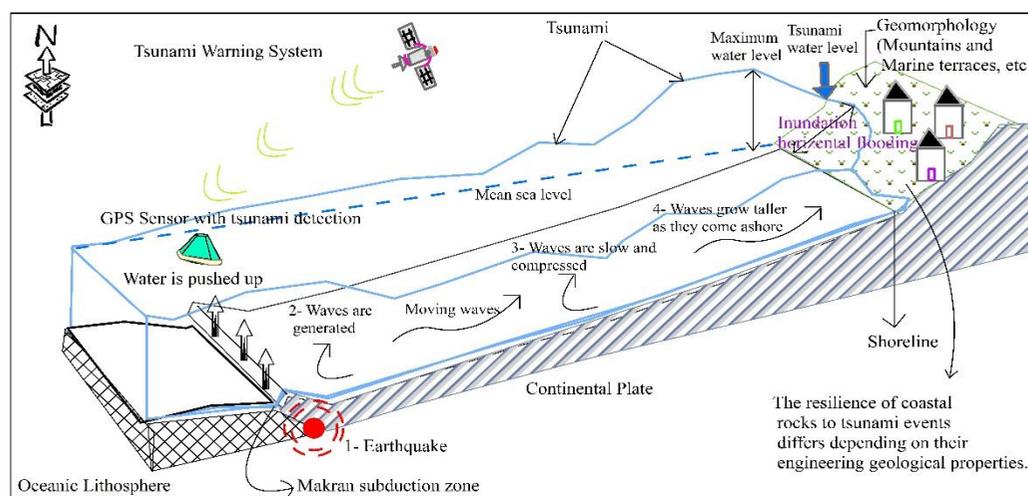
۳. استاد گروه زمین شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران [\\*khamechm@modares.ac.ir](mailto:khamechm@modares.ac.ir)

۴. استاد گروه زمین شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

## ۱. مقدمه

در نتیجه آب لایه‌های فوقانی روی ناحیه مذکور پرتاب شده و موج اولیه (سطح آب اولیه) تولید می‌شود، که این حرکت عمودی بستر دریا به صورت زمین‌لرزه با بزرگی مشخص ثبت می‌شود (Ben-Menahem et al., 1969; Singh, 1970; Sato, 1971; Mansinha and Smylie, 1971; Wells and Coppersmith, 1994) (شکل ۱)، ۲- فاز انتشار سونامی: در این مرحله سطح آب اولیه تولید شده، به صورت امواج سونامی منتشر می‌شود. این امواج در اعماق زیاد سرعت بالایی داشته و ارتفاع نسبتاً کمی دارند، با نزدیک شدن به ساحل و با کاهش عمق، ارتفاع امواج افزایش یافته و سرعت آن‌ها کاهش خواهد یافت (شکل ۱)، ۳- فاز بالاروی موج: در این مرحله امواج مرتفع تولید شده بر روی عوارض ساحلی بر اساس مورفولوژی آن‌ها پیشروی خواهد کرد (حیدرزاده و همکاران، ۱۳۸۹; Synolakis, 2003) (شکل ۱).

سونامی از ترکیب دو واژه ژاپنی بندر و موج تشکیل شده و مجموعه‌ای از موج‌های بسیار طولانی است که گاهی فاصله بین دو قله موج آن صدها کیلومتر است. این موج‌ها با سرعتی که ممکن است به ۹۰۰ کیلومتر در ساعت برسد به سوی ساحل پیش می‌روند. در ابتدا، موج‌ها ارتفاع چندانی ندارند و در دریای باز و عمیق ممکن است احساس هم نشوند، اما وقتی عمق آب کاهش می‌یابد، طول موج‌ها کم و ارتفاع آن زیاد می‌شود و با حرکت موج سونامی به سمت ساحل ارتفاع بالا و طول موج و سرعت پایین می‌آید (مقیم و همکاران، ۱۳۹۳). به طور کلی فرایند تولید سونامی شامل سه بخش اصلی است که عبارت‌اند از: ۱- دگرشکلی بستر اقیانوس (فاز تولید سونامی): در این مرحله انرژی انباشت شده در ناحیه فرورانش آزاد شده و باعث دگرشکلی بستر اقیانوس و حرکت آن به سمت بالا می‌گردد،

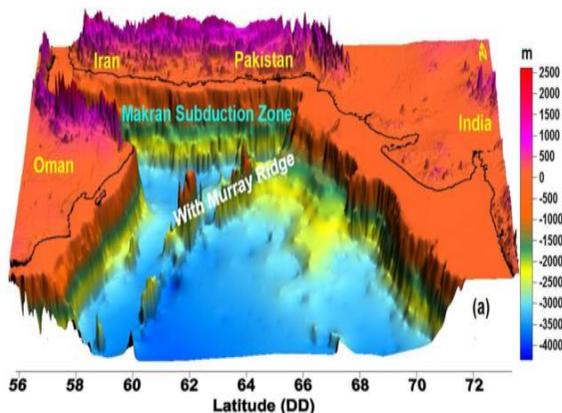


شکل ۱. طرح کلی شکل‌گیری رخداد سونامی ناشی از زلزله و تعامل آب‌گرفتگی ناشی از آن با ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی ساحلی می‌شود از طریق روابط تجربی با بزرگی زلزله (عامل سونامی) محاسبه می‌شود و همچنین به منظور بررسی اثرات شدت‌های متفاوت زمین‌لرزه در سناریوهای رخداد سونامی، بزرگی گشتاور زلزله ( $M_w$ ) استفاده می‌گردد و تنها سرعت سونامی به عمق آب اقیانوس وابسته است. امواج سونامی دارای طول موج‌های بسیار بلند در حدود چند صد کیلومتر می‌باشند در حالی که عمق متوسط اقیانوس‌ها در حدود ۴ کیلومتر و حداکثر آن حدود ۱۱ کیلومتر می‌باشد (عظیمی، ۱۳۸۴; عظیمی، ۱۳۸۷; Imamura et al, 2016; Sorensen, 2006). در مجموع سونامی‌ها عمدتاً به دلیل تغییر مکان بستر دریا در زلزله (گسل خوردگی)، زمین‌لغزش‌های زیردریایی به وجود می‌آیند که تفاوت این دو در سطح منشأ، نحوه انتشار، طول موج و پراکندگی است. ولی عوامل دیگری مانند، فوران‌های آتشفشانی، برخورد شهاب‌سنگ و انفجارات هسته‌ای نیز با درصدهای کمتری می‌توانند در به وجود آمدن آن نقش داشته باشند (حقیقین و همکاران، ۱۳۹۵; قنبرپور و همکاران ۱۳۹۹; Okal and Synolakis, 2004; Geist, 2025). پارامترهای اصلی موج سونامی که برای بررسی آسیب‌پذیری سازه‌ها به کار برده

صفحات زمین‌شناسی ساندا و هند منجر به پیدایش امواج و سونامی شده که در نهایت مرگ بیش از ۲۲۵ هزار نفر را رقم زد (راست‌گفتار و همکاران، ۱۳۹۱). بنابراین از آن‌جا که استراتژی‌های فعلی به دلایل محدودیت‌هایی همچون مشارکت ناکافی جامعه و عدم پرداخت کافی به تهدیدات در این حوزه، دارای اشکال بوده، بنابراین ضروری است برنامه‌ریزی و پیشنهاد‌های راهبردی جهت افزایش تاب‌آوری شهرهای ساحلی در برابر رخداد سونامی و کاهش خطر بلایای آن تدوین گردد (Maureira et al., 2017; Perera et al., 2022). این نکته به این دلیل حائز اهمیت است که یکی از مناطق سونامی‌زای مهم، منطقه فرورانش مکران، واقع در سواحل اقیانوس هند (بین ایران و پاکستان) می‌باشد (شکل ۲). چنانچه مطالعات تاریخی گزارش‌های مربوط به وقوع سونامی در محدوده مکران نشان می‌دهد که در این منطقه تاکنون ۵ رخداد سونامی، شامل ۴ سونامی تکتونیکی و ۱ سونامی ولکانیکی در سال‌های ۳۲۶ پیش از میلاد تا سال ۱۹۴۵ میلادی رخ داده است (Heidarzadeh et al., 2008). در ۲۷ نوامبر ۱۹۴۵، این منطقه شاهد وقوع زلزله‌ای با بزرگی گشتاوری ۸/۱ ریشتر که کانون آن به فاصله ۸۷ کیلومتری جنوب غرب منطقه بلوچستان پاکستان بود. این رویداد تنها رخداد زمین‌لرزه و سونامی منطقه مکران است که به کمک دستگاه‌های لرزه‌نگار ثبت گردیده است و رخداد آن منجر به تلفات جانی و مالی گسترده‌ای در سواحل ۴ کشور پاکستان، هند، عمان و ایران گردید به‌نحوی که در نوار ساحلی پاکستان ارتفاع امواج به ۱۳ متر رسید و در اثر آن ۴۰۰۰ نفر کشته شدند، در گجرات واقع در ساحل غربی هند ارتفاع امواج به حدود ۱۱ متر و در کراچی ارتفاع امواج به بیش از ۲ متر رسید و شهرهای بندری هند شدیداً آسیب دیدند (Page et al., 1979; Murty et al., 1999; Pararas-Carayannis, 2006; Payande et al., 2015). اگرچه به باور هافمن و همکاران (Hoffmann et al., 2013). مدارک روشنی دال بر تلفات یا تخریب عمده این رخداد سونامی وجود ندارد. چراکه در سواحل ایران در آن زمان به علت سکنه بسیار کم منطقه و دور از مرکز بودن گزارشی ثبت‌نشده ولی شواهد نشان

سونامی برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی کمتر از حدود ۶ ریشتر در مقیاس محلی معنی ندارد. همچنین اگر به‌جای زمین‌لرزه با بزرگی ۷ ریشتر، زمین‌لرزه با بزرگی ۸/۲ ریشتر اتفاق بیفتد، ارتفاع امواج سونامی از ۱ متر به ۱۰ تا ۲۰ متر و پریود آن تقریباً ۱ ساعت افزایش و انرژی آن ۶۳ برابر افزایش می‌یابد (عظیمی، ۱۳۸۴). امواج سونامی در اقیانوس ارتفاع چندانی ندارند اما هنگام رسیدن به نزدیک سواحل و مناطق کم‌عمق ارتفاع آن‌ها افزایش می‌یابد، هرچه این تغییر عمق ناگهانی‌تر باشد ارتفاع موج ایجادشده نیز بیشتر خواهد بود و در مقابل به همان میزان استهلاک انرژی هم بیشتر خواهد شد و میزان نفوذ امواج در ساحل نیز کمتر می‌شود اما این استهلاک انرژی در زمان کم می‌تواند قدرت تخریبی بیشتری داشته باشد. بنابراین می‌توان گفت در مناطق کم‌عمق با وسعت زیاد به علت کاهش سرعت و افزایش زمان تأثیر اصطکاک بستر دریا با جریان سونامی، مقدار قابل‌توجهی از انرژی سونامی مستهلک خواهد شد (راست‌گفتار و همکاران، ۱۳۹۱; Heidarzadeh et al., 2008; Payande et al., 2015). از میان رخداد‌های سونامی جهانی می‌توان به سونامی ناشی از زلزله کامچاتکا (Kamchatka) با بزرگی ۹ ریشتر در سال ۱۹۵۲ در سراسر شبه‌جزیره کامچاتکا، جزایر کوریل و هاوایی (MacInnes et al., 2010)، سونامی ناشی از زلزله‌ای با بزرگی ۹/۵ ریشتر در شیلی در سال ۱۹۶۰ که هاوایی و ژاپن را نیز تحت تأثیر خود قرار داد (Fujii and Satake, 2013)، سونامی ناشی از زلزله ۱۹۶۴ آلاسکا به بزرگی ۹/۲ ریشتر که بخشی از آلاسکای جنوبی و مناطق هم‌جوار کانادای غربی و سواحل غربی آمریکا را تحت تأثیر خود قرار داد (Brocher et al., 2014)، سونامی ناشی از رخداد زمین‌لرزه با بزرگی ۹/۳ ریشتر در سواحل غربی سوماترای شمالی اندونزی (Fehr et al., 2006)، سونامی ناشی از زمین‌لرزه به بزرگی ۹ ریشتر در نزدیکی سواحل شمال شرقی ژاپن (Mori et al., 2011) و سونامی ناشی از فوران آتشفشان هاآپای (Ha'apai) در اقیانوس آرام (کشورهای تانگا و نیوزیلند) (Harrison et al., 2025) اشاره کرد. که در این میان رخداد زمین‌لرزه سال ۲۰۰۴ میلادی با بزرگی ۹ ریشتر در مرز

داخل خشکی اقدام به مدل‌سازی سونامی با استفاده مشخصات تکتونیکی و لرزه‌شناسی در سناریوهای مختلف کرده تا جای خالی این مجهولات را کامل کنند.



شکل ۲. هندسه سه‌بعدی موقعیت پهنه فرورانش مکران (Swapna and Srivastava, 2014)

می‌دهد در طی این رخداد در سواحل ایران از غرب (تنگ) به شرق (پسابندر) ارتفاع امواج از حدود ۰/۵ متر تا حدود ۱۰ متر افزایش ارتفاع داشته است (حمزه و همکاران، ۱۳۹۱). این رویداد گواهی بر ناامن بودن مناطق ساحلی مکران است، زیرا سونامی کاملاً محتمل و خطر آن برای سواحل ایران در دریای عمان کاملاً ملموس است. در صورت وقوع مجدد آن در خلیج چابهار، کشور در حالت خوش‌بینانه متحمل ۸۲۷ میلیون دلار و در حالت بدبینانه متحمل ۱/۴ میلیارد دلار خسارت به‌ویژه ناشی از تلفات انسانی و مناطق صید و صیادی می‌گردد (مدنی و خالقی، ۱۳۹۴). کمبود اطلاعات رخداد‌های سونامی گذشته مکران باعث شده تا پژوهشگران مختلف (جدول ۱) برای کسب اطلاعات در رابطه با رفتار سونامی، سرعت رسیدن موج به ساحل، میزان آب‌گرفتگی سواحل، میزان پیشروی امواج به

جدول ۱. نتایج سناریوهای مدل‌سازی رخداد‌های سونامی توسط پژوهشگران مختلف در پهنه فرورانش مکران

Researchers	Number of Scenarios	M <sub>w</sub>	Coordinates	Summary of the research
Rajendran et al. (2008)	1	8	63.27 25.15	In the 1945 tsunami scenario, a wave with a height of 12 to 15 meters is expected to strike the Pasni area within 5 minutes.
Heidarzadeh et al. (2008)	-	-	-	The recorded data for Pasni indicated a maximum wave height (run-up) of 12 to 15 meters. However, the modeling results suggested a wave height of approximately 5 meters. This discrepancy likely indicates that a submarine landslide triggered by the earthquake contributed to the observed difference.
حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۸)	5	-	58- 62 24.5- 24.75	The arrival time of a tsunami can vary from 15 to 34 minute.
Heidarzadeh et al. (2009)	5	8.1	59- 65 24- 24.5	In the simulated 1945 tsunami scenario, Chababar is anticipated to experience a maximum wave height (run-up) of about 6 meters. Jiwani in Pakistan and Govater in Iran are expected to observe maximum wave heights of around 5 meters. Pasni is also projected to encounter wave heights exceeding 5 meters.
حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۹)	1	8	60.5 24	Tsunami waves typically reach the Iranian coast within 15 to 20 minutes, with maximum wave heights of up to 3 meters.
مختاری (۱۳۸۹)	1	8.1	63 24.5	In the event of a tsunami similar to the 1945 event, the coastlines of Iran, Pakistan, and Oman would be affected within 30 minutes.
Neetu et al. (2011)	1	-	63.48 25.15	Data from Karachi during the 1945 tsunami event show that elevated wave activity lasted for more than seven hours, with the highest wave recorded approximately two and a half hours after the initial arrival.
Mahmood et al. (2012)	4	7.7- 9	61.5-64.5 24.5-25.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>• In the 7.7 Mw scenario, the maximum wave height ranges from approximately 0.1 to 0.4 meters, with no areas experiencing inundation.</li> <li>• In the 8.1 Mw scenario, the maximum run-up height reaches about 1 to 2 meters, resulting in minor inundation.</li> <li>• In the 8.5 Mw scenario :                             <ul style="list-style-type: none"> <li>- The most significantly affected areas include Gwadar and Ormara, both of which become fully inundated .</li> <li>-The maximum water level reaches approximately 4 meters.</li> </ul> </li> <li>• In the 9 Mw scenario :</li> </ul>

				– Pasni experiences inundation extending up to 1.2 kilometers in certain locations.
راست‌گفتار و همکاران (۱۳۹۱)	6	7.5-9	60.41- 61.14 24.41 – 24.48	Tsunami waves reach Chabahar Port approximately 20 minutes after the earthquake. In the worst-case scenario, these waves may reach heights of around 10 meters. However, the overall impact at Chabahar Port remains relatively limited due to its rocky shoreline and elevated coastal terrain. In this scenario, the tsunami's inundation distance is estimated to be about 500 meters.
مقیمی و همکاران (۱۳۹۳)	1	8.3	–	The 1945 tsunami scenario at Jask Port is characterized by two main stages. First, the sea level drops by approximately 2 meters and remains low for about 11 minutes, marking the maximum coastal water retreat. Second, the first tsunami wave reaches the cape near Jask Port 26 minutes after the earthquake, with an estimated height of 2 meters.
Akbarpour Jannat and Rastgoftar (2015)	3	8.7-9.1	–	After the earthquake, initial signs of coastal water retreat were observed along the shoreline of Jask Port, acting as a natural precursor for residents. Model simulations further indicate that both the 9.1 Mw earthquake and the 8.7 Mw western Makran earthquake generated tsunami waves that inundated the coastal zones around Jask Port.
Heidarzadeh and Satak (2015)	4	8.27	63.48- 64.95 24.27- 24.92	In the 1945 tsunami scenario, spectral analysis of tsunami records indicated a dominant period ranging from 40 to 50 minutes in Karachi and approximately 22 minutes in Mumbai. The researchers suggest that the primary source of the tsunami is a four-segment fault with variable slip, including 4.3 meters onshore near Ormara, Pakistan, and 10 meters offshore at a depth of about 3,000 meters. The total fault length is 220 kilometers, with an average slip of 6.1 meters.
Payande et al. (2015)	3	7.5-9.1	–	The maps depicting tsunami inundation between Pozm and Lipar indicate varying impacts on different coastlines. The rocky shores in this region underwent minimal inundation, whereas the sandy beaches and gentle slopes of Konarak experienced more extensive flooding. Wave heights at Chabahar Port are projected to reach 4.5 m, 8 m, and 18 m in the first, second, and third scenarios, respectively.
Patel et al. (2016)	1	–	63.48 25.15	In a simulated 1945 tsunami scenario, maximum wave heights reached 0.5 to 2.3 meters along the southern coast of Iran and 1.2 to 5.8 meters along the southern coast of Pakistan.
El-Hussain et al. (2016)	–	–	–	Researchers estimated that the probability of a tsunami wave exceeding 1 meter in height along the coast of Oman is 0.7 for a 100-year exposure period and 0.85 for a 250-year period. For 500- and 1000-year exposure periods, the probability reaches 1.
اقتصادی و شوکتی آملانی (۱۳۹۴)	3	8-9	–	The model projects maximum inundation heights of 0.5 m for an 8.0 Mw event, 3.4 m for an 8.5 Mw event, and 14 m for a 9.0 Mw event. The maximum inundation width is estimated to be 1.4 km, and the first tsunami wave is projected to reach the Beris region in approximately 22 minutes.
Heidarzadeh and Satake (2017)	–	8.1	63 24.8	A 1945 tsunami simulation indicated that a submarine landslide with particular parameters was the only scenario capable of accurately reproducing the observed tsunami patterns. The landslide had a footprint of 15 km × 15 km, a thickness of 600 m, and an approximate volume of 40 km <sup>3</sup> .
Arasteh and Lari (2019)	–	–	–	According to their analysis of tsunami risk in the Makran region, a landslide on the Makran fault could generate a tsunami wave propagating at approximately 500 km/h. Given that the nearest point is only 150 km from the coast, the wave would reach the Iranian shoreline at this speed, corresponding to about 140 m/s.
Akbarpour Jannat (2021)	2	8.3-9.1	59.72- 24.74	For a magnitude 8.3 earthquake, the dominant period range is 25–54 minutes during the first four hours, subsequently narrowing. In contrast, wavelet analysis for a magnitude 9.1 earthquake shows that tsunami energy initially spans a broad range of 15–58 minutes at stations 1–30 within the first two hours, before becoming confined to a slightly narrower interval.

Zafarani et al.  
(2023)

Tsunami hazard maps were developed for return periods of 475 and 2475 years in the Makran region of southeastern Iran. The analysis indicated that the cities of Chabahar and Sirik experience the highest and lowest tsunami hazard, respectively.

در برابر نفوذ امواج سونامی معرفی کرد (Kathiresan and Rajendran, 2005; Harada and Imamura, 2005; Edward et al. 2006). چنانچه در سونامی سال ۲۰۱۰ شیلی، تپه‌های شنی پوشیده از گیاه سطح آب‌گرفتگی را کاهش دادند (Cornejo and Carvajal, 2016) و بررسی اثرات ژئومورفولوژیکی ناشی از زلزله لیمون (Limón) در سال ۱۹۹۱، سواحل کارائیب کاستاریکا و پاناما، مشخص کرد که امواج سونامی عمدتاً پاناما را تحت تأثیر قرار داده، چراکه صخره‌های مرجانی از شهرهای کارائیب کاستاریکا محافظت می‌کردند (Quesada-Román, 2021). بعلاوه انجام مطالعات چند رشته‌ای با استفاده از داده‌های ژئومورفولوژیکی، رسوب‌شناسی، بررسی سوابق سونامی تاریخی و انجام مدل‌سازی نوین، حاکی از آن است که محل قرارگیری تخته‌سنگ‌ها به دلیل موقعیت و جایگاه‌های منحصربه‌فرد و غیرعادی آن‌ها در امتداد خط ساحلی و حاوی بودن آن‌ها از میکروفسیل‌هایی که نشان‌دهنده تهاجم‌های ناگهانی دریایی می‌باشد، ارتباط مستقیمی با نزدیک شدن امواج سونامی دارد. استفاده از این اطلاعات، ضمن کمک به بازسازی بزرگی و شدت اثرات سونامی‌های تاریخی به اصلاح مدل‌های پیش‌بینی خطرات سونامی آینده نیز کمک می‌کند (Roig-Munar et al., 2025). چنانچه در این زمینه تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژی و رسوب‌شناسی، پنجه‌های آب آورده (Washover Fans) و مغزه‌های رسوبی (Sediment Cores) تالاب کوریسیون (Korission Lagoon) جزیره کورفو، یونان (Corfu Island, Greece) نشان‌دهنده شدت گرفتن انجام فرایند فرسایش در پشته دریاکناری (Beach Ridge) (ساحلی) و رسوب‌گذاری در تالاب با افزایش ارتفاع موج سونامی و سرعت جریان آن تحت تأثیر قابل ملاحظه توپوگرافی محل بوده است که با استفاده از تجزیه و ژئوشیمیایی و ریزجانداران و نتایج تاریخ‌گذاری رادیوکربن، رسوبات دانه‌درشت (نشان‌دهنده محیط پرنرژری در

## ۱-۱. ارتباط لندفرم‌های ژئومورفولوژی با رخداد سونامی

با توجه به سناریوهای پیش‌بینی شده در پژوهش‌های صورت گرفته، سواحل جنوبی ایران در مجاورت اقیانوس هند در معرض خطر سونامی ناشی از منطقه فرورانش مکران قرار دارند. چراکه منطقه مکران از نظر زمین ساختی قابلیت ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بیش از ۸ ریشتر را دارد، رخداد چنین زمین‌لرزه‌هایی می‌تواند موجب ایجاد امواج مخرب سونامی بعد از حدود ۲۰ دقیقه در نزدیک‌ترین سواحل ایران شود. حال آنکه اکثر مطالعات و پژوهش‌های صورت گرفته در تحلیل رخداد سونامی سناریوهای بر پایه مشخصات تکتونیکی و لرزه‌شناسی نظیر بزرگی زمین‌لرزه، عمق زمین‌لرزه، شیب ناحیه فرورانش و زاویه لغزش بوده و مطالعات در خصوص نقش خصوصیات زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی در رخداد سونامی محدود است. چنانچه می‌توان با استفاده از مطالعات رسوب‌شناسی همچون وجود توالی‌های ریز شونده به سمت بالا، ساخت‌های رسوبی Rip Up، تجمع خرده قطعات صدف و تغییر ناگهانی رسوب در چاله‌های ساحلی می‌توان آثار برخورد سونامی در کرانه مکران را مشاهده کرد (حقیقین و همکاران، ۱۳۹۵). اگرچه امواج سونامی توانایی جدا کردن و انتقال تخته‌سنگ‌های ۱۸ تنی تا مسافت ۱۵ متر را دارا می‌باشند (Shah-Hosseini et al., 2011)، ولی برخی از عوارض زمین‌شناسی مانند صخره‌ها می‌توانند باعث پراکندگی و استهلاک انرژی سونامی شوند (Tibballs, 2005). همچنین وجود تراس‌های مرتفع دریایی بزرگ‌ترین مانع در برابر نفوذ امواج سونامی به دشت‌های سیلابی و دیگر عوارض قرارگرفته در پشت آن‌ها در سواحل مکران می‌گردد (حمزه و همکاران، ۱۳۹۱). علاوه بر این، صخره‌های مرجانی، جنگل‌های حرا و جنگل‌های ساحلی نیز می‌توانند به‌عنوان موانع طبیعی سرعت جریان سونامی و در نتیجه بالاروی آن را کاهش دهند. در مقابل رودخانه‌های متصل به خلیج را می‌توان به‌عنوان یکی از عوارض خطرناک

حساسیت به فرسایش تحت اثر موج مرتبط است. چنانچه مطالعات روی سنگ‌آهک صخره‌های مرجانی نشان داده است که ساختار متخلخل آن منجر به منحنی تنش- کرنش هموارتر با مرحله الاستیک طولانی‌تر و مرحله شکست کوتاه‌تر می‌شود که نشان‌دهنده پاسخ انعطاف‌پذیرتر به بارگذاری دینامیکی است (Zhang et al., 2023). در مجموع با توجه به پیشینه پژوهش ارائه شده می‌توان دریافت که اکثر مطالعات صورت گرفته مرتبط با سناریوهای لرزه‌ای - آب‌گرفتگی رخداد سونامی بوده و نقش عوامل ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی مورد کوتاهی و بی‌توجهی قرار گرفته است. حال آنکه رخداد سونامی و دینامیک آن تأثیر قابل‌توجهی بر انتقال رسوب دارد و منجر به تغییر شکل ژئومورفولوژی ساحلی می‌شود. علاوه بر این، محیط‌های ژئومورفیک نقش حیاتی در تأثیرگذاری بر حفظ و ماندگاری نهشته‌های سونامی دارند. این محیط‌ها بر نحوه رسوب‌گذاری و فرسایش رسوبات پس از فعالیت سونامی اثر می‌گذارند. چنانچه اگر رسوبات سونامی به‌خوبی حفظ‌شده باشند و اطلاعات کافی در مورد مکانیسم شروع سونامی در دسترس باشد، می‌توان با کمک آن‌ها و همچنین استفاده از مدل‌های مورفودینامیکی عددی، با موفقیت جهت مطالعه و بررسی رویدادهای سونامی تاریخی به کار گرفته شوند. در کنار و تعامل با نقش لندفرم‌های ژئومورفولوژی، خواص مکانیکی و مهندسی توده سنگ ساحلی (به‌ویژه تخلخل، دوام و مقاومت توده سنگ) نیز به دلایل اتلاف انرژی امواج، تأثیر بر نرخ فرسایش و محافظت و پایداری از یکپارچگی ساختاری استحکامات ساحلی، به‌طور قابل‌توجهی بر تاب‌آوری ساحلی در برابر سونامی تأثیر می‌گذارند. در واقع هنگامی که موج سونامی به ساحل می‌رسد انرژی و سرعت بسیار بالایی دارد و در اثر بالاروی آن از عوارض ساحلی قطعاً انرژی و سرعت آن مستهلک‌شده و در نهایت کل انرژی خود را از دست خواهد داد و در این مرحله کاملاً رفتاری مشابه یک سیلاب معمولی خواهد داشت که به‌صورت ثقلی به سمت پایین‌ترین تراز ارتفاع ممکن حرکت خواهد کرد. با این تفاوت که به علت حجم زیاد، قطعاً قدرت فرسایش و تخریب آن‌هم بیشتر خواهد بود. در این

تالاب)، می‌توان رخداد آن را مرتبط با رویداد سونامی سال‌های ۳۶۵ و ۱۳۰۳ میلادی دانست (Georg et al., 2025). بنابراین می‌توان گفت در این شرایط نیاز به یک پایگاه داده جهانی شامل اطلاعاتی در مورد محیط‌های ژئومورفیک و ارتباط آن‌ها با رسوبات سونامی است (Ramírez-Herrera and Coca, 2024).

۱-۲. ارتباط ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی با رخداد سونامی در کنار نقش عوامل رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی در شناسایی سونامی‌های دیرینه و کاهش آب‌گرفتگی و سیلاب سونامی، خصوصیات زمین‌شناسی مهندسی توده سنگ خط ساحلی تاب‌آوری مصالح را در مقابل سونامی را تعیین می‌کنند ولیکن مطالعات در زمینه عملکرد آن‌ها بسیار محدود و موردی است و بیشتر مربوط به تاب‌آوری ساختمان‌ها و طراحی آن‌ها در برابر سونامی به‌جای تمرکز بر خواص مکانیکی سنگ ساحلی می‌باشد (Harish et al., 2024). با این حال مطالعات انجام‌شده در سواحل شرقی ژاپن، نشان داده است که مناطق با مقاومت فشاری بالاتر در سنگ‌های ساحلی در برابر امواج پایداری خود را حفظ کرده ولی سایر مناطق با مقاومت فشاری پایین همچون کوه‌های شیب‌دار، مستعد فرسایش هستند (Tsujiimoto, 1985). بنابراین کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های ساحلی (مقاومت سنگ)، نحوه واکنش، تاب‌آوری و پایداری کلی خط ساحلی را در برابر تنش‌های اعمال‌شده توسط امواج سونامی مشخص می‌کند (Boye and Fiadonu, 2020).

علاوه بر مقاومت سنگ، تخلخل نیز به‌عنوان کسر حجمی فضا‌های خالی درون یک سنگ، نقش مهمی در تعیین مقاومت مکانیکی و پاسخ آن به بارهای دینامیکی ایفا می‌کند. در این زمینه سنگ‌های کمتر متخلخل، مانند ماسه‌سنگ‌های خاص، مقاومت فشاری و کششی بالاتری از خود نشان می‌دهند که آن‌ها را در برابر فرسایش مقاوم‌تر و در اتلاف انرژی موج بهتر می‌کند. چنانچه تحقیقات روی سنگ‌های آتشفشانی ساحلی نشان داد که مقاومت فشاری با افزایش تخلخل به‌طور قابل‌توجهی کاهش می‌یابد و بر اهمیت تراکم سنگ در پایداری ساحلی تأکید می‌کند (Kendrick et al., 2020). بنابراین تخلخل بالاتر اغلب با کاهش مقاومت فشاری و افزایش

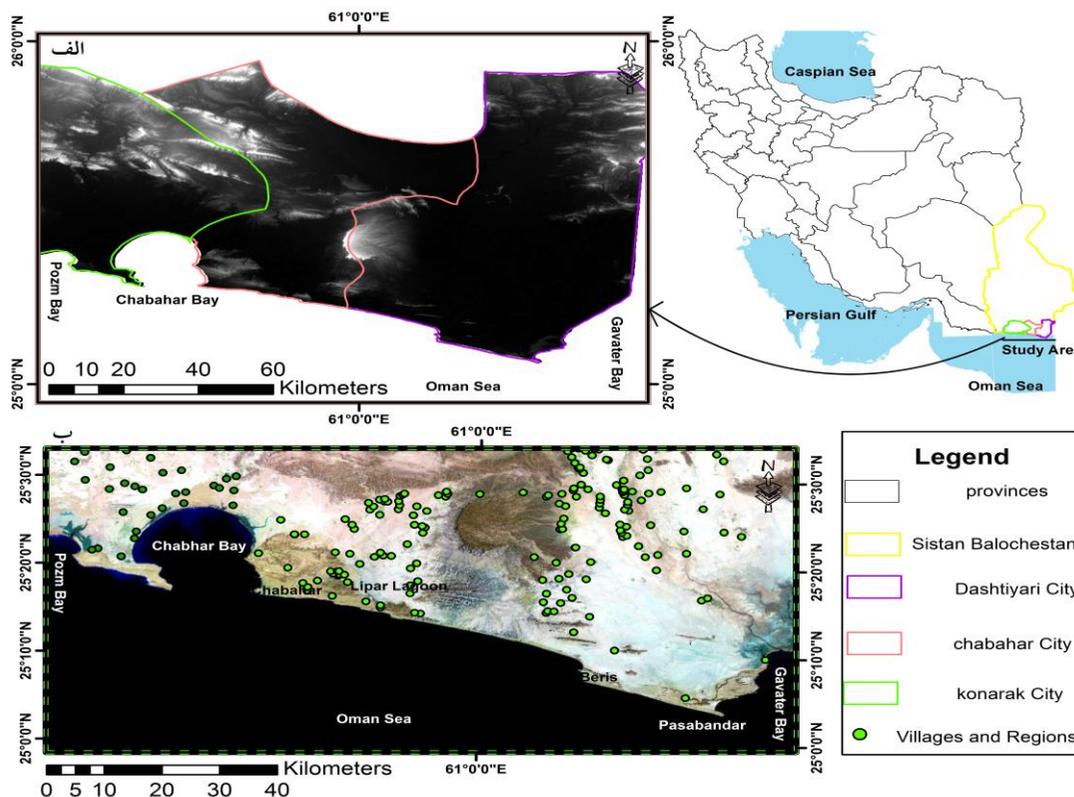
صنعتی پرورش میگو واقع در غرب خور گواتر و دیگر مناطق نظامی، تجاری و صیادی می‌باشند.

این منطقه از لحاظ زمین‌شناسی در پهنه مکران قرار دارد. پهنه مکران توسط خط عمان (گسل میناب) از پهنه برخوردی زاگرس در باختر جدا می‌شود و در خاور پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد. در مجموع محدوده‌ای به طول ۹۰۰ کیلومتر از سواحل ایران و پاکستان را پوشش می‌دهد و با عرضی بین ۲۰۰-۱۲۵ کیلومتر در بالای زون فرورانش فعال مکران قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵؛ Berberian, 2014). سرعت فرورانش صفحه اقیانوس عمان به زیر صفحه ایران در منطقه مکران حداقل حدود ۱۹ میلی‌متر در سال (مختاری، ۱۳۸۹) و زاویه فرورانش در منطقه مکران بین ۲ تا ۸ درجه متغیر می‌باشد (Schlüter et al., 2002). همچنین در این منطقه حجم فوق‌العاده زیادی از رسوبات انباشته شده است به گونه‌ای که یکی از بزرگ‌ترین گوه‌های فزاینده (Accretionary Wedge) رسوبی در جهان به شمار می‌رود. سبترای رسوبات جمع شده در این منطقه به حدود ۷ کیلومتر می‌رسد درحالی‌که سبترای رسوبات در دیگر مناطق فرورانش جهان معمولاً اندک است و انباشته شدن چنین حجم عظیمی از رسوبات می‌تواند رفتار صفحه‌های فرورانش و نحوه لغزش صفحه‌ها را تحت تأثیر قرار دهد. از دیگر ویژگی‌های منحصر به فرد منطقه مکران، نبود گودال اقیانوسی در این ناحیه (حیدرزاده و همکاران، ۱۳۸۷)، و همچنین دارا بودن مجموعه‌ای از رسوبات تراس در یایی عجیب و غریب و غیر معمول می‌باشد که فرسایشی - رسوبی هستند، یعنی در پاسخ به فرسایش گسترده دریایی در طول دوره‌های بالآمدگی سطح دریا تشکیل می‌شوند، اما اغلب با لایه‌های ضخیمی از رسوبات تراس پوشیده شده‌اند که منعکس‌کننده ورود زیاد رسوبات به منطقه ساحلی است. در مجموع در این منطقه فرسایش تفاضلی بین ماسه‌سنگ مقاوم و مارن نرم، عامل کلیدی در شکل‌گیری ژئومورفولوژی ساحلی فعلی است (Normand et al., 2019).

زمینه سنگ‌هایی که خصوصیات زمین‌شناسی مهندسی همچون مقاومت و چگالی بیشتری دارند در برابر جدایش و حمل توسط نیروی موج سونامی مقاومت بیشتری از خود نشان خواهند داد. بنابراین از آنجاکه درک رابطه بین خواص مکانیکی سنگ و تأثیر سونامی برای طراحی پدافندهای ساحلی بسیار مؤثر حیاتی است. در این پژوهش نقش ژئومورفولوژی، خصوصیات مقاومتی و فیزیکی عوارض سنگی خط ساحلی خلیج‌های گواتر تا پزم در کاهش خطر سونامی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت تا بتوان بر اساس آن و بسط و توسعه چنین پژوهش‌هایی در طول نوار ساحلی، نقشه‌برداری و پهنه‌بندی جامعی از خطر سونامی، همراه با استراتژی‌های مؤثر مدیریت خطر سونامی جهت آمادگی اضطراری، واکنش سریع نسبت به بحران و مدیریت ریسک بلایا تدوین گردد.

## ۲. زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در این پژوهش جنوب شرقی ایران، استان سیستان و بلوچستان، نوار ساحلی سواحل شهرستان دشتیاری از گواتر در شرقی‌ترین سواحل کشور ایران تا پزم واقع در غرب شهرستان کنارک با طول حدود ۱۸۰ کیلومتر می‌باشد (شکل ۳). در این محدوده به علت ارتباط مستقیم اغلب مردم منطقه با دریا، اکثر شهرها و روستاهای منطقه در طول نوار ساحلی همچون شهرهای چابهار و کنارک به ترتیب با جمعیت شهری ۱۱۲۴۰۹ و ۴۷۲۶۱ نفر بر اساس سرشماری جمعیت سال ۱۳۹۵ (سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان سیستان و بلوچستان، ۱۴۰۱)، همچنین روستاها و آبادی‌های دیگر شامل پارک هوتان، لکی، لیپار، کچو، شمع و کالبر به صورت پراکنده و با جمعیت‌های بسیار محدود تا کم وجود دارند. علاوه بر مناطق مسکونی، مراکز مهم تجاری، صنعتی و نظامی شامل بندرهای مهم کشور، نظیر شهید بهشتی و شهید کلاتری چابهار، منطقه آزاد تجاری و صنعتی واقع در شمال چابهار، منطقه نظامی نیروی دریایی ارتش واقع در جنوب کنارک و پزم، پایگاه شکاری نیروی هوایی ارتش واقع در حدفاصل خلیج گواتر و پزم، بندرهای صیادی رمین، بریس، پسابندر، کنارک، منطقه



شکل ۳. الف) موزائیک مدل رقومی ارتفاع (DEM) شهرستان‌های دشتیاری، چابهار و کنارک و ب) موقعیت روستاها و مناطق در طول نوار ساحلی محدوده مورد مطالعه

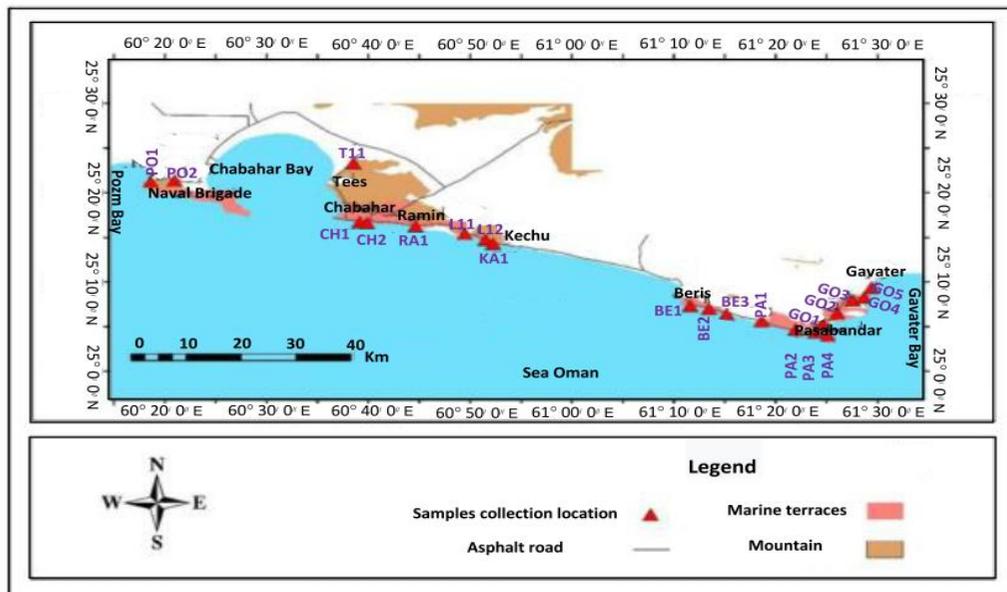
همکاران، ۱۳۹۱)، نقشه آب‌گرفتگی چابهار (راست‌گفتار و همکاران، ۱۳۹۱)، نقشه خطر تلفیقی سونامی (بر اساس نقشه‌های خطر آب‌گرفتگی، روانگرایی و ناپایداری دامنه) محدوده شهر چابهار (هاشمی و راهنما راد، ۱۳۹۵) و نقشه‌های آب‌گرفتگی سونامی تحت سناریوهای مختلف برای منطقه پزم تا لیپار (Payande et al., 2015)؛ ۴- نقشه زمین‌ساخت و سنگ‌شناسی بستر (مارن یا ماسه‌سنگ) پهنه مکران (Normand et al., 2019)، جمع‌آوری، مطالعه و یکپارچه‌سازی شد. همچنین نوار ساحلی چندین مرتبه مورد پیمایش صحرایی و میدانی قرار گرفت و ساختارها و عوارض زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی با نقشه‌ها تطبیق داده شد و موقعیت آن‌ها مشخص و نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS ترسیم گردید و در نهایت با مقایسه و مپوشانی نقشه‌های آب‌گرفتگی و خطر سونامی با نقشه ژئومورفولوژی تهیه‌شده، عوارض آسیب‌پذیر و ایمن در برابر

### ۳. روش تحقیق

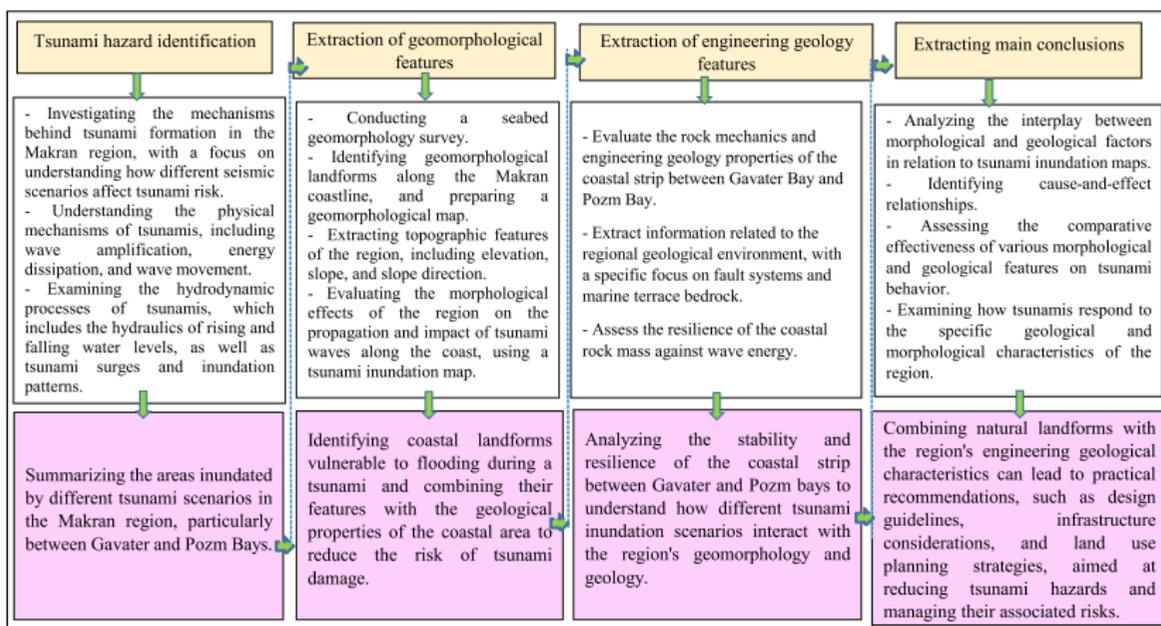
به‌منظور انجام این پژوهش در ابتدا نقشه‌ها و اطلاعات مربوط به ۱- شرایط زمین‌شناسی شامل: نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چابهار (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۲)، نقشه زمین‌شناسی ساحلی (غریب رضا، ۱۳۸۷ الف)، نقشه‌های زمین‌شناسی مهندسی چابهار و کنارک با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۸)، نقشه لندفرم‌های ساحلی استان سیستان و بلوچستان (غریب رضا، ۱۳۸۷ ب) و نقشه زمین‌شناسی مهندسی چابهار (هاشمی و همکاران، ۱۳۸۸) جمع‌آوری و همچنین ۲۴ قطعه نقشه رقومی توپوگرافی که از سازمان نقشه‌برداری کشور دریافت گردید. ۲- تصاویر ماهواره‌ای (لندست (با قدرت تفکیک ۳۰ متر) و آلوس (با قدرت تفکیک ۱۴-۱۲ متر))، ۳- نقشه‌ها و اطلاعات مربوط به وقوع سونامی در مکران شامل: نقشه میزان پیشروی آب دریا به نواحی مکران ساحلی ایران از گواتر تا تنگ‌بر (حمزه و

(2007) جهت تعیین مدول یانگ (E)، مدول برشی (G) و ضریب پواسون (ν)، (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰) به تعداد ۴۰ مورد، جهت تخمین غیرمخرب و آسان خواص فیزیکی و مکانیکی سنگ صورت پذیرفت. همچنین با آماده‌سازی به ترتیب بیش از ۱۱۰ و ۲۰۰ نمونه با وزن حدود ۵۰ گرم به ترتیب آزمایش‌های ویژگی‌های فیزیکی (شامل چگالی و تخلخل) و آزمایش دوام (ISRM, 2007) بر روی نمونه‌ها جهت ارزیابی خصوصیات زمین‌شناسی مهندسی آن‌ها، تخمین زوال‌پذیری، ماندگاری و فرسایش سنگ‌های خط ساحلی تحت تأثیر عوامل محیطی همچون امواج صورت پذیرفت. در نهایت ضمن توسعه پژوهش‌های راماسامی و همکاران (Ramasamy et al., 2006) و شوکلا و همکاران (Shukla et al., 2010) با در نظر گرفتن عوامل زمین‌شناسی در کنار عملکرد ژئومورفولوژی، تاب‌آوری موقعیت‌های ساحلی حذفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم، بسته به نقشی که در شدت خطرات سونامی ایفا می‌کنند مورد بررسی قرار گرفت که در مجموع مدل مفهومی روش و مراحل انجام پژوهش در شکل ۵، قابل مشاهده است.

سونامی تعیین گردید. همچنین جهت تخمین صحرایی سختی و مقاومت فشاری سنگ نوار ساحلی آزمایش چکش اشمیت به تعداد ۱۶۴۰ مورد در ۸۲ موقعیت انجام گرفت و از ۲۰ موقعیت مطابق شکل ۴ نمونه ماسه‌سنگ و لوماشل برداشت گردید. از آنجاکه به علت سست بودن نمونه‌ها امکان مغزه‌گیری برای انجام آزمایش‌ها وجود نداشت، بنابراین از نمونه‌ها حدود ۸۰ نمونه مکعبی به ابعاد 5cm× 5cm× 5cm (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰) تهیه گردید و بر روی آن‌ها آزمایش‌های مقاومت فشاری تک‌محوری (ASTM-C170, 2016) به تعداد ۴۰ مورد جهت تخمین مقاومت و تاب‌آوری سنگ بکر، بار نقطه‌ای (ISRM, 2007) به تعداد ۸۰ مورد، جهت ارائه سریع شاخصی برای نشان دادن مقاومت سنگ‌های نوار ساحلی (چراکه انجام آزمایش تک‌محوری مستلزم آماده‌سازی دقیق نمونه و در اختیار داشتن دستگاه‌های گران و حساس می‌باشد و در عین حال نتایج حاصل از آن وابستگی شدیدی به شیوه بارگذاری دارد بنابراین انجام دقیق و صحیح مقاومت فشاری تک‌محوری پرهزینه و وقت‌گیر است) و سرعت موج طولی (P) و عرضی (S) در حالت‌های خشک و اشباع (ISRM, )



شکل ۴. موقعیت نمونه‌برداری از عوارض سنگی منطقه



شکل ۵. مدل مفهومی مراحل و روش انجام پژوهش

#### ۴. نتایج و بحث

##### ۴-۱. تأثیر مورفولوژی بستر دریا بر جریان سونامی

سرعت امواج سونامی با کاهش عمق، کاهش یافته و هرچه طول مناطق کم عمق بیشتر باشد امواج سونامی بیشتر مستهلک می‌شود. همچنین قرارگیری پهنه فرورانش مکران در عرض ۲۴ درجه بافاصله‌های طولی متفاوت از منطقه مورد مطالعه که در عرض‌های جغرافیایی ۲۵/۰۵ تا ۲۵/۴۴ درجه واقع شده است باعث تفاوت در استهلاک انرژی توسط مورفولوژی بستر دریا می‌گردد. بنابراین اطلاعات مربوط به عمق آب از اطلس الکترونیکی (GEBCO) (General Bathymetric Charts of the Oceans) (شکل ۶)، که مهم‌ترین، کامل‌ترین و به‌روزترین بانک اطلاعاتی موجود در جهان در زمینه اطلاعات عمق آب اقیانوس‌ها و دریاها است و محصول مشترک کمیسیون بین‌الدولی اقیانوسی، سازمان بین‌المللی هیدروگرافی و مرکز داده‌های اقیانوس‌شناسی انگلستان می‌باشد (حیدرزاده و همکاران، ۱۳۸۹)، دریافت و با بررسی عمق بستر دریا در سه خلیج موجود مشخص گردید میانگین عمق ساحلی خلیج پزم ۷/۱ متر و طول آن ۷ کیلومتر، میانگین عمق ساحلی خلیج چابهار ۷/۰۴ متر و طول آن ۱۷/۲ کیلومتر و میانگین عمق ساحلی خلیج گواتر ۸/۴ متر و طول آن نیز ۱۵/۱ کیلومتر

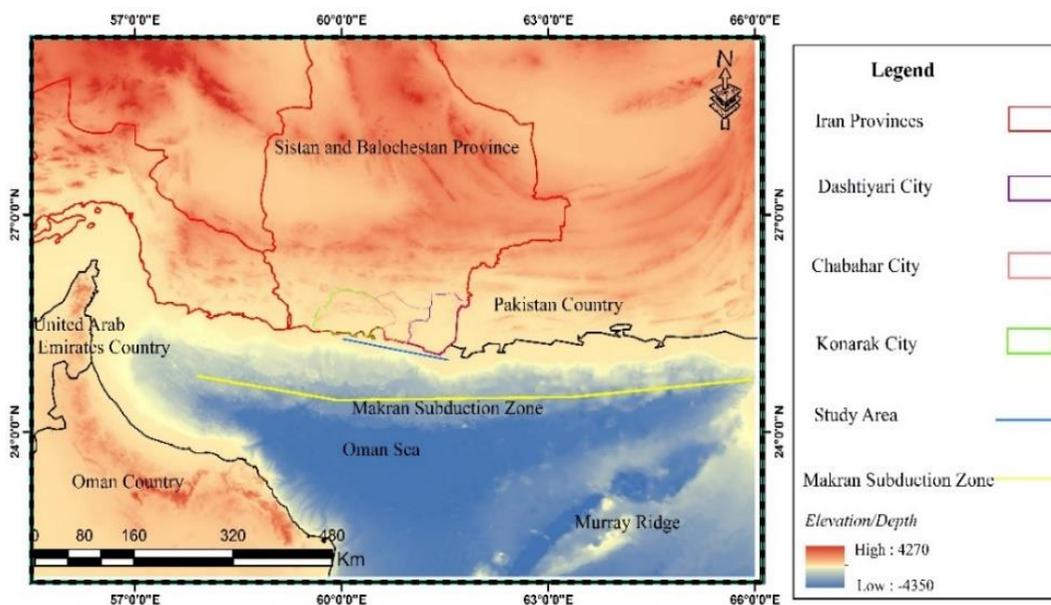
می‌باشد. از آنجاکه هر چه عمق خلیج کمتر و وسعت آن بیشتر باشد، انرژی بیشتری را از سونامی مستهلک خواهد کرد بنابراین انتظار می‌رود خلیج چابهار بیشترین استهلاک انرژی سونامی را در منطقه ایجاد کند. که این موضوع با پژوهش‌های راست‌گفتار و هم‌کاران (۱۳۹۱) و پاینده و هم‌کاران (Payande et al., 2015) همخوانی دارد.

##### ۴-۲. تهیه نقشه ژئومورفولوژی منطقه

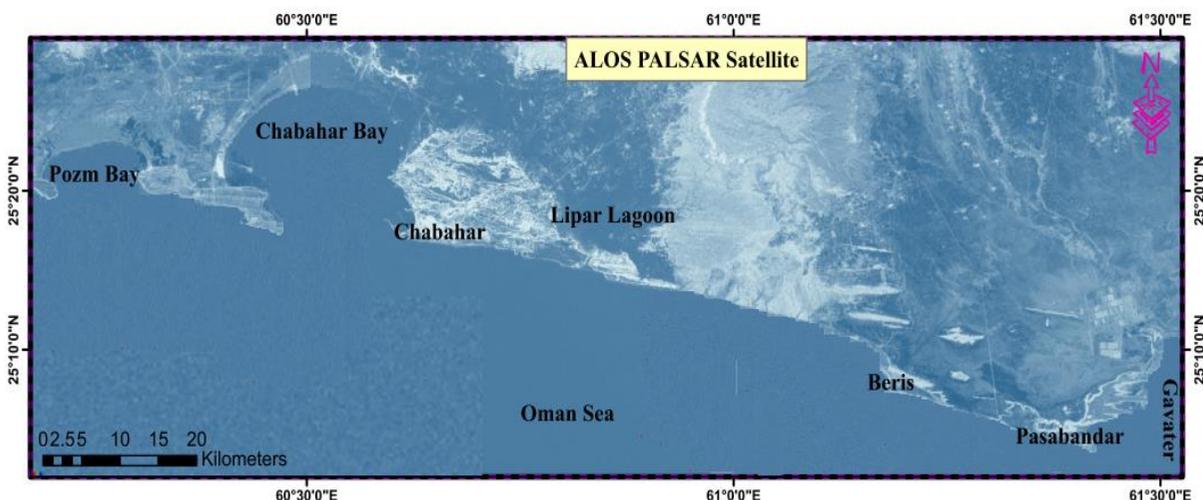
با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه مشخص گردید، نقشه‌ها تفاوت چشمگیری با یکدیگر داشته و دسته‌بندی‌های متفاوتی از لندفرم‌های منطقه ارائه شده یا دارای مقیاس وسیع و کاربرد خاص می‌باشند و تفکیک عوارض ژئومورفولوژی از آن‌ها پیچیده می‌باشد. بنابراین اگرچه که نقشه زمین‌شناسی مهندسی چابهار و کنارک (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷)، کل منطقه مورد مطالعه را پوشش نمی‌داد ولی به علت تفکیک عوارض از یکدیگر با دقت بالاتر به‌عنوان مبنا و الگوی تهیه نقشه ژئومورفولوژی منطقه قرار داده شد. سپس به کمک نقشه‌های توپوگرافی سازمان نقشه‌برداری کشور، تصاویر ماهواره‌ای لندست و آلوس (شکل ۷) و همچنین تصاویر گوگل ارث، عوارض کوهستانی، دشت‌ها، عوارض بدلدی و

ژئومورفولوژی محدوده مورد مطالعه ترسیم گردید (شکل ۸). مطابق جدول ۲ بیشترین پهنه های ژئومورفولوژی منطقه دشت های ساحلی و سیلابی و کمترین پهنه های ژئومورفولوژی منطقه تراس های کوهستانی و خور و تالابها می باشند. همچنین با پیاده سازی نقشه آب گرفتگی سونامی یکپارچه سازی شده بر روی نقشه ژئومورفولوژی تهیه شده مشخص گردید که بیشترین میزان آب گرفتگی مربوط به خورها، پهنه های گلی و دشت های ساحلی می باشد (شکل ۸).

تراس ها مورد شناسایی و تفکیک قرار گرفت. در ادامه با انجام بازدیدهای میدانی در چندین مرحله در طول نوار ساحلی نتایج با مشاهدات صحرائی و میدانی تطبیق داده شد. در نهایت از آنجاکه با استفاده از یک منبع نمی توان عوارض و محدوده آن ها را به درستی تشخیص داد و نقشه های به دست آمده از آن نیز از کیفیت مطلوبی برخوردار نیست، بنابراین در مجموع با استفاده از اطلاعات به دست آمده از مراحل بازدیدهای میدانی و با به کارگیری نرم افزار ArcGIS کلیه نقشه های موجود و تصاویر ماهواره ای زمین مرجع و رقومی شده، نقشه



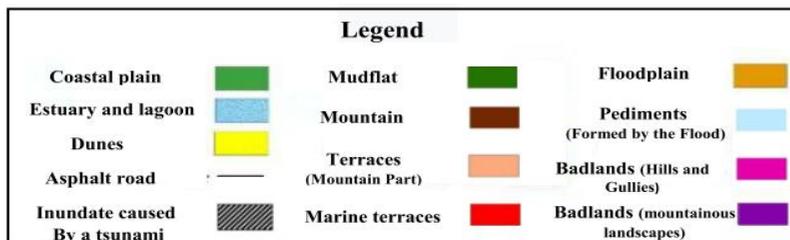
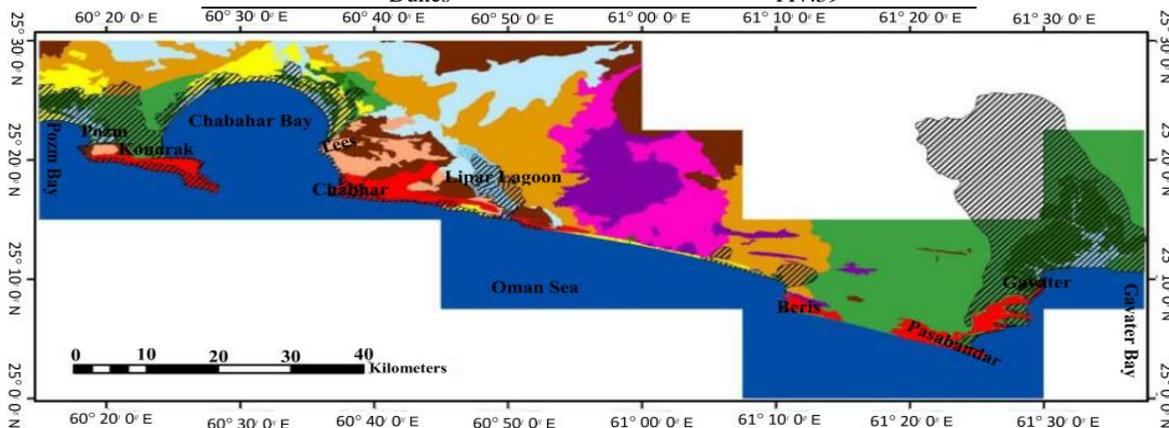
شکل ۶. نقشه یکپارچه اطلاعات رقومی عمق آب و توپوگرافی نوار ساحلی در موقعیت پهنه مکران



شکل ۷. موزائیک تصاویر ماهواره ای آلوس در محدوده مورد مطالعه

جدول ۲. مساحت لندفرم های ژئومورفولوژی منطقه

Geomorphology	Area (Km <sup>2</sup> )
Floodplain	465.71
Pediments (formed by the Flood)	284.26
Badlands (Hills and Gullies)	203.44
Badlands (Mountains)	172.37
Mudflat	180.69
Mountain	254.96
Terraces (Mountain part)	68.01
Marine Terraces	148.58
Coastal Plain	663.01
Estuary and Lagoon	79.21
Dunes	117.39



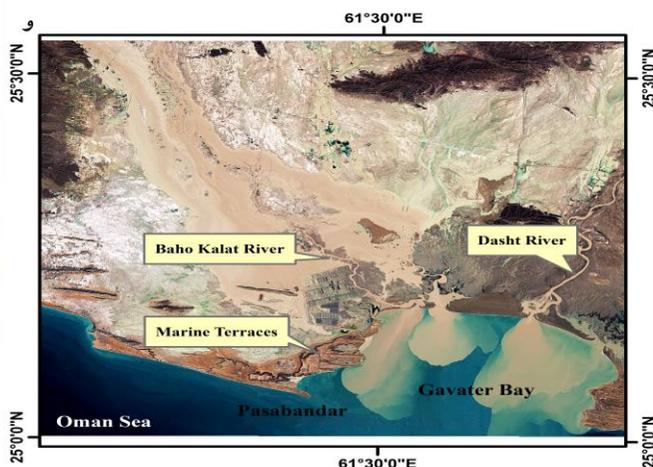
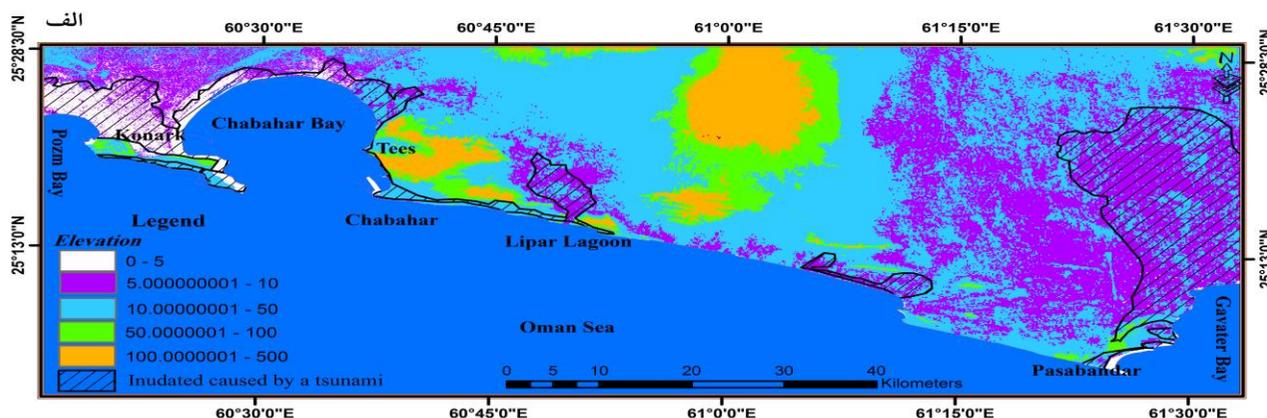
شکل ۸. نقشه هم‌پوشانی ژئومورفولوژی و آب‌گرفتگی سونامی حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم

۳-۴. ارزیابی تأثیر ژئومورفولوژی منطقه بر جریان سونامی با توجه به شکل ۸ می‌توان گفت ژئومورفولوژی پهنه ساحلی، میزان تأثیر امواج سونامی را تغییر می‌دهد. گسترش پهنه آب‌گرفتگی به سمت غرب خلیج چابهار و کنارک (شکل ۹-الف) به دلیل قرارگیری لندفرم ژئومورفولوژی دشت ساحلی (شکل ۹-ب) و تالاب پزم تیاب با ارتفاع کمتر از ۵ متر از سطح دریا می‌باشد. تراس‌های دریایی جنوب کنارک دارای حداکثر ارتفاع ۵۰ متر از سطح دریا بوده که از میان آن‌ها تراس‌های دریایی با ارتفاع پایین‌تر از ۲۰ متر دارای خطر آب‌گرفتگی پایین در صورت رخداد سونامی قوی می‌باشند. در شمال و رأس خلیج چابهار لندفرم ژئومورفولوژی تلماسه‌ها (شکل ۹-ج) و تپه‌های ساحلی با ارتفاع حداکثر ۱۰-۵ متر از سطح دریا واقع شده است که به جنگل‌های حرا چابهار در شمال روستای تیس با شدت آب‌گرفتگی ناشی از سونامی کم ختم می‌شوند. در ادامه در تیس به دلیل وجود مورفولوژی کوهستان شدت آب‌گرفتگی به حداقل می‌رسد. نوار ساحلی شهر چابهار دارای تراس‌های دریایی با ارتفاع ۵۰-۱۰ متر از سطح دریا است که قسمت پشت به ساحل آن تحت سونامی‌های ضعیف و قسمت پیش به ساحل آن تحت سونامی‌های قوی دچار آب‌گرفتگی خواهند شد (شکل ۹-د). در لندفرم ژئومورفولوژی تالاب لپبار نیز ارتفاع عمدتاً از سطح دریا بین ۱۰-۵ متر است که قسمت دهانه و خروجی آن به سمت دریای عمان به دلیل قرارگیری در حدفاصل واحدهای ژئومورفولوژی کوهستان و تراس‌های کوهستانی در

شکل ۸. نقشه هم‌پوشانی ژئومورفولوژی و آب‌گرفتگی سونامی حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم

و در سمت پاکستان سیلاب رودخانه دشت رود به خلیج گواتر می‌ریزد. وجود زمین‌های پست و باتلاقی در خور گواتر و اطراف رودخانه باهوکلالت باعث شده بیشترین میزان هجوم آب دریا در حدود ۲۰ کیلومتر در منطقه خور گواتر و اطراف رودخانه باهوکلالت صورت پذیرد. نکته قابل توجه وجود تراس‌های مرتفع با ارتفاع ۵۰-۱۰ متر در شمال پسابندر است که مانع ورود آب دریا به داخل خشکی می‌گردد (شکل ۹-و).

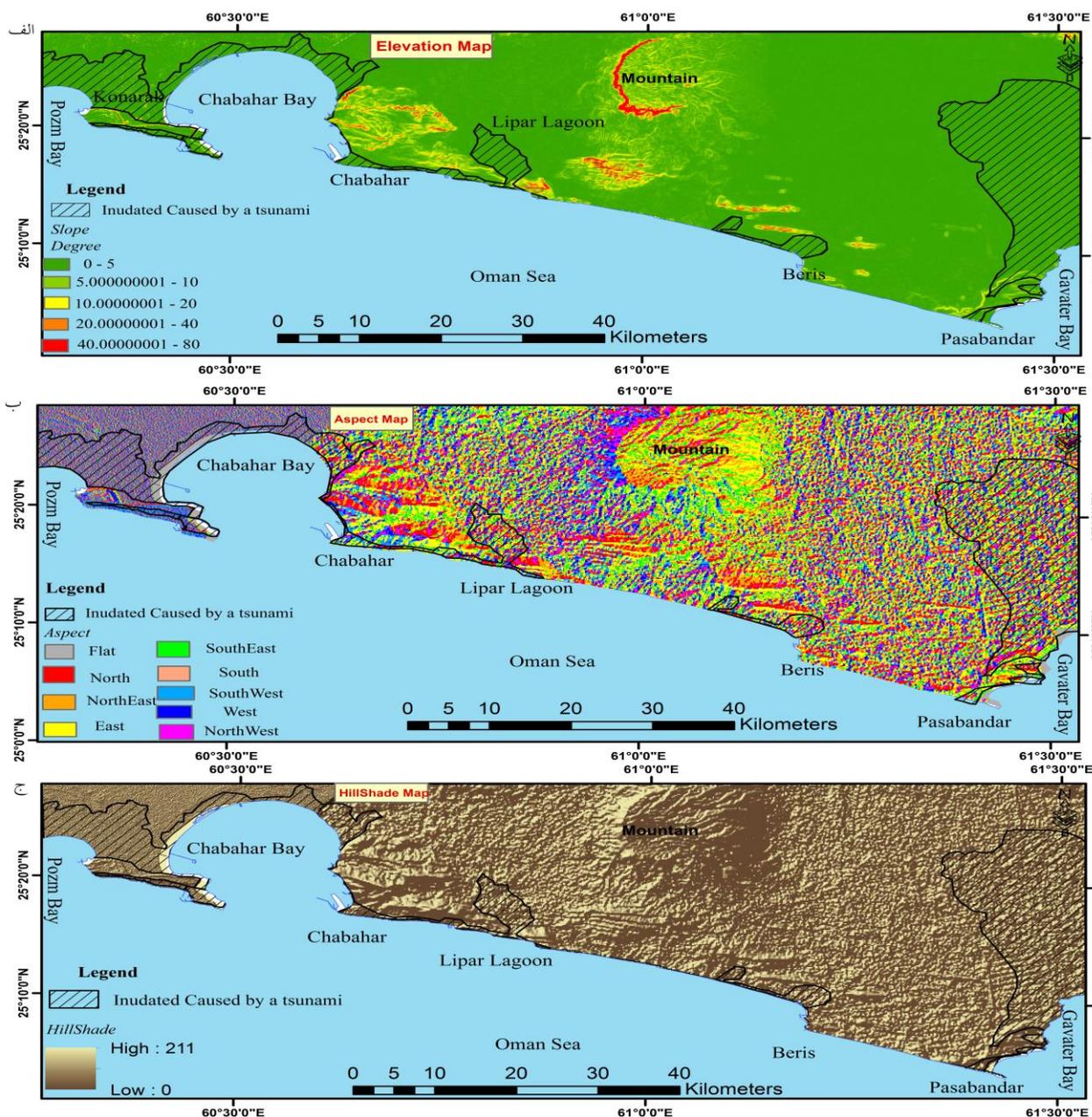
سونامی‌های ضعیف و متوسط و خود پهنه تالاب نیز تحت سونامی‌های قوی دچار آب‌گرفتگی می‌شود (شکل ۹-ه). در نهایت در شرقی‌ترین سواحل کشور و در مجاورت مرز پاکستان، خلیج گواتر بر روی لندفرم‌های ژئومورفولوژی خور، پهنه گلی و دشت ساحلی واقع شده است. در خور گواتر پوشش گیاهی به صورت جنگل‌های حرا با تراکم قابل توجهی وجود دارد و ارتفاع از سطح دریا در این محدوده عمدتاً ۱۰-۵ متر می‌باشد که در سمت ایران سیلاب رودخانه باهوکلالت



شکل ۹. الف) همپوشانی و مقایسه نقشه‌های طبقه‌بندی شده ارتفاع و آب‌گرفتگی ناشی از سونامی در محدوده مورد مطالعه، ب) دشت ساحلی حدفاصل غرب چابهار تا شرق خلیج پزم، ج) تلماسه‌های رأس خلیج چابهار، د) تراس‌های دریایی جنوب شهر چابهار، ه) دهانه خروجی تالاب لیپار به سمت دریای عمان، و) تصویر ماهواره‌ای لندفرم‌های ژئومورفولوژی در محدوده خلیج گواتر

پیچیده بوده ولی در حالت کلی در غرب خلیج چابهار، جهت شیب به تبعیت از ارتفاع به سمت غرب و در شرق خلیج چابهار جهت شیب در ارتفاعات به سمت شرق و در نواحی کم ارتفاع به سمت دریای عمان می‌باشد و نقشه‌های سایه‌روشن نیز با نقشه طبقه‌بندی ارتفاع مطابقت دارد. بنابراین بر اساس آن‌ها می‌توان گفت مهم‌ترین عامل در آبرگیری سونامی در منطقه ارتفاع لندفرم‌های ژئومورفولوژی می‌باشد.

علاوه بر نقش ارتفاع لندفرم‌های ژئومورفولوژی منطقه در آب‌گرفتگی ناشی از سونامی، همپوشانی نقشه‌های شیب (شکل ۱۰-الف)، جهت شیب (شکل ۱۰-ب) و سایه‌روشن ناهمواری‌ها (شکل ۱۰-ج) با سیلاب ناشی از سونامی نشان می‌دهد که تمامی مساحت آب‌گرفتگی سونامی در مقدار شیب پایین‌تر از ۵ درجه اتفاق می‌افتد. نقشه جهت شیب به دلیل زمین‌ساخت منطقه مکران و گستردگی محدوده مورد مطالعه



شکل ۱۰. الف) همپوشانی نقشه مقدار شیب و آب‌گرفتگی سونامی، ب) همپوشانی نقشه جهت شیب و آب‌گرفتگی سونامی، و ج) همپوشانی نقشه سایه‌روشن و برجستگی ناهمواری‌ها با آب‌گرفتگی سونامی در منطقه مورد مطالعه

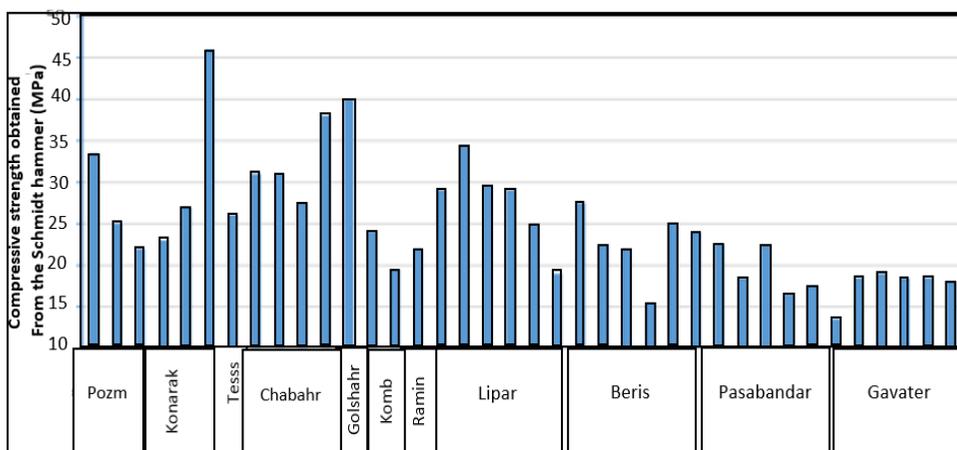
امواج را ایجاد خواهند کرد که این یافته‌ها با پژوهش حمزه و همکاران (۱۳۹۱) همخوانی دارد.

#### ۴-۴. تجزیه و تحلیل آزمایش‌های مکانیک سنگ نمونه‌ها

##### ۱-۴-۴. آزمایش صحرایی چکش اشمیت

در بازدیدهای میدانی، بر روی لایه‌های غیر هوازده و سالم ما سه سنگی و لوما شلی تراس‌های دریایی آزمایش صحرایی چکش اشمیت صورت پذیرفت. بدین منظور دست‌کم ۲۰ آزمایش مجزا بر روی هر نمونه سنگ بدون ایجاد هرگونه درز و ترک در سنگ انجام گرفت و سپس نیمی از داده‌ها که کمترین مقدار را داشته حذف شده و از بقیه داده‌ها میانگین گرفته شد (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰). همچنین به علت استفاده از چکش اشمیت نوع  $N$ ، عدد ریباند ( $R_N$ ) به دست آمده به عدد ریباند چکش اشمیت نوع  $L$ ، ( $R_L$ ) که برای ارزیابی سنگ‌ها مناسب است تبدیل گردید (Look, 2007) و در نهایت با استفاده از ریباند معادل، زاویه اعمال ضربه و مقدار وزن واحد حجم سنگ، مقاومت فشاری تک‌محوری معادل برحسب مگاپاسکال در ۸۲ موقعیت مورد آزمایش و بررسی قرار گرفت. همان‌طور که در شکل ۱۱ قابل مشاهده است مقاومت فشاری به دست آمده از چکش اشمیت در طول نوار ساحلی از غرب به شرق به دلیل فرسایش نمونه روند کاهشی دارد چراکه تراس‌های غربی مانند تراس چابهار فرسایش کمتری را متحمل شده‌اند و تقریباً شکل یکپارچه‌ای دارند.

در مجموع می‌توان گفت خورها در تراز ارتفاعی دریا قرار گرفته‌اند به همین علت مهم‌ترین مبدأ ورود امواج سونامی به ساحل خواهند بود. مورفولوژی تقریباً کشیده و پوشش گیاهی بسیار ضعیف و در حال نابودی این خورها نمی‌تواند سبب استهلاک قابل توجه انرژی سونامی‌های بزرگ باشد. پهنه‌های گلی نیز به علت تراز بسیار پایین خود، پس از خورها مورد هجوم امواج سونامی قرار خواهند گرفت. در نهایت دشت‌های ساحلی به علت مورفولوژی هموار و تراز ارتفاعی پایین کمترین استهلاک انرژی امواج را خواهند داشت و سیلاب ناشی از سونامی تا کیلومترها درون آن‌ها نفوذ خواهد کرد. تپه‌های ماسه‌ای بزرگ در مجاورت خط ساحلی، طبق مشاهدات جهانی اومیتسو و همکاران (Umitsu et al., 2007) می‌تواند باعث استهلاک و انحراف امواج سونامی گردد. اما در تپه‌های ماسه‌ای کوچک‌تر، خصوصاً مناطق خارج از خلیج‌ها که سرعت و ارتفاع امواج بیشتر است، ر سوبات حاصل از حمل آن‌ها توسط موج سونامی، برای جاده نوار ساحلی مشکل‌ساز خواهد بود. بدلندهای کوهستانی و تپه‌های ماهوری در برابر نفوذ امواج سونامی ایمن خواهند بود. تنها در برخی نقاط تپه‌های ماهوری که در نزدیکی مدخل مسیل‌ها قرار دارند، احتمال نفوذ امواج داشته که در آنجا نیز به علت مورفولوژی ناهموار و دهانه کوچک مسیل‌ها، انرژی زیادی از امواج مستهلک شده و پیشروی چشمگیری ندارد. در نهایت عوارض کوهستانی و تراس‌های دریایی مرتفع می‌توانند سدی مانع نفوذ جریان سونامی شوند و بیشترین استهلاک

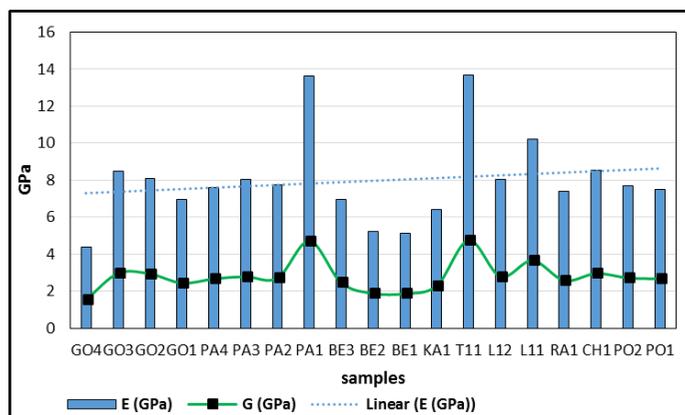


شکل ۱۱. روند تغییرات مقاومت فشاری چکش اشمیت در طول نوار ساحلی

ساحلی تقریباً برابر ۸ گیگاپاسکال می‌باشد در انتها در شمال تراس دریایی گواتر به شدت کاهش پیدا می‌کند. همچنین در نمونه‌های تی‌۱۱ (T<sub>11</sub>) و پسابندر (PA<sub>1</sub>) بالاترین مقدار مدول الاستیسته و مدول برشی و در نمونه‌های گواتر و بریس کمترین مقادیر مدول الاستیسته و مدول برشی به دست آمد.

### ۲-۴-۴. آزمایش سرعت موج

جهت برآورد مدول یانگ (E)، مدول برشی (G) و ضریب پواسون (ν) نمونه‌ها، سرعت موج طولی (P) و عرضی (S) در حالت‌های خشک و اشباع اندازه‌گیری گردید. همان‌طور که در شکل ۱۲ قابل مشاهده است مدول الاستیسته در طول نوار ساحلی تقریباً روند یکنواختی دارد و میانگین آن در طول نوار

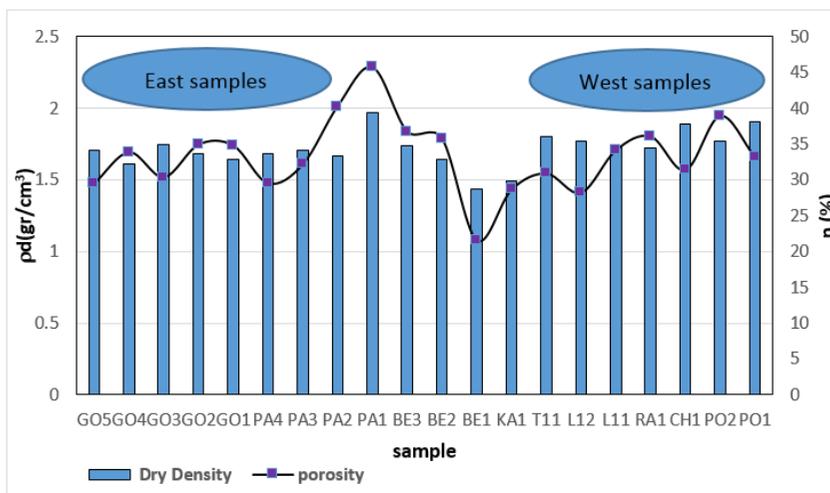


شکل ۱۲. روند تغییرات مدول یانگ و مدول برشی در طول نوار ساحلی

(GO<sub>1-5</sub>)، پسابندر (PA<sub>1-4</sub>) و بریس (BE<sub>2-3</sub>) بیشتر است به نحوی که کمترین مقدار چگالی خشک و بیشترین مقادیر تخلخل به دست آمده مربوط به مناطق کچو و بریس می‌باشد (شکل ۱۳). از آنجاکه چگالی یکی از مهم‌ترین پارامترهای مرتبط با مقاومت در برابر سونامی می‌باشد بنابراین می‌توان انتظار داشت که مناطقی که چگالی بیشتری دارند، مقاومت بیشتری نیز در برابر امواج سونامی از خود نشان دهند.

### ۳-۴-۴. آزمایش‌های فیزیکی

با اندازه‌گیری تخلخل و چگالی نمونه‌ها مشخص گردید که نمونه‌های لوماشل دارای تخلخل بالا و چگالی پایین می‌باشند. میانگین چگالی خشک و تخلخل نمونه‌ها به ترتیب  $gr/cm^3$  و ۱/۷۲ و ۳۳/۳۵ درصد بود. همچنین با مقایسه کلی نمونه‌ها می‌توان دریافت در مناطق غربی محدوده مورد مطالعه همچون لیپار (L<sub>11-12</sub>)، رمین (RA<sub>1</sub>) و چابهار (CH<sub>1</sub>) و پزم (PO<sub>1-2</sub>)، مقادیر چگالی خشک نمونه‌ها از مناطق شرقی مانند گواتر



شکل ۱۳. تغییرات چگالی خشک و تخلخل نمونه‌ها

#### ۴-۴-۴. آزمایش مقاومت فشاری تک محوری

آزمایش مقاومت فشاری تک محوری یا نامحضور (UCS) مرسوم ترین آزمون آزمایشگاهی برای مطالعات مکانیکی سنگ می باشد. با توجه به شکل ۱۴ میانگین مقاومت فشاری تک محوری تمامی نمونه ها برابر  $3/83$  مگاپاسکال می باشد که این مقدار در طول روند ساحلی تغییرات یکسانی ندارد به نحوی که از خلیج پزم به سمت لیبار و تیس مقاومت فشاری افزایش می یابد و در بریس و کچو به حداقل مقادیر خود می رسد و پس از آن از پسابندر به سمت خلیج گواتر کاهش می یابد.

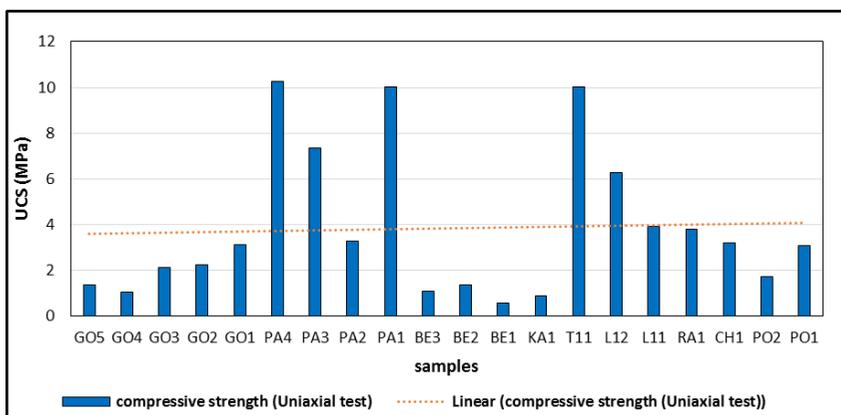
#### ۴-۴-۵. آزمایش بار نقطه ای نمونه ها

به منظور تعیین سریع شاخصی برای نشان دادن مقاومت سنگ، آزمایش بار نقطه ای انجام پذیرفت که همان طور که در شکل ۱۵ روند نتایج شاخص مقاومت بار نقطه ای تصحیح شده

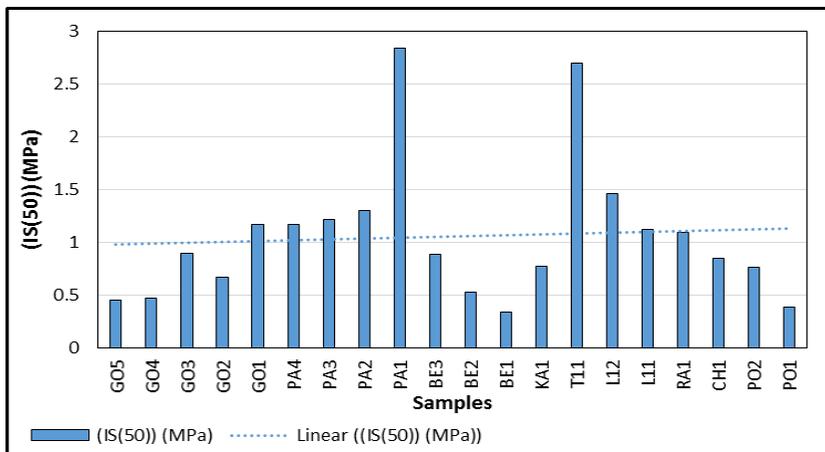
(IS(50)) (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰)، در طول نوار ساحلی کاملاً مشابه با مقاومت فشاری تک محوری می باشد. چراکه معمولاً بین نتایج مقاومت فشاری تک محوری و شاخص مقاومت بار نقطه ای تصحیح شده یک رابطه خطی ((50)  $UCS = 24 \times Is$ ) وجود دارد که برای سنگ های ضعیف دقت بسیار کمی دارد (Goodman, 1991). بنابراین نمی توان از آن استفاده کرد. در نتیجه با ترسیم نتایج آزمایش مقاومت فشاری تک محوری و شاخص بار نقطه ای تصحیح شده رابطه شماره ۱ به دست آمد که همان طور که در شکل ۱۶ قابل مشاهده است مقادیر مقاومت فشاری تک محوری معادل محاسبه شده با نتایج آزمایش فشاری تک محوری نمونه ها تقریباً مطابق بوده و همخوانی خوبی دارا می باشند.

$$UCS = 3.9341 \times Is_{(50)} - 0.3244 \quad R^2 = 0.6752 \quad (1)$$

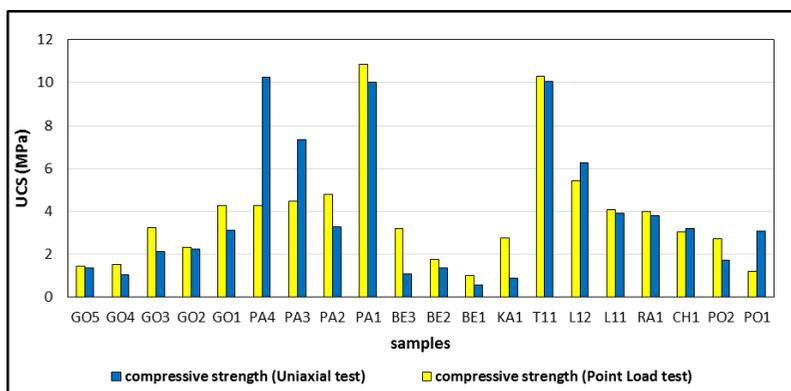
که در این رابطه، UCS مقاومت فشاری تک محوری معادل و Is(50) شاخص مقاومت بار نقطه ای تصحیح شده است.



شکل ۱۴. روند تغییرات مقاومت فشاری تک محوری نمونه ها در طول نوار ساحلی



شکل ۱۵. روند شاخص مقاومت بار نقطه ای در طول نوار ساحلی

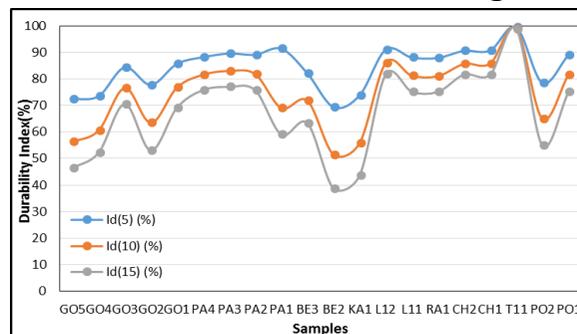


شکل ۱۶. مقایسه روند تغییرات مقاومت فشاری تحت آزمایش تک‌محوری و بار نقطه‌ای نمونه‌ها

مقاومتی سنگ بکر دارد. چنانچه در مجموع از خلیج پزم به سمت لیبار و تیس مقاومت افزایش یافته و در بریس و کچو به حداقل مقادیر خود می‌رسد و پس از آن مجدداً از پسابندر به سمت خلیج گواتر کاهش می‌یابد. از آنجا که مناطق با شاخص‌های مقاومت و چگالی بالا برای جدایش و حمل نیاز به حداقل ارتفاع موج بیشتری دارند. بنابراین عوارض سنگی رو ستای گواتر در برابر سواحل سنگی تراس دریایی چابهار، در برابر امواج سونامی ضعیف‌تر عمل خواهند کرد. با این حال نمی‌توان نتایج مقاومت و تاب‌آوری خط ساحلی را تنها معطوف به نتایج آزمایشگاهی سنگ بکر کرد. زیرا ناپیوستگی‌ها (اعم از تعداد، جهت‌گیری، فاصله‌داری و مقاومت برشی آن‌ها) (Hoek, 1983; Palmström, 1996) و محتوای آب و شرایط اشباع (Vásárhelyi and Davarpanah, 2018) بیشترین سهم را در مقاومت توده سنگ دارند. حال آنکه صرف‌نظر از آزمایش چکش اشمیت، آزمایش‌های ارزیابی تاب‌آوری و مقاومت سنگ همچون مقاومت فشاری تک‌محوری و بار نقطه‌ای، به دلیل انجام بر روی سنگ بکر در محیط آزمایشگاه، نهایت ۲۵ درصد مقاومت کل توده سنگ را نشان می‌دهند ( Krauland et al., 1989). همچنین در منطقه مکران، بالا آمدگی فعال ( active uplift) همراه با فرسایش کارآمد و انتقال شدید رسوبات، منجر به ایجاد تراس‌های دریایی، با سنگ‌بستر مارنی (با وسعت بیشتر) و ماسه‌سنگی منحصربه‌فرد شده است (Gharibreza et al., 2016; Shah-Hosseini et al., 2018; Normand et al., 2019, Normand et al., 2019b). این مسئله

#### ۴-۶-۴. آزمایش دوام

برای تعیین دوام نمونه‌ها تحت تأثیر چرخه‌های تر و خشک شدن متوالی آزمایش دوام شکستگی بر روی آن‌ها صورت پذیرفت و با اندازه‌گیری شاخص دوام شکستگی آن‌ها تا ۱۵ چرخه، میزان پایداری نمونه‌ها در برابر هوازدگی طبیعی و خرد شدن مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که در شکل ۱۷ قابل مشاهده است بیشترین مقدار شاخص دوام مربوط به نمونه‌های تیس، لیبار و چابهار بوده و سپس با فاصله گرفتن از کچو و بریس به سمت پسابندر شاخص دوام افزایش و به سمت خلیج گواتر کاهش می‌یابد.



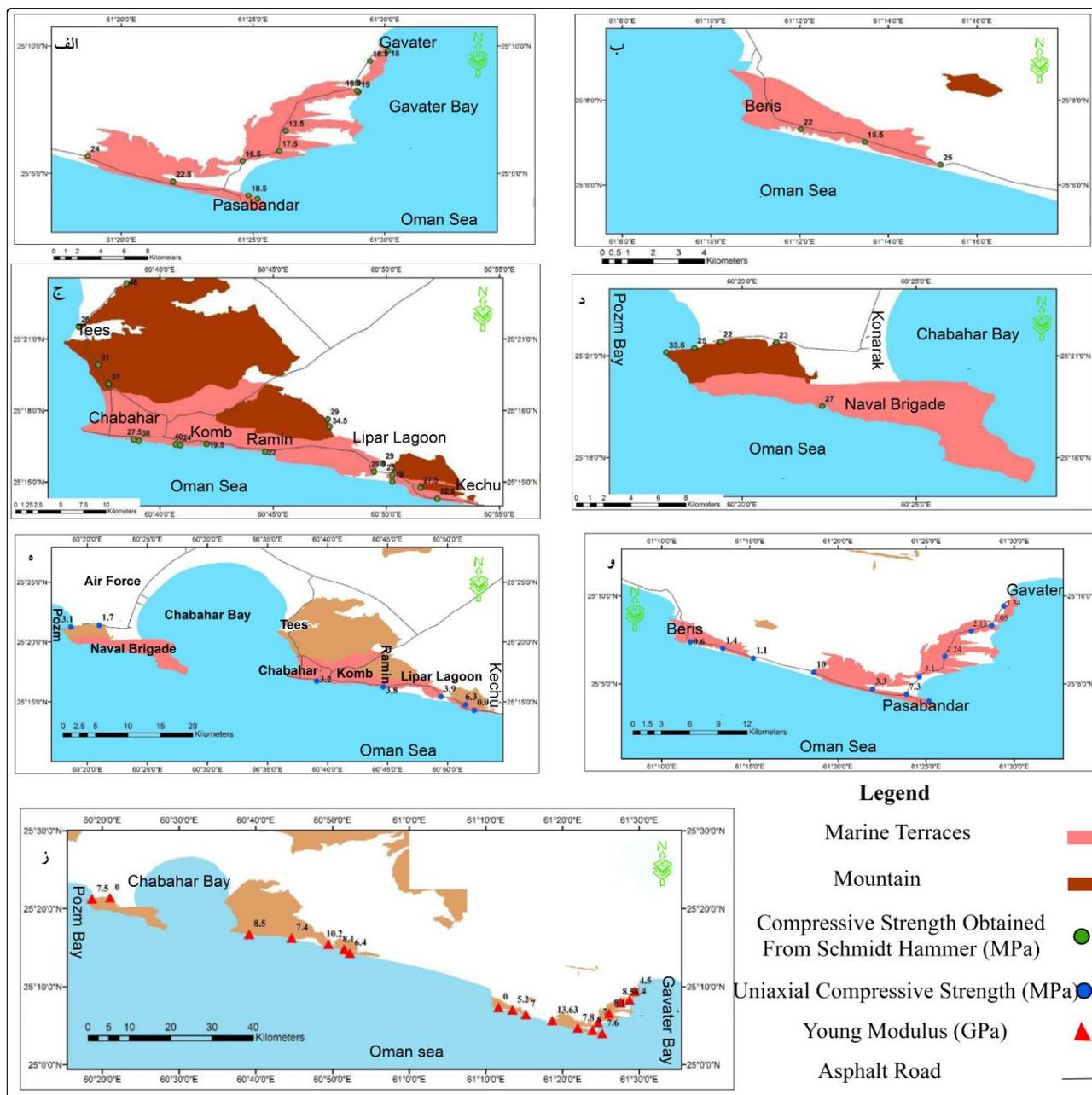
شکل ۱۷. تغییرات شاخص دوام نمونه‌ها تا ۱۵ چرخه در طول نوار ساحلی

#### ۴-۶-۳ جمع‌بندی پایداری عوارض سنگی در برابر سونامی

جهت ارزیابی و مقایسه پایداری عوارض سنگی بر اساس نتایج آزمایش‌های مکانیک سنگ، نتایج به دست آمده بر روی نقشه تراس‌های دریایی و سواحل حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم پیاده‌سازی گردید (شکل ۱۸). نتایج حاکی از آن است که پایداری عوارض سنگی ارتباط مستقیمی با ویژگی‌های

منجر به ناماندگاری (به لحاظ قدمت)، تراس‌های روی سنگ‌بستر ماری نسبت به تراس‌های روی سنگ‌بستر ماسه‌سنگی گردد (Normand et al., 2019).

از آنجا حائز اهمیت است که سقوط سنگ در اثر فرسایش شدید، ایجاد ناپایداری صفحه‌ای در جهت شیب، تمرکز تنش و فشار بیش از حد آب در سنگ‌بستر ماری (Duperret et al., 2002; Cooper et al., 2011; Azarafza et al., 2022) می‌تواند



شکل ۱۸. ویژگی‌های مکانیک سنگ نمونه‌ها در امتداد نوار ساحلی، الف) مقادیر مقاومت فشاری به دست آمده از چکش اشمیت در خلیج گواتر، ب) مقادیر مقاومت فشاری به دست آمده از چکش اشمیت در بریس، ج) مقادیر مقاومت فشاری به دست آمده از چکش اشمیت در خلیج چابهار، د) مقادیر مقاومت فشاری تک‌محوری (حدفاصل کچو تا پزم)، و) مقادیر مقاومت فشاری تک‌محوری (حدفاصل گواتر تا بریس) و ز) مقادیر مدول یانگ نمونه‌ها در محدوده مورد مطالعه

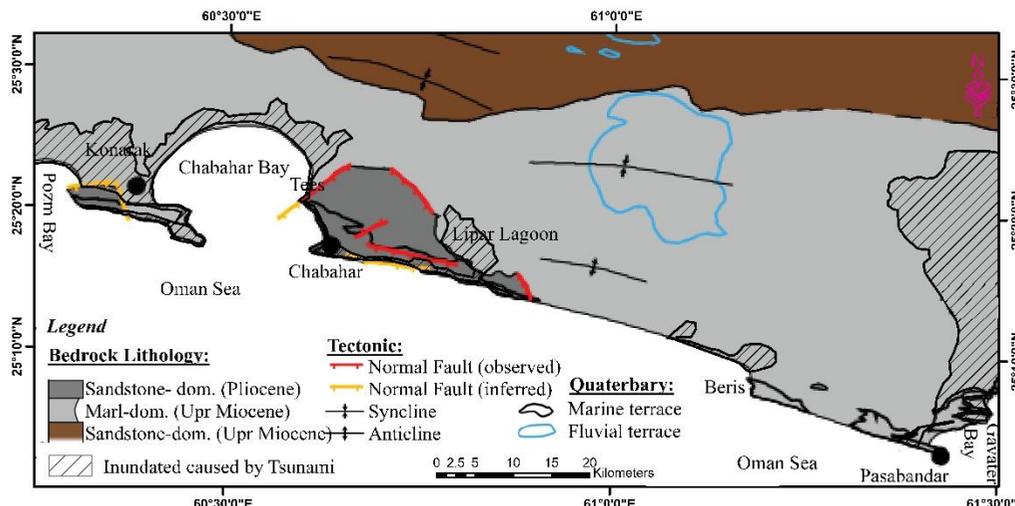
توپوگرافی خط ساحلی مکران، بازتاب مستقیمی از توزیع سنگ‌بستر است که خود به شدت تحت تأثیر گسل‌هایی می‌باشد که عمدتاً به موازات ساحل امتداد یافته و به سمت جنوب (یا کمتر به سمت شمال) شیب دارند. این گسل‌ها دارای پرتگاه‌هایی از کمتر از یک متر تا بیش از پنجاه متر بوده و برای توسعه و حفظ تراس‌های دریایی در منطقه مهم بسیار هستند، زیرا توانسته‌اند در مجاورت چابهار به صورت محلی سنگ‌بستر مارن‌های میوسن بالایی که به راحتی فرسایش پذیر هستند را در مقابل سنگ‌بستر ماسه سنگ‌های پلیوسن نسبتاً مقاوم قرار دهند و بنابراین منجر به وارونگی توپوگرافی (Topographic Inversion) یعنی قرارگیری بلوک مقاوم (ماسه‌سنگ) در بالای خط ساحلی در چابهار شوند (Normand et al., 2019). بنابراین عملکرد زمین ساختی در این منطقه باعث به وجود آمدن یک ساختار پایداری نسبت به مارن در برابر امواج سونامی شده است.

در مجموع این یافته‌ها نشان می‌دهد که انرژی امواج سونامی به طور قابل توجهی تحت تأثیر ژئومورفولوژی، توپوگرافی ساحلی و عناصر ساختاری (تکتونیک) و زمین‌شناسی در منطقه مکران قرار دارد. چنانچه تکتونیک این منطقه، باعث افت نسبی سطح دریا و کنار هم قرار گرفتن واحدهای با فرسایش پذیری متفاوت در همان سطح ساختاری توسط عملکرد گسل شده و همچنین به دلیل وجود سنگ‌بستر مارنی و ماسه سنگی، فرسایش تفاضلی (Differential Erosion) بین سنگ سخت و نرم ماسه سنگ و مارن اتفاق افتاده و دماغه‌های ساحلی جدا را به وجود آورده است. در واقع می‌توان گفت هر کدام لندفرم‌های ژئومورفیک ساحلی به طور متفاوتی به خطر سونامی واکنش نشان می‌دهند و در این خصوص مطالعه توانایی لندفرم‌های ساحلی مختلف در واکنش به امواج سونامی به منظور بررسی آسیب پذیری ساحل بسیار مهم و ضروری است. چرا که بسیاری از تأسیسات زیرساختی مانند بنادر، نیروگاه‌های حرارتی و هسته‌ای، پالایشگاه‌ها و غیره در سواحل قرار می‌گیرند. بنابراین در نهایت ضمن توسعه پژوهش‌های راماسامی و همکاران (Ramasamy et al., 2006)

بنابراین نمی‌توان مقاومت و پایداری نمونه‌های سنگی را بدون توجه به شرایط زمین‌شناسی پیچیده منطقه، تنها مرتبط با مقاومت سنگ بکر دانست و ضروری است جمع موارد اشاره شده جهت ارزیابی دقیق تاب‌آوری خط ساحلی در برابر امواج سونامی مورد بررسی قرار گیرد. بدین منظور نقشه آب‌گرفتگی ناشی از سونامی بر روی نقشه ارائه شده سنگ‌بستر مارنی و ماسه سنگی پهنه مکران (Normand et al., 2019) مطابق شکل ۱۹ پیاده‌سازی گردید. نتایج حاکی از آن بود عمده مساحت پهنه آب‌گرفتگی ناشی از سونامی در محدوده با سنگ‌بستر مارنی اتفاق می‌افتد، در این مناطق فرسایش سطحی نقش اصلی را در تخریب سمت رو به خشکی تراس‌ها ایفا می‌کند. تا زمانی که رسوبات تراس حفظ شوند، فرسایش سطح آن دشوار است. با این حال، به محض اینکه مارن زیرین توسط یک شکاف در رسوب (مثلاً یک خندق) نمایان شود، تخریب سطح تسریع می‌شود و سنگ‌بستر به سرعت تالندفرم دشت ساحلی فرسایش می‌یابد. اگرچه انتظار می‌رود بقایای ریزش شده رسوبات تراس سنگ‌بستر مارنی، به دلیل ضخامت آن (یعنی حجم بلوک‌های ریزشی) یک مقاومت نسبی در برابر جریان سونامی به وجود آورند ولی شدت ناپایداری آن‌ها خیلی بیشتر است. در این خصوص می‌توان با در نظرگیری واقع شدن تراس دریایی در دو منطقه بریس و پسابندر بر روی سنگ‌بستر مارنی اظهار نظر کرد که در منطقه بریس احتمال پدیده سقوط سنگ در اثر فرسایش شدید مارن، ناشی از امواج سونامی وجود دارد در حالی که تراس‌های سواحل پسابندر، به علت دارا بودن شرایط مقاومتی مساعدتر، دارای خطر نسبی کمتری می‌باشد. بعلاوه در مناطق با سنگ‌بستر ماسه سنگی (همچون چابهار) علی‌رغم اینکه به صورت محلی دارای گسل می‌باشند، به دلیلی پایداری ماسه سنگ شدت آب‌گرفتگی کم است (شکل ۱۹). بنابراین می‌توان گفت تاب‌آوری تراس‌های دریایی در برابر امواج سونامی در پهنه مکران وابسته به تفاوت مورفولوژیکی ناشی از تضاد در فرسایش پذیری سنگ‌بستر به ترتیب ماسه سنگ مقاوم در مقابل مارن نرم می‌باشد. در واقع ژئومورفولوژی و

حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم، بسته به نقشی که در شدت خطرات سونامی ایفا می‌کنند ارائه گردید.

و شوکلا و همکاران (Shukla et al., 2010) با در نظر گرفتن عوامل زمین‌شناسی در کنار عملکرد ژئومورفولوژی آن‌ها، مطابق جدول ۳ عملکرد و تاب‌آوری موقعیت‌های ساحلی



شکل ۱۹. پیاده‌سازی نقشه آب‌گرفتگی ناشی از سونامی بر روی نقشه ارائه‌شده توسط نورمند و همکاران (Normand et al. 2019) با

موضوع سنگ‌شناسی بستر (مارن یا ماسه‌سنگ) پهنه مکران (حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم)

جدول ۳. خلاصه‌ای از نحوه واکنش سونامی نسبت به ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی ساحلی در امتداد ساحل مکران (حدفاصل خلیج‌های گواتر تا پزم)

Position	Major geomorphic features	Major geology features	Response to tsunami	Risk category
The western shore of Chabahar Bay and the eastern Pozm Bay.	Dunes, coastal plains, and the Pozm-Tiab lagoon are located at a height of less than 5 meters above sea level, with a slope of under 5 degrees.	The average characteristics of engineering geology in this area are as follows: density is 1.84 g/cm <sup>3</sup> , porosity is 31.7%, uniaxial compressive strength is 2.39 MPa, and the durability index after 15 cycles is 65%. Additionally, the bedrock of this region consists of marl.	Tsunamis inundate this region, which consists of low-lying lagoons and dunes under 5 meters in elevation, causing extensive inland damage. However, the sandy beaches partially absorb the tsunami's energy, providing some degree of impact mitigation.	High
South of Konark	Marine terrace with a maximum height of 50 meters.	1. The average compressive strength measured using the Schmidt hammer test is 30 MPa . 2. In the western part of this region, the bedrock consists of sandstone due to the activity of normal faults, while in the eastern part, the bedrock is composed of marl.	In this region, elevated marine terraces underlain by sandstone bedrock provide natural protection against tsunami waves due to favorable geological conditions in the western sector. However, the presence of a military base necessitates the implementation of additional protective measures to further mitigate tsunami risks.	Medium
Limit between the north of Chabahar Bay and the north of Tees village.	Dunes and mudflats at 10-50 meters above sea level with a slope of less than 5 degrees/ mangrove forests.	The bed rock of this region is composed of marl.	Coastal dunes serve as natural absorbers and barriers during tsunamis, whereas the extensive mudflats in the area amplify tsunami impacts due to their numerous tidal channels and flat terrain. Additionally, the presence of marl bedrock contributes to shoreline instability by exacerbating erosion caused by tsunami waves.	Medium

Tees	Mountain	The average characteristics of engineering geology in this area are as follows: density of 1.8 g/cm <sup>3</sup> , porosity of 32.19%, uniaxial compressive strength of 10.04 MPa, and a durability index of 98.75% after 15 cycles. Additionally, the bedrock in this region is composed of marl.	Due to the mountainous terrain and the presence of a rocky coastline with high resistance and durability, the area effectively withstands tsunami waves.	Low
Chabahar	Marine terraces that rise between 10 and 50 meters above sea level, with slopes of less than 5 degrees.	The average engineering geological characteristics of this area include a density of 1.89 g/cm <sup>3</sup> , a porosity of 30.04%, a uniaxial compressive strength of 3.2 MPa, and a durability index of 81.59% after 15 cycles. The bedrock in this region is primarily composed of sandstone.	This region is protected by elevated marine terraces with favorable geological characteristics and sandstone bedrock, which serve as natural barriers against tsunami waves. However, due to urban development in the area, adherence to local building codes is essential to mitigate tsunami-related risks.	Medium
Lipar	A lagoon with a height of 5 to 10 meters above sea level and a slope of less than 5 degrees.	The average characteristics of engineering geology in this area are as follows: density is 1.75 g/cm <sup>3</sup> , porosity is 32.18%, uniaxial compressive strength is 5.09 MPa, and the durability index after 15 cycles is 78.43%. The bedrock of this region is primarily composed of marl.	This landform cannot reduce tsunami wave intensity but can absorb energy from them due to its large expanse, which is slightly above the current mean sea level.	Medium
Beris	Marine terraces rise to heights of 10-50 meters above sea level, with slopes of less than 5 degrees.	The average characteristics of engineering geology in this area include a density of 1.61 g/cm <sup>3</sup> , a porosity of 39.42%, a uniaxial compressive strength of 1 MPa, and a durability index of 50.98% after 15 cycles. The bedrock of this region is primarily composed of marl.	While the elevated marine terraces in this region provide some protection against tsunamis, the intensification of these events can still cause significant shoreline damage due to weak geological formations and soft marl bedrock	Medium
Psabandar	Marine terraces that rise 10 to 50 meters above sea level and have a slope of less than 5 degrees.	The average characteristics of engineering geology in this area include a density of 1.76 g/cm <sup>3</sup> , a porosity of 27.36%, a uniaxial compressive strength of 7.71 MPa, and a durability index of 71.85% after 15 cycles. The bedrock in this region is primarily composed of marl.	In this area, elevated marine terraces with favorable geological characteristics serve as natural barriers against tsunami waves.	Medium
Gavater Bay	Estuary, mudflats, and coastal plains with a height of 5-10 m above sea level and a dip of less than 5 degrees / Bahuklat River	The average characteristics of engineering geology in this area include a density of 1.68 g/cm <sup>3</sup> , porosity of 34.75%, a uniaxial compressive strength of 1.97 MPa, and a durability index of 58.25% after 15 cycles. Additionally, the bedrock in this region is primarily composed of marl	The Bahuklat River in Gavater Bay acts as a conduit for tsunamis, allowing the waters to surge inland and cause significant flooding. This situation is likely to result in widespread destruction, particularly because the region's geology offers low structural resistance and limited resilience. Additionally, the extensive mudflats in the area amplify the impact of tsunamis due to the numerous tidal channels and the extremely flat terrain.	High

### ۵. نتیجه‌گیری

اقیانوس‌شناسی به‌طور دقیق و همه‌جانبه مورد بررسی قرار گیرد تا شناخت بهتری حاصل گردد و منجر به تصمیم‌گیری صحیح در زمینه مقابله و کاهش خطر گردد. در نوار ساحلی جنوب شرق ایران به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه

سونامی به‌طور عمده رخدادی لرزه‌ای است که قابل پیش‌بینی نیست و لازم است به‌صورت چند رشته‌ای شامل علوم مختلف ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی، مدیریت بحران، عمران و

فرورانش مکران امکان خطر زلزله و سونامی وجود دارد. یکی از تعیین‌کننده‌ترین عوامل استهلاک جریان سونامی، مورفولوژی و عمق دریا می‌باشد به این ترتیب که هرچه عمق کمتر باشد سرعت امواج سونامی و به تبع آن انرژی امواج سونامی کاهش خواهد یافت. که در میان خلیج‌های منطقه به خصوص خلیج چابهار به علت وسعت نسبتاً زیادتر و عمق متوسط نسبی کمتر، نقش قابل توجهی در استهلاک سرعت و انرژی سونامی در مناطق مجاور خلیج خواهد داشت. با بررسی و مطالعه چگونگی توزیع لندفرم‌های نوار ساحل حدفاصل خلیج گواتر تا پزم و پیاده‌سازی آن‌ها بر روی نقشه‌های سیلاب سونامی پایه‌هایی را برای برنامه‌ریزان کاربری زمین در جوامع فراهم کرد تا با مکان‌یابی تأسیسات حیاتی خارج از دشت سیلابی، خطر سونامی را کاهش دهند. نتایج بررسی لندفرم‌های نوار ساحلی در برابر امواج سونامی حاکی از آن است که خورها، پهنه‌های گلی و دشت‌های ساحلی آسیب‌پذیرترین لندفرم‌ها می‌باشند و شهرها و روستاهای واقع شده در این دشت‌ها همانند کنارک، پزم، تیاب، پزم مچان، لپار و کلانی به شدت تحت خطر آب‌گرفتگی ناشی از سونامی قرار دارند. لندفرم‌های تراس دریایی مرتفع و کوهستان به عنوان مهم‌ترین موانع در برابر نفوذ جریان سونامی به دشت‌های سیلابی عمل خواهند کرد. علاوه بر ژئومورفولوژی، نتایج این پژوهش نشان داد که که تاب‌آوری زمین‌شناسی خط ساحلی و عناصر ساختاری (تکتونیک) آن به طور قابل توجهی انرژی امواج سونامی را تحت تأثیر قرار می‌دهند به نحوی که عمده مساحت پهنه آب‌گرفتگی ناشی از سونامی در محدوده با سنگ‌بستر مارنی اتفاق می‌افتد، در این مناطق فرسایش سطحی نقش اصلی را در تخریب سمت رو به خشکی تراس‌ها ایفا می‌کند. همچنین با انجام آزمایش‌های مکانیک سنگ پایداری عوارض سنگی در برابر نیروی موج مشخص گردید تراس‌های دریایی چابهار و پسابندر شرایط مقاومتی و فیزیکی بهتری نسبت به تراس‌های دریایی بریس دارند و در نتیجه عملکرد و پایداری بیشتری در برابر امواج سونامی خواهند داشت. در نهایت با توجه به اینکه راهی برای

متوقف کردن سونامی وجود ندارد اما این بدان معنا نیست که نمی‌توان جان افراد را نجات داد و در صورت به وجود آمدن سونامی نتوان از تلفات جلوگیری کرد. بنابراین جهت کاهش خطرات جانی و مالی سونامی و مدیریت مخاطرات آن در منطقه راهکارهای زیر پیشنهاد می‌گردد: ۱- استفاده و رعایت راهکارهای عمران و معماری در جهت آسیب کمتر به ساختمان‌ها همچون، نصب پایه‌ها و ستون‌های قوی در مناطق غرب خلیج چابهار و کنارک، ۲- محاسبه نیروهای استاتیک و دینامیک آب برای احداث دیوارهای باربر و غیر باربر در مناطق نظامی حساس همچون پایگاه دهم شکاری و تیپ نیروی دریایی کنارک و پایگاه دریایی پسابندر، ۳- استفاده از روش‌های عبور آب از زیر ساختمان‌ها در مناطق نزدیک خط ساحلی همچون شمال کنارک به دلیل دارا بودن ارتفاع نزدیک به دریا، ۴- استفاده از جنگل‌ها، گودال‌ها، کانال‌ها، شیب شکن، موج‌شکن، و دیوارهای دفاع ساحلی جهت کاهش انرژی موج سونامی به خصوص در نواحی با مقاومت پایین همچون سواحل گواتر و بریس، و مناطق نظامی حساس، ۵- احداث سازه‌های مرتفع مناسب به عنوان پایگاه امن در مناطق مستعد سونامی همچون خلیج گواتر و غرب خلیج چابهار تا شرق خلیج پزم تا در صورت وقوع سونامی ساکنان بتوانند به آن‌ها دسترسی فوری داشته باشند. ۶- جلوگیری از ساخت‌وساز غیرمجاز در نواحی با مقاومت و تاب‌آوری پایین زمین‌شناسی همچون در محدوده مناطق روستایی و شهری بریس و گواتر و شمال کنارک که در سناریوهای مختلف دچار آب‌گرفتگی سونامی می‌شوند. ۷- تمرکز کلیه ادارات مهم دولتی از جمله فرمانداری‌ها، شهرداری‌ها و نیروی انتظامی در بخش مرکزی شهرهای نوار ساحلی همچون چابهار و کنارک تا در صورت وقوع سونامی امکان مدیریت بحران از این مراکز فراهم باشد. ۸- آموزش مردم نوار ساحلی مکران برای درک خطرهای سونامی جهت آمادگی جوامع ساحلی بومی برای دوری جستن از خطر سونامی، ۹- بسط و گسترش موضوع پژوهش به کل ساحل دریای عمان و خلیج فارس جهت تهیه نقشه جامع، راهبردی و بین‌رشته‌ای، پهنه‌بندی مخاطرات

سونامی، ۱۰- ارائه یک معیار طبقه‌بندی ژئومورفولوژی و مکانیک سنگ دقیق و استاندارد جهت ارزیابی تاب‌آوری خط ساحلی در برابر سونامی مکران، ۱۱- توسعه سیستم‌های هشدار و طراحی سیستم‌های دیده‌بانی بلند چندمنظوره، ۱۲- راه‌اندازی سامانه هشدار سونامی مکران جهت تشخیص

هرگونه فعالیت لرزه‌ای معمولی در زیر آب تا بتواند به‌صورت خودکار و با سرعت زیاد در مورد اینکه امکان بروز زلزله و سونامی وجود دارد یا خیر را در عرض ۲۰-۱۵ دقیقه از رخداد زمین‌لرزه (قبل از رسیدن سونامی به ساحل مکران) اطلاع‌رسانی کند.

## منابع

- اقتصادی، ش.، شوکتی آقمانی، م.، ۱۳۹۴. مدل سازی بی‌هنجاری‌های گرانی بوگه و هشدار سونامی ناشی از ساختار فرورانشی مکران (مطالعه موردی: منطقه بريس)، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، صفحات ۱۰۵-۱۱۶.
- آقا نباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حق‌بین، م.، بیات، م.، رضایی، خ.، رفیعی، ب.، هاشمی قاسم‌آبادی، ع.، ۱۳۹۵. بررسی شواهد رسوب‌شناسی و رویداد سونامی در کرانه‌های مکران، بلوچستان، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۴، شماره ۷، صفحات ۱۰۰-۸۲.
- حمزه، م.، اوکال، ا.، قاسم‌زاده، ج.، بسکله، غ.، ۱۳۹۱. بررسی اثرات سونامی سال ۱۹۴۵ پاکستان بر روی سواحل ایرانی مکران، اولین همایش ملی توسعه سواحل مکران و اقتدار دریایی جمهوری اسلامی ایران.
- حیدرزاده، م.، دولت‌شاهی پیروز، م.، حاجی‌زاده ذاکر، ن.، ۱۳۸۸. مطالعه الگوی انتشار امواج سونامی و برآورد زمان رسیدن آن به سواحل جنوبی ایران برای استفاده در سامانه هشدار سونامی، نشریه فنی و مهندسی مدرس، ویژه‌نامه مهندسی عمران، شماره ۳۶، صفحات ۱۱۱-۱۲۸.
- حیدرزاده، م.، دولت‌شاهی پیروز، م.، حاجی‌زاده ذاکر، ن.، ۱۳۸۹. مدل‌سازی عددی سونامی محتمل در سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند، بخش اول: مدل‌سازی تولید و انتشار امواج سونامی، نشریه مهندسی عمران و نقشه‌برداری، دوره ۴۴، شماره ۲، صفحات ۱۸۰-۱۶۵.
- حیدرزاده، م.، دولت‌شاهی پیروز، م.، حاجی‌زاده ذاکر، ن.، مختاری، م.، ۱۳۸۷. بررسی تاریخچه رخداد سونامی و ارزیابی پتانسیل سونامی خیزی منطقه فرورانش مکران در سواحل دریای عمان، نشریه علوم زمین، سال ۱۷، شماره ۶۸، صفحات ۱۶۹-۱۵۰.
- راست‌گفتار، ا.، اکبرپورجنت، م.، ر.، چگینی، و.، رستمی، م.، ۱۳۹۱. بررسی آب‌گرفتگی خلیج چابهار در اثر سونامی ناحیه فرورو مکران، دهمین همایش بین‌المللی سواحل، بنادر و سازه‌های دریایی، ۱۳ ص.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش چابهار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۷. نقشه زمین‌شناسی مهندسی و زیست‌محیطی چابهار و کنارک با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰.
- سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان سیستان و بلوچستان، ۱۴۰۱. سالنامه آماری استان سیستان و بلوچستان ۱۴۰۱، سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور، معاونت ریاست جمهوری ایران.
- عظیمی، ف.، ۱۳۸۴. احتمال وقوع سونامی در دریای عمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- عظیمی، ف.، ۱۳۸۷. سونامی در دریای عمان. نشریه زمین، شماره ۱، دوره ۳، صفحات ۴۶-۳۳.
- غریب رضا، م.، ۱۳۸۷ الف. سنگ‌شناسی منطقه ساحلی استان سیستان و بلوچستان، مطالعات مدیریت خط ساحلی، مطالعات یکپارچه مناطق ساحلی، اداره کل مهندسی سواحل سازمان بنادر و دریانوردی.
- غریب رضا، م.، ۱۳۸۷ ب. لندفرم‌های ساحلی استان سیستان و بلوچستان، مطالعات مدیریت خط ساحلی، مطالعات یکپارچه مناطق ساحلی، اداره کل مهندسی سواحل سازمان بنادر و دریانوردی.
- فهمی‌فر، ا.، سروش، ح.، ۱۳۸۰. آزمایش‌های مکانیک سنگ: مبانی نظری و استانداردها: آزمون‌های آزمایشگاهی (جلد ۱)، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، چاپ اول، ۷۴۰ ص.
- قنبرپور، ف.، نشانی، س.، ا.، ویس کرمی، م.، ۱۳۹۹. ارزیابی مشخصات سونامی زمین‌لغزشی احتمالی در دریاچه خزر، نشریه مهندسی عمران امیرکبیر، دوره ۵۲، شماره ۳، صفحات ۶۹۰-۶۷۳.

- مختاری، م.، ۱۳۸۹. مکران ناحیه مستعد سونامی در سواحل جنوب شرقی ایران، نشریه پژوهش‌های دانش زمین، سال اول، شماره ۲، صفحات ۳۹-۴۹.
- مدنی، ش.، خالقی، س.، ۱۳۹۴. برآورد خسارت کل اقتصادی ناشی از سونامی محتمل در خلیج چابهار (منطقه مکران)، محیط‌شناسی، دوره ۴۱، شماره ۳، صفحات ۵۱۱-۵۲۷.
- مقیم، ا.، صالحی پور میلانی، علیرضا، چاکری، م.، مقیمی، م.، ۱۳۹۳. استفاده از نرم‌افزار ComMit در پهنه‌بندی خطر سونامی در سواحل جاسک، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول، شماره پیاپی ۲، صفحات ۱-۱۳.
- هاشمی، م.، راهنماری، ج.، ۱۳۹۵. بررسی سیمسولوژیکی ساحل چابهار به منظور تعیین مناطق پرخطر در برابر سونامی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان.
- هاشمی، م.، نیکودل، م.، ر.، حافظی مقدس، ن.، ۱۳۸۸. کاربرد نقشه‌های زمین‌شناسی مهندسی در برنامه‌ریزی کاربری زمین، مطالعه موردی منطقه چابهار، نشریه علوم زمین، سال ۱۸، شماره ۷۲، صفحات ۱۱۰-۱۰۳.
- Akbarpour Jannat, M.R., 2021. Tsunami modeling in the Chabahar Bay-Iran from worst-case Makran seismic scenarios: new insights into spectral characterization, separation of the continental shelf, and topography effects. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(3): 208.
- Akbarpour Jannat, M., Rastgoftar, E., 2015. Numerical modeling of Tsunami waves associated with worst earthquake scenarios of the Makran subduction zone in the Jask port, Iran. *Journal of the Persian Gulf*, 6(22): 35-48.
- Arasteh, A.M., Lari, K., 2019. Methodological analysis for the tsunami warning system in the Makran Sea. *Research in Marine Sciences*, 4(2): 473-488.
- ASTM C170, 2016. Standard Test Method for Compressive Strength of Dimension Stone. American Society for Testing and Materials.
- Azarafza, M., Hajjalilue Bonab, M., Derakhshani, R., 2022. A deep learning method for the prediction of the index mechanical properties and strength parameters of marlstone. *Materials*, 15(19): 6899.
- Ben-Menahem, A., Singh, S.J., Solomon, F., 1969. Static deformation of a spherical earth model by internal dislocations. *Bulletin of the Seismological society of America*, 59(2): 813-853.
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian Plateau, a historical social and physical approach, (Vol. 17). Elsevier.
- Boye, C.B., Fiadonu, E.B., 2020. Lithological effects on rocky coastline stability. *Heliyon*, 6 (3): e03539.
- Brocher, T.M., Filson, J.R., Fuis, G.S., Haeussler, P.J., Holzer, T.L., Plafker, G., Blair, J.L., 2014. The 1964 great Alaska earthquake and tsunamis: A modern perspective and enduring legacies (Fact Sheet 2014-3018). U.S. Geological Survey.
- Cooper, S., Perez, C., Vega, L., Galera, J.M., Pozo, V., 2011. The role of bedding planes in Guadalquivir Blue Marls on the slope stability in Cobre Las Cruces open pit. *Proceedings of the International Symposium on Rock Slope Stability in Open Pit Mining and Civil Engineering (P. 1-16)*, Canadian Rock Mechanics Association, Vancouver, Pp: 1-16.
- Cornejo, C.A., Carvajal, M., 2016. Efectos geomorfológicos del tsunami de Chile de 2010 frente a la zona de máximo slip, revelados por imágenes satelitales y observaciones de campo: El caso del litoral arenoso La Trincheras, Región del Maule. *Investigaciones Geográficas*, (52): 5-24.
- Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R.N., Delacourt, B., De Pomerai, M.R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, 18 (1):52-61.
- Edward, J.K., Terazaki, M., Yamaguchi, M., 2006. The impact of tsunami in coastal areas: Coastal protection and disaster prevention measures-Experiences from Japanese coasts. *Coastal Marine Science*, 30 (2):414-424.
- El-Hussain, I., Omira, R., Deif, A., Al-Habsi, Z., Al-Rawas, G., Mohamad, A., AL-Jabri, K., Baptista, M.A., 2016. Probabilistic tsunami hazard assessment along Oman coast from submarine earthquakes in the Makran subduction zone. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(15): 668.

- Fehr, I., Grossi, P., Hernandez, S., Krebs, T., McKay, S., Muir-Wood, R., Xie, Y., 2006. Managing tsunami risk in the aftermath of the 2004 Indian Ocean earthquake & tsunami. Risk Management Solution, Incorporated.
- Fujii, Y., Satake, K., 2013. Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9): 1493-1509.
- Geist, E.L., 2025. Tsunami and seiche hazards in site evaluation for nuclear installations (IAEA Safety Reports Series No. 116). International Atomic Energy Agency.
- Georg, T., Röbbke, B.R., Fischer, P., Frenzel, P., Baika, K., Willershäuser, T., Vött, A., 2025. Geomorphological and sedimentological traces of the 365 AD and 1303 AD tsunami impacts on the Korission Lagoon (Corfu Island, Greece) compared with tsunami simulation scenarios.
- Gharibreza, M., 2016. Evolutionary trend of paleoshorelines in the Coastal Makran zone (Southeast Iran) since the mid-Holocene. *Quaternary International*, 392: 203-212.
- Goodman, R.E., 1991. Introduction to rock mechanics. John Wiley & Sons.
- Harada, K., Imamura, F., 2005. Effects of coastal forest on tsunami hazard mitigation—a preliminary investigation. *Advances in natural and technological hazards research*, 23:1-12.
- Harish, S., Sriram, V., Schüttrumpf, H., Sannasiraj, S.A., 2024. Tsunami-like flow induced forces on the building with openings and orientation in the quasi-steady flow phase. *Ocean Engineering*, 301: 117337.
- Harrison, S.E., Lawson, R.V., Kaiser, L., Potter, S.H., Johnston, D., 2025. Understanding mariners' tsunami information needs and decision-making contexts: A post-event case study of the 2022 Tonga eruption and tsunami. *IScience*, 28(2):111801.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M.D., Zaker, N.H., Yalciner, A.C., 2009. Preliminary estimation of the tsunami hazards associated with the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean. *Natural hazards*, 48(2): 229-243.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M.D., Zaker, N.H., Yalciner, A.C., Mokhtari, M., Esmaeily, A., 2008. Historical tsunami in the Makran Subduction Zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling. *Ocean Engineering*, 35(8-9): 774-786.
- Heidarzadeh, M., Satake, K., 2015. New insights into the source of the Makran tsunami of 27 November 1945 from tsunami waveforms and coastal deformation data. *Pure and Applied Geophysics*, 172(3): 621-640.
- Heidarzadeh, M., Satake, K., 2017. A combined earthquake–landslide source model for the Tsunami from the 27 November 1945 M w 8.1 Makran earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2): 1033-1040.
- Hoek, E., 1983. Strength of jointed rock masses. *Geotechnique*, 33(3): 187-223.
- Hoffmann, G., Rupprechter, M., Al Balushi, N., Grützner, C., Reicherter, K., 2013. The impact of the 1945 Makran tsunami along the coastlines of the Arabian Sea (Northern Indian Ocean)—a review. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(4): 257-277.
- Imamura, F., Suppasri, A., Latcharote, P., Otake, T., 2016. A Global Assessment of Tsunami Hazards over the Last 400 Years. Tohoku University, International Research Institute of Disaster Science.
- ISRM, 2007. The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 1974-2006. Suggested Methods Prepared by the Commission on Testing Methods, International Society for Rock Mechanics, Compilation Arranged by the ISRM Turkish National Group Ankarac (P. 628), Turkey.
- Kathiresan, K., Rajendran, N., 2005. Coastal mangrove forests mitigated tsunami. *Estuarine, Coastal and shelf science*, 65(3): 601-606.
- Kendrick, J.E., Schaefer, L.N., Schaueroth, J., Bell, A.F., Lamb, O.D., Lamur, A., Kennedy, B.M., 2020. Physical and mechanical rock properties of a heterogeneous volcano; the case of Mount Unzen, Japan. *Solid Earth Discussions*, 12: 633-664.
- Krauland, N., Söder, P., Agmalm, G., 1989. Determination of rock mass strength by rock mass classification—some experiences and questions from Boliden mines. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 26 (1): 115-123.
- Look, B. G., 2007. Handbook of geotechnical investigation and design tables. (2nd ed., P. 76). CRC Press, , New York.

- MacInnes, B.T., Weiss, R., Bourgeois, J., Pinegina, T.K., 2010. Slip distribution of the 1952 Kamchatka great earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4): 1695-1709.
- Mahmood, N., Khan, K., Rafi, Z., Lovholt, F., 2012. Mapping of tsunami hazard along Makran coast of Pakistan (Technical Report No. PMD-20/2012). Pakistan Meteorological Department / Norwegian Geotechnical Institute.
- Mansinha, L.A., Smylie, D.E., 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5): 1433-1440.
- Maureira, V.M., Karimi, K., 2017. The everyday and the post-disaster urban systems as one thing: A configurational approach to enhance the recovery and resilience of cities affected by tsunamis. *Proceedings of the 11th International Space Syntax Symposium* (P. 91–111). Instituto Superior Técnico, Portugal.
- Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T., Yanagisawa, H., 2011. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical research letters*, 38(7): L00G14.
- Murty, T.S., Bapat, A., Prasad, V., 1999. Tsunamis on the coastlines of India. *Science of Tsunami Hazards*, 17(3): 167-172.
- Neetu, S., Suresh, I., Shankar, R., Nagarajan, B., Sharma, R., Sheno, S., Unnikrishnan, A., Sundar, D., 2011. Trapped waves of the 27 November 1945 Makran tsunami: observations and numerical modeling. *Natural Hazards*, 59(3):1609-1618.
- Normand, R., Simpson, G., Bahroudi, A., 2019. Pleistocene coastal evolution in the Makran subduction zone. *Frontiers in Earth Science*, 7: 186.
- Normand, R., Simpson, G., Herman, F., Biswas, R.H., Bahroudi, A., 2019b. Holocene sedimentary record and coastal evolution in the Makran subduction zone (Iran). *Quaternary*, 2(2): 21.
- Okal, E.A., Synolakis, C.E., 2008. Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean. *Geophysical journal international*, 172(3): 995-1015.
- 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(1-4):533-547.
- Palmström, A., 1996. Characterizing rock masses by the RMI for use in practical rock engineering: Part 1: The development of the Rock Mass index (RMI). *Tunnelling and underground space technology*, 11(2): 175-188.
- Pararas-Carayannis, G., 2006. The potential of 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 Hazards*, 24(5):358-384.
- Patel, V.M., Dholakia, M.B., Singh, A.P., 2016. Emergency preparedness in the case of Makran tsunami: a case study on tsunami risk visualization for the western parts of Gujarat, India. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(2): 826-842.
- Payande, A.R., Niksokhan, M.H., Naserian, H., 2015. Tsunami hazard assessment of Chabahar bay related to megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Natural hazards*, 76(1): 161-176.
- Perera, U.T.G., De Zoysa, C., Abeyasinghe, A.A.S.E., Haigh, R., Amaratunga, D., Dissanayake, R., 2022. A study of urban planning in Tsunami-Prone Areas of Sri Lanka. *Architecture*, 2(3): 562-592.
- Quesada-Román, A., 2021. Review of the geomorphological effects of the 1991 Limón earthquake. *Revista geológica de América central*, (65): 370-395.
- Rajendran, C.P., Ramanamurthy, M.V., Reddy, N.T., Rajendran, K., 2008. Hazard implications of the late arrival of the 1945 Makran tsunami. *Current Science*, 95 (12): 1739-1743.
- Ramasamy, S.M., Kumanan, C. J., Saravanavel, J., Selvakumar, R. (2006). Geosystem Responses to December 26, 2004 Tsunami and Mitigation Strategies for Cuddalore-Nagapattinam Coast, Tamil Nadu. *Journal of Geological Society of India*, 68(6), 967–983
- Ramírez-Herrera, M.T., Coca, O., 2024. A global database of tsunami deposits. *Geoscience Data Journal*, 11(4): 974-994.
- Roig-Munar, F.X., Gelabert, B., Gómez-Pujol, L., Fernandez-Mora, A., 2025. Numerical and geomorphic approach to the characterization of tsunami deposits on the southern coast of Mallorca (western Mediterranean). In *XII Jornadas de Geomorfología Litoral: Geolit 24, Libro de Actas* (P. 324–329). edUPV, Editorial Universitat Politècnica de València.

- Sato, R., 1971. Crustal deformation due to dislocation in a multi-layered medium. *Journal of Physics of the Earth*, 19(1): 31-46.
- Schlüter, H.U., Prexl, A., Gaedicke, C., Roeser, H., Reichert, C., Meyer, H., Von Daniels, C., 2002. The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes. *Marine Geology*, 185(3-4): 219-232.
- Shah-Hosseini, M., Ghanavati, E., Morhange, C., Beni, A.N., Lahijani, H.A., Hamzeh, M.A., 2018. The evolution of Chabahar beach ridge system in SE Iran in response to Holocene relative sea level changes. *Geomorphology*, 318: 139-147.
- Shah-hosseini, M., Morhange, C., Beni, A.N., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M., Sabatier, F., 2011. Coastal boulders as evidence for high-energy waves on the Iranian coast of Makran. *Marine Geology*, 290(1-4): 17-28.
- Shukla, S.B., Prizomwala, S.P., Ukey, V., Bhatt, N., Chamyal, L.S., 2010. Coastal geomorphology and tsunami hazard scenario along the Kachchh coast, western India. *Indian Journal of Marine Sciences*, 39(4): 549-556.
- Singh, S.J., 1970. Static deformation of a multilayered half-space by internal sources. *Journal of Geophysical Research*, 75(17): 3257-3263.
- Sorensen, R.M., 2006. *Basic Coastal Engineering* (Vol. 10). Springer Science & Business Media.
- Swapna, M., Srivastava, K., 2014. Effect of Murray ridge on the tsunami propagation from Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 199(3): 1430-1441.
- Synolakis, C.E., 2003. Tsunami and seiche. In Chen W.F., Scawthorn, C. (Eds), *Earthquake engineering handbook* (Chapter 9, P. 1-90), CRC Press.
- Tibballs, G., 2005. *Tsunami: the world's most terrifying natural disaster* (P. 128). Carlton Books Limited.
- Tsujimoto, H., 1985. Types of rocky coasts and the resisting force of coastal rocks in the eastern part of Chiba Prefecture, Japan. *Geographical review of Japan*, 58: 180-192.
- Umitsu, M., Tanavud, C., Patanakanog, B., 2007. Effects of landforms on tsunami flow in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem, Thailand. *Marine geology*, 242(1-3): 141-153.
- Vásárhelyi, B., Davarpanah, M., 2018. Influence of water content on the mechanical parameters of the intact rock and rock mass. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 62(4): 1060-1066.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Zafarani, H., Etemadsaeed, L., Rahimi, M., Kheirdast, N., Rashidi, A., Ansari, A., Mokhtari, M., Eskandari-Ghadi, M., 2023. Probabilistic tsunami hazard analysis for western Makran coasts, south-east Iran. *Natural Hazards*, 115(2): 1275-1311.
- Zhang, H., Ren, H., Mu, C., Wu, X., Huang, K., Zhang, H., Wang, F., 2023. Experimental study on dynamic mechanical properties and damage characteristics of coral reef limestone. *Construction and Building Materials*, 384:131007.