

## عوامل برهم زننده توالی رسوبات هولوسن در خلیج فارس

عبدالمجید نادری‌بنی<sup>۱\*</sup> و مرتضی جمالی<sup>۲</sup>

۱- استادیار پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

۲- دانشیار مرکز ملی تحقیقات علمی فرانسه (CNRS)، فرانسه

نویسنده مسئول: amnaderi@inio.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۱/۲/۲۱ پذیرش: ۱۴۰۱/۵/۱۲

نوع مقاله: پژوهشی

## چکیده

خلیج فارس از بارزترین جلوه‌های افزایش تراز اقیانوس‌های جهان در پسایخبندان است. از همین رو، مطالعه رسوبات هولوسن خلیج فارس از اهمیت بالایی برای بازسازی تغییرات محیطی پسایخبندان برخوردار است. درک توالی صحیح حوادث اقلیمی و اقیانوس‌شناختی پس از یخبندان نیازمند شناخت عواملی است که موجب برهم خوردن یا جابجایی توالی رسوبات هولوسن خلیج فارس شده‌اند. به این منظور، از دو مغزه کوتاه در خلیج فارس و تنگه هرمز بهره بردیم که سن‌سنجی آن‌ها نشان‌دهنده به‌هم‌ریختگی توالی آن‌ها است. این مغزه‌ها با استفاده از دستگاه مغزه‌گیر وزنی از عمیق‌ترین بخش‌های خلیج فارس و تنگه هرمز گرفته شدند. مطالعات رسوب‌شناسی با هدف تعیین اندازه ذرات، مقدار ماده آلی و مقدار کربنات انجام شد و برای تشخیص تغییرات ظاهری از عکسبرداری با رزولوشن بالا استفاده شد. تصاویر اشعه ایکس از مغزه‌ها برای بررسی تغییرات بافتی در توالی رسوبات مورد استفاده قرار گرفت. نتایج نشان داد که پدیده معکوس‌شدگی سن در مغزه تنگه هرمز به دفعات رخ داده است. به نظر می‌رسد آبگونی ناشی از زمین‌لرزه و احتمالاً خروج گاز از بستر دریا عوامل مهم برهم‌زننده‌ی توالی رسوبات در تنگه هرمز هستند. در مغزه خلیج فارس نتایج حاکی از دو پدیده معکوس‌شدگی سن و نبود رسوب‌گذاری است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این دو پدیده به دلیل زیست‌آشفستگی رسوبات بستر خلیج فارس روی داده‌اند. پیشنهاد می‌شود پیش از شروع مطالعات جامع و انجام تفاسیر مرتبط برای بازسازی محیط دیرینه، مطالعات رسوب‌شناسی با هدف تعیین میزان به‌هم‌ریختگی توالی رسوبات مورد توجه قرار گیرد.

واژگان کلیدی: رسوب‌شناسی، سونامی، زیست‌آشفستگی، محیط دیرینه، زمین‌لرزه

## ۱- پیشگفتار

(لمبک، ۱۹۹۶). از این رو و با توجه به موقعیت خلیج فارس در عرض‌های پایین جغرافیایی و مجاورت آن با تمدن‌های میان‌رودانی از جمله تمدن عیلام در ایران (کنت و کنت، ۲۰۰۷)، پر شدن خلیج فارس یکی از مهم‌ترین عوامل در شکل دادن به تمدن در این منطقه بوده است (رز، ۲۰۱۰). بررسی رسوب‌شناسی نهشته‌های هولوسن خلیج فارس برای درک سرعت افزایش تراز دریاها طی هولوسن و تأثیر آن بر محیط‌های فلات قاره و جوامع اولیه انسانی ساکن در آن‌ها بسیار اهمیت دارد. بررسی این نهشته‌ها به محاسبه‌ی نرخ پیشروی دریا در هزاره‌های نخستین دوره‌ی هولوسن کمک می‌کند که اهمیت بالایی در فهم الگوی یکجانشینی و شهرسازی در منطقه‌ی میان‌رودان دارد (رز، ۲۰۱۰). با توجه به بروز تغییر اقلیم جاری، چنین بررسی‌هایی برای

خلیج فارس در طی دوره کواترنری و به ویژه از هشتصد هزار سال پیش تاکنون، به دنبال تثبیت چرخه‌های اقلیمی صدهزار ساله، در اغلب مواقع از آب دریا تهی بوده است. در این میان، صرفاً در دوره‌های بین‌یخبندان و دوره‌های گرم میان‌یخبندان به دلیل افزایش تراز آب اقیانوس‌های جهان، خلیج فارس از طریق تنگه هرمز به زیر آب می‌رفته است (پرسر، ۲۰۱۲). آخرین باری که خلیج فارس به زیر آب رفت پس از بیشینه آخرین یخبندان<sup>۱</sup> (از حدود ۱۸۰۰۰ سال پیش) رخ داد که طی آن دریاهاى آزاد از تراز ۱۲۸- متر، طی فازهای مختلف، به تراز کنونی رسیدند (رز، ۲۰۱۰). در نتیجه‌ی افزایش تراز اقیانوس‌ها، دریای کم عمق خلیج فارس از حدود ۱۵۰۰۰ سال پیش متولد شد

<sup>۱</sup> Late Glacial Maximum

اهمیت بالایی در بررسی‌های رسوب‌شناسی و دیرینه اقیانوس‌شناسی در خلیج فارس دارد چرا که ارایه‌ی هرگونه تفسیر درستی از وقایع اقیانوس‌شناختی و اقلیمی گذشته به مدل‌های سن‌سنجی دقیق نهشته‌های بستر خلیج فارس بستگی دارد.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

### ۲-۱- ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی

خلیج فارس امروزی یکی از خلیج‌های حاشیه‌ای اقیانوس هند است که از اروندرود در باختر تا تنگه هرمز در خاور کشیده شده است. برخی تنگه هرمز را نیز بخشی از خلیج فارس تقسیم‌بندی می‌کنند (پرد، ۲۰۱۰). خلیج فارس با طولی در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر، مساحتی در حدود ۲۲۶۰۰ کیلومتر مربع را می‌پوشاند و به‌طور کامل بر روی فلات قاره قرار دارد (آقناباتی، ۱۳۸۳). از نگاه زمین‌ساختی، خلیج فارس در اثر فرونشست زمین‌ساختی ترشیری پسین تشکیل شده است و حرکات زمین‌ساختی پلیو-پلیستوسن موجب چین‌خوردگی‌های شدید در سوی ایرانی این پهنه‌ی آبی شده است (آقناباتی، ۱۳۸۳). بنابراین، آنچه ریخت‌شناسی خلیج فارس را به‌طور عمده در کنترل دارد ناشی از زمین‌ساخت منطقه است. از سوی دیگر نوسانات تراز آب دریا، نوع نظام رسوب‌گذاری و رسوب‌شناسی این حوضه به علاوه ویژگی‌های آب و هوایی منطقه در طی کواترنری، اثری ثانویه بر ویژگی‌های ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی آن گذاشته است. میانگین عمق خلیج فارس در حدود ۳۵ متر است که در تنگه هرمز با عمق بیشینه‌ی ۱۶۰ متر، به تدریج به سمت شمال باختر از عمق آن کاسته شده و در عمیق‌ترین جا به حدود ۲۵ متر می‌رسد (آقناباتی، ۱۳۸۳). از نظر ریخت‌شناسی، خلیج فارس در اثر عوامل زمین‌ساختی مؤثر به دو بخش شمالی و جنوبی قابل تقسیم است که محور طولی خلیج فارس این دو بخش را از هم تفکیک می‌کند (پرسر، ۲۰۱۲). حاشیه شمالی ورقه پایدار عربی بخش جنوبی خلیج فارس را تشکیل می‌دهد و در نتیجه این بخش از ویژگی‌های زمین‌شناختی ورقه‌ی عربی تبعیت می‌کند. بخش شمالی خلیج فارس به‌لحاظ زمین‌ساختی ناپایدار بوده و جزو کمربند چین‌خورده زاگرس به‌شمار می‌آید (آقناباتی، ۱۳۸۳) (شکل ۱). بخش

درک اثرات تغییر اقلیم و تبعات افزایش تراز دریا به ویژه در مناطق کم‌شیب ساحلی و مراکز جمعیتی اهمیتی دوچندان می‌یابد (هارگریوز و آنان، ۲۰۰۹). با وجود اهمیت چنین مطالعاتی، بررسی رسوبات هولوسن خلیج فارس، به ویژه در بخش ایرانی آن، آن‌گونه که شایسته و بایسته است، بررسی نشده است. شاید مهم‌ترین دلیل برای این مسئله وجود ذخایر عظیم نفت و گاز در این منطقه است که بیش‌ترین توجه را به خود اختصاص داده است و زمین‌شناسان کمتری را به بررسی رسوبات هولوسن ترغیب می‌کند. از سوی دیگر، ویژگی بارز حوضه خلیج فارس به عنوان یک سیستم تبخیری و کربناته کلاسیک در جهان موجب شده است تا اغلب مطالعات رسوب‌شناسی در خلیج فارس به رسوبات تبخیری سواحل جنوبی آن محدود شود (بالتزر و پرسر، ۱۹۹۰). پیچیدگی و تنوع محیط‌ها و زیرمحیط‌های خلیج فارس باعث حاکمیت فرایندهای رسوبی بسیار متنوعی در آن شده است که در برخی مواقع انطباق نتایج را با دشواری مواجه می‌کند و گاه نیز به نتایج متضاد و یا ناهمخوان منتهی می‌شود (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹). یکی از مهم‌ترین مشکلات در این باره به سن‌یابی رسوبات هولوسن بستر خلیج فارس مربوط است. در مناطق عمیق خلیج فارس، مرز بین رسوبات هولوسن پایینی و میانی با تغییر شدیدی از رسوبات آراگونیتی به رسوبات سیلتی آواری همراه است (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹). سن‌یابی رادیوکربن در دو سوی این مرز در مواردی معکوس‌شدگی را نشان می‌دهد، به این معنی که رسوبات لایه بالایی قدیمی‌تر از لایه پایینی هستند (پرسر و زیبولد، ۱۹۷۳). در موارد دیگری، به نظر می‌رسد برای چندهزار سال رسوب‌گذاری در این مرز متوقف شده است (پرسر، ۲۰۱۲). همین امر برخی را متقاعد نموده است که مرز بین هولوسن میانی و پایینی ممکن است با نبود رسوب‌گذاری<sup>۲</sup> همراه باشد (لوتز و وولف، ۱۹۷۶)، حال آنکه عده دیگری معتقدند این مرز یک مرز فرسایشی است که به دلیل افزایش سریع تراز آب دریا رخ داده است (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹). در این مقاله با بررسی شواهد بررسی شده در دو مغزه در دو نقطه از خلیج فارس و تنگه هرمز به معرفی فرایندهایی می‌پردازیم که می‌توانند دلیل اصلی بر هم خوردن توالی رسوبات هولوسن بستر خلیج فارس یا عدم رسوب‌گذاری در این حوضه باشند. نتایج این پژوهش

<sup>2</sup> Hiatus

بر ثانیه نیز برسد (شپارد، ۱۹۹۳). جریان‌های جزرومدی در خلیج فارس شامل کشند روزانه و کشند نیم‌روزه و ترکیبی از این دو است (رینولدز، ۱۹۹۳) و گستره‌ی محدودی را به صورت محلی (تا حدود ۱۰ کیلومتر) تحت تأثیر قرار می‌دهند (کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶).

جریان‌های ناشی از باد، عموماً از باد شمال متأثر شده و عمدتاً به صورت سطحی عمل می‌کنند. در بادهای شدید و ممتد، اعماق بیش‌تری تا حدود چهل متری دریا می‌تواند تحت تأثیر جریان‌های ناشی از باد قرار گیرد (ریگل، ۲۰۰۳). جریان‌های ناشی از تفاوت چگالی به دلیل تبخیر زیاد و افزایش شوری آب در بخش‌هایی از خلیج فارس در مقایسه با سایر بخش‌ها به وجود می‌آیند (شکل ۱). جریان‌های ناشی از باد و اختلاف چگالی را مجموعاً جریان باقی‌مانده می‌نامند (کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶). جریان ناشی از اختلاف چگالی به طور عمده شامل ورود آب دریای عمان از طریق تنگه هرمز به خلیج فارس است (کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶). این جریان به سمت شمال باختر، در طول سواحل ایران حرکت می‌کند و در انتهای شمال باختری خلیج فارس دور زده و به سمت جنوب خاوری خلیج فارس تغییر مسیر می‌دهد و در آخر از تنگه هرمز خارج می‌شود (شکل ۱، نقشه الحاقی). این جریان در انتهای باختری خلیج فارس در زمستان‌ها سرد شده و به سمت عمق‌های بیش‌تر جریان می‌یابد. هم‌چنین در مناطق جنوبی و جنوب خاوری خلیج فارس، به دلیل تبخیر زیاد و افزایش شوری، چگالی آب بیش‌تر شده و به سمت عمق‌های بیش‌تر نفوذ می‌کنند. نفوذ جریان چگال به عمق‌های بیش‌تر در نهایت باعث خروج جریان از طریق بستر تنگه هرمز می‌شود. سرعت این جریان خروجی در بستر تنگه هرمز حدود ۱۰ سانتی‌متر بر ثانیه است (کسکه، ۱۹۷۲؛ گراسهوف، ۱۹۷۶؛ کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶).

### ۲-۳- رسوبات بستر خلیج فارس

رسوبات نیمه شمالی خلیج فارس به طور عمده از کربنات‌های آواری تشکیل شده‌اند. این رسوبات عموماً از رسوبات سیلتی با درصد ماسه کم تشکیل شده است. در بخش شمالی خلیج فارس اندازه ذرات و درصد کربنات با افزایش عمق آب افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که در رسوبات مناطق ساحلی درصد ذرات با اندازه‌ی در حد ماسه کمتر از ۵۰ درصد و میزان کربنات کمتر از ۳۰ درصد است؛ در

شمالی خلیج فارس که از نظر زمین‌ساختی ناپایدار است، شیب بیش‌تری نسبت به بخش جنوبی آن داشته، به گونه‌ای که شیب بستر در بخش شمالی حدود ۱۷۵ سانتی‌متر به ازای هر کیلومتر بوده ولی در بخش جنوبی شیب آن حدود ۳۵ سانتی‌متر به ازای هر کیلومتر است (آقناباتی، ۱۳۸۳). بستر خلیج فارس از نظر ریخت‌شناسی به هفت بخش قابل تقسیم است (زیبولد و فولبرانتخت، ۱۹۶۹) (شکل ۱) که عبارتند از:

۱- برآمدگی مرکزی: منطقه‌ای بالآمده در برابر شبه جزیره‌ی قطر که دو فروافتادگی را در خاور و باختر آن به نام‌های حوضه مرکزی و حوضه باختری، از هم جدا می‌کند.

۲- برآمدگی خاوری: منطقه‌ای بالآمده در باختر جزیره قشم که فروافتادگی حوضه مرکزی را از فروافتادگی تنگه هرمز جدا می‌کند.

۳- حوضه مرکزی: فروافتادگی واقع در خاور برآمدگی مرکزی.

۴- حوضه باختری: فروافتادگی واقع در باختر برآمدگی مرکزی.

۵- سکوی کم‌عمق میان‌رودان: منطقه‌ای هموار و کم‌عمق در بستر خلیج فارس که دلتای رودهای دجله، فرات و کارون بر روی آن توسعه یافته است.

۶- سکوی کم‌عمق عربی: این بخش به ناحیه‌ای از بستر دریا در نیمه جنوبی خلیج فارس اطلاق می‌شود که کم‌عمق و نسبتاً هموار است.

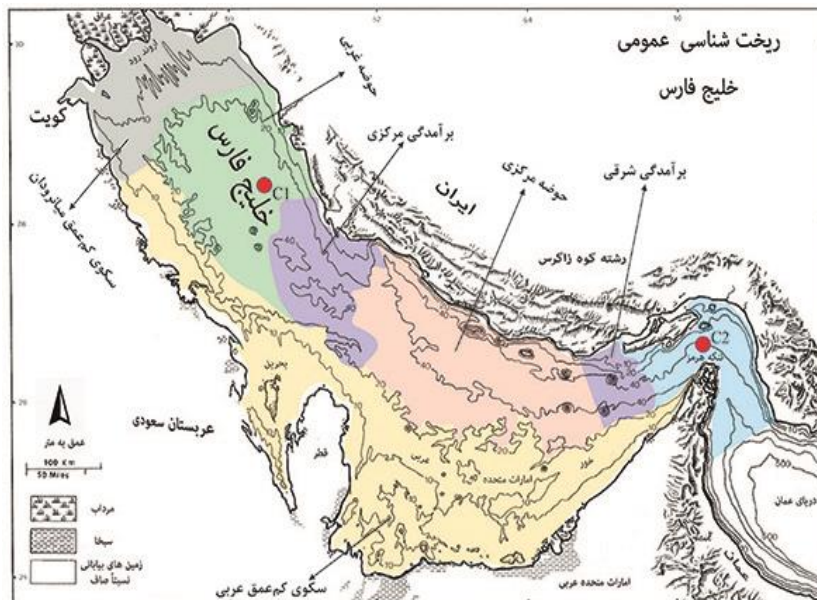
۷- تنگه هرمز: منطقه‌ای نسبتاً عمیق و فروافتاده با عمق بیشینه‌ی حدود ۱۶۰ متر در دهانه خاوری خلیج فارس است که محل ارتباط خلیج فارس با دریای عمان است.

### ۲-۲- هیدرودینامیک خلیج فارس

الگوی جریان‌های آب در خلیج فارس تحت تأثیر سه مؤلفه شکل می‌گیرد: جزرومد، جریان‌های ناشی از باد و جریان‌های ناشی از تفاوت چگالی آب (کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶). جریان‌های ناشی از جزرومد شامل جریان‌های پیچیده‌ای است که عموماً به موازات محور خلیج فارس گسترش یافته و سرعت بیشینه آن‌ها وقتی که در عمق‌های صفر تا چهار متر اندازه‌گیری شود، تا حدود ۵۰ سانتی‌متر بر ثانیه نیز می‌رسد (زیبولد، ۱۹۷۳؛ کامف و صدری‌نصب، ۲۰۰۶). در کنار جزایر و مناطق کم‌عرض، سرعت بیشینه این جریان‌ها می‌تواند در حد یک تا دو متر

همه جا حاکم نیست و بسته به شرایط جریان‌های دریایی و ژئومورفولوژی بستر ممکن است این روند دچار اختلال گردد (حمزه، ۲۰۲۱).

حالی که به سمت بخش‌های مرکزی و نزدیک به محور طولی خلیج فارس، میزان ذرات در حد ماسه به ۵۰ تا ۹۰ درصد و میزان کربنات به ۳۰ تا ۴۰ درصد افزایش می‌یابد (زیبولد و همکاران، ۱۹۷۳). با این حال، این وضعیت در



شکل ۱. ریخت‌شناسی عمومی حوضه خلیج فارس (پرسر و زیبولد، ۱۹۷۳). حوضه‌های مختلف خلیج فارس با رنگ‌های متفاوت و برچسب در شکل مشخص شده‌اند. موقعیت مغزه‌های مورد مطالعه در شکل با دایره قرمز نشان داده شده است. در نقشه الحاقی بالا سمت راست، جهت اصلی جریان خلیج فارس و کشورهای حوضه خلیج فارس نشان داده شده است.

زیست‌آشوبی<sup>۱</sup> چندان واضح نیست (استوفرز و راس، ۱۹۷۹). همبری واحدهای I و II در واقع یک سطح فرسایشی است که به افزایش تراز آب دریاها در ابتدای هولوسن باز می‌گردد. اگرچه همبری واحدهای II و III چندان واضح نیست ولی تفاوت ملموس در محتوای فرامینیفر آن‌ها نشان‌دهنده بروز یک وقفه در رسوب‌گذاری (لوتز و وولف، ۱۹۷۵) یا افزایش سریع تراز آب دریا (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹) است. نتایج سن‌سنجی به روش رادیوکربن توسط (استوفرز و راس، ۱۹۷۹) نشان می‌دهد که واحد I قبل از ۱۲۰۰۰ سال پیش و واحد آراگونیتی II در حدود ۶۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ سال پیش نهشته شده‌اند و واحد سیلتی (III) در طی ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال اخیر بر بستر خلیج فارس نهشته شده است. با این حال، مطالعات اوچویی و همکاران (۱۹۹۹) نشان می‌دهد که این سن‌سنجی دقیق نبوده و واحد آراگونیتی از اواخر پلیستوسن تا ۸۰۰۰ سال پیش نهشته شده است و واحد سیلتی بالایی از حدود ۸۰۰۰ سال پیش به این سو نهشته

توالی رسوبات پلیستوسن پایانی - هولوسن در خلیج فارس شامل سه واحد اصلی از پایین به بالا به شرح زیر است:  
**واحد I:** این واحد شامل رسوبات آواری به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای مایل به زرد است که به طور عمده در طی دوره یخبندان تا اوایل هولوسن نهشته شده‌اند و منشأ آبرفتی یا بادرفتی دارند (استوفرز و راس، ۱۹۷۹).  
**واحد II:** یک لایه آراگونیتی به رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ شامل سوزن‌های آراگونیتی است که نشان‌دهنده محیط دریایی کم عمق است و طی هولوسن پایینی نهشته شده‌اند (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹).  
**واحد III:** یک واحد سیلتی با بخش ماسه‌ای حاوی پوسته نرم‌تنان، فرامینیفرها، اکینوئیدها و خرده‌های مرجانی است که به نظر می‌رسد طی هولوسن میانی و پایینی نهشته شده باشند (استوفرز و راس، ۱۹۷۹؛ اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹).  
 همبری واحدهای I و II به صورت کاملاً واضح و مشخص است حال آن‌که همبری واحدهای II و III به دلیل

<sup>1</sup> Bioturbation

واسنجی گردید. مقدار اثر مخزن بر روی داده‌ها بر اساس داده‌های موجود در این پایگاه عبارت است از  $R=46\pm 53$  که در تصحیح سن‌ها در نظر گرفته شد. از دستورات مدل سن-عمق کلم (clam) در محیط نرم‌افزار آر-استادیدو (R-Studio) برای رسم مدل سنی مغزه‌ها استفاده شد.

اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم به روش کلسیمتر برنارد، ماده آلی با استفاده از روش اختلاف وزنی با کمک افزودن پراکسید هیدروژن و دانه‌بندی به کمک دستگاه اندازه‌گیری لیزری ذرات (Horiba LA910) در آزمایشگاه پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی صورت گرفت. دانه‌بندی برای مغزه C2 یک بار بر روی نمونه اولیه (بدون حذف کربنات کلسیم) و یک بار بر روی نمونه‌ای که کربنات کلسیم آن حذف شده، انجام شد. عمل حذف کربنات کلسیم با کمک اسید کلریدریک انجام شد.

#### ۴- نتایج

آنالیز ویژگی‌های رسوبی بر روی مغزه C1 و C2 نشان می‌دهد که هر دو مغزه به‌طور عمده ویژگی‌های واحد III (اوپوی و همکاران، ۱۹۹۹) را نشان می‌دهند. مغزه C1 به‌طور عمده از سیلت تشکیل شده است حال آنکه رسوبات مغزه C2 پس از حذف کربنات کلسیم، دانه درشت‌تر و حاوی سیلت ماسه‌ای است (شکل ۲). تغییرات اندازه دانه در مغزه C1 نشان می‌دهد که بطور کلی روند ریزشونده به سمت بالا را داراست (شکل ۳)، حال آنکه در مغزه C2 روند خاصی را نمی‌توان تشخیص داد. بطور کلی مغزه C1 دارای مقادیر کمتری از کربنات کلسیم و ماده آلی نسبت به مغزه C2 است. همچنین، در حالی که ماده آلی در مغزه C1 به سمت بالای مغزه روند افزایشی دارد، در مغزه C2 روند خاصی را نشان نمی‌دهد.

بررسی تصویر اشعه‌ایکس از مغزه C1 نشان می‌دهد که در آن ریزلایه‌بندی‌هایی وجود دارد که تا حدی با حفرات و یا جابجایی‌های کوچک دچار بهم‌ریختگی شده است (شکل ۳). این در حالی است که در مغزه C2 تشخیص لایه‌بندی به جز در بخش بالایی مشکل است و در عوض با ساختارهایی شبیه به توپ و آتش<sup>۶</sup> در بخش بالایی و یا تغییرات شدید در تراکم رسوبات (بخش‌های تیره و روشن در تصویر اشعه‌ایکس) مواجه هستیم (شکل ۴).

شده است. نرخ رسوب‌گذاری در خلیج فارس با توجه به موقعیت دهانه رودخانه و وضعیت توپوگرافی تغییر می‌کند ولی عموماً این نرخ کمتر از یک میلی‌متر بر سال در بخش‌های شمالی خلیج فارس است (زیبولد و همکاران، ۱۹۷۳).

#### ۳- مواد و روش‌ها

یک مغزه رسوبی با نام C1 از حوضه مرکزی خلیج فارس (آقنابتی، ۱۳۸۳) به طول ۱۲۹ سانتی‌متر از عمق ۶۰ متری آب دریا و یک مغزه دیگر به نام C2 از تنگه هرمز به طول ۳۱ سانتی‌متر از عمق ۸۰ متری دریا با دستگاه مغزه‌گیر وزنی به قطر ۵ سانتی‌متر در طی گشت دریایی مطالعات اقیانوس‌شناسی خلیج فارس و دریای عمان<sup>۲</sup> توسط پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی در سال ۱۳۹۱ گرفته شدند. سپس مغزه‌ها در آزمایشگاه به صورت طولی با استفاده از دستگاه برش مغزه به دو نیم تقسیم شدند. از هر مغزه یک نیمه به آزمایشگاه مرکز اروپایی آموزش و پژوهش علوم زمین (CEREGE) ارسال شد و از هر دوی آن‌ها با استفاده از دستگاه ایتراکس<sup>۳</sup> با دقت بالا عکس‌برداری اشعه‌ایکس انجام گرفت. نیم دیگر مغزه‌ها در آزمایشگاه پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی برای مطالعات رسوب‌شناسی مورد استفاده قرار گرفت. مغزه C1 با فواصل مساوی (۲ سانتی‌متر) و مغزه C2 با فواصل ۱ سانتی‌متر نمونه‌برداری گردیدند. در این مطالعه صرفاً ۲۷ سانتی‌متر بالای مغزه C1 استفاده شد. از مغزه C1 دو نمونه دوکفه‌ای جدا و به آزمایشگاه بتا آنالیتیکس<sup>۴</sup> ایالات متحده آمریکا برای تعیین سن رادیوکربن ارسال شد. از همین مغزه در دو افق دیگر به میزان قابل اندازه‌گیری نمونه فرامینیفر از گونه هانزاوا یا بوئنا (*Hanzawaia Boueana*) برای سن‌سنجی رادیوکربن برداشت گردید و در آزمایشگاه سن‌سنجی اکس-میکاداس<sup>۵</sup> در فرانسه سن‌سنجی شد. از مغزه C2 چهار نمونه دوکفه‌ای برای سن‌سنجی رادیوکربن برداشت شد و به آزمایشگاه رادیوکربن پوزنان در لهستان ارسال گردید. سن‌های رادیوکربن به دست آمده با استفاده از پایگاه داده جهانی واسنجی داده‌های رادیوکربن (calib.org) و با استفاده از به‌روز شده‌ترین پایگاه داده‌های دریایی (Marine20)

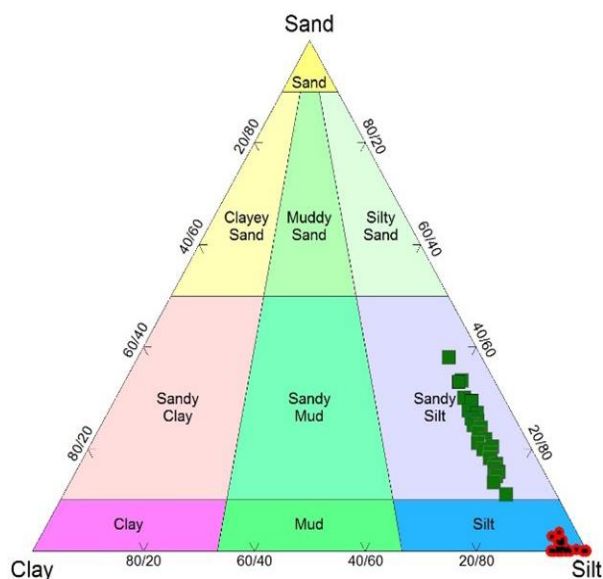
<sup>4</sup> Beta Analytics

<sup>5</sup> Aix-MIKADAS

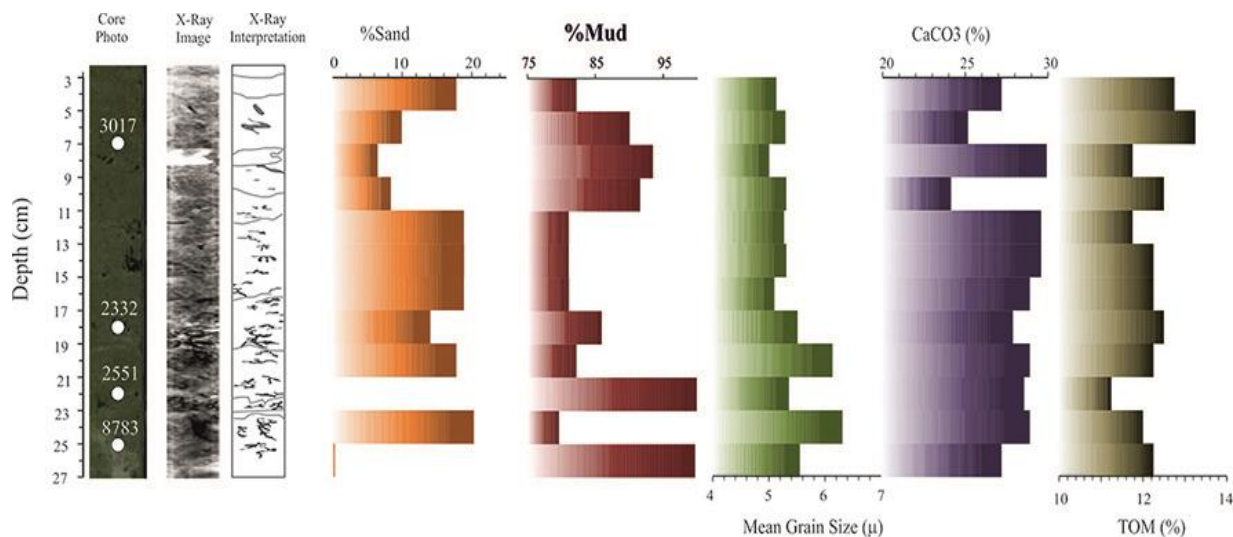
<sup>6</sup> Ball and Flame

<sup>2</sup> Persian Gulf-Gulf of Oman Oceanographic Studies (PG-GOOS)

<sup>3</sup> Itrax



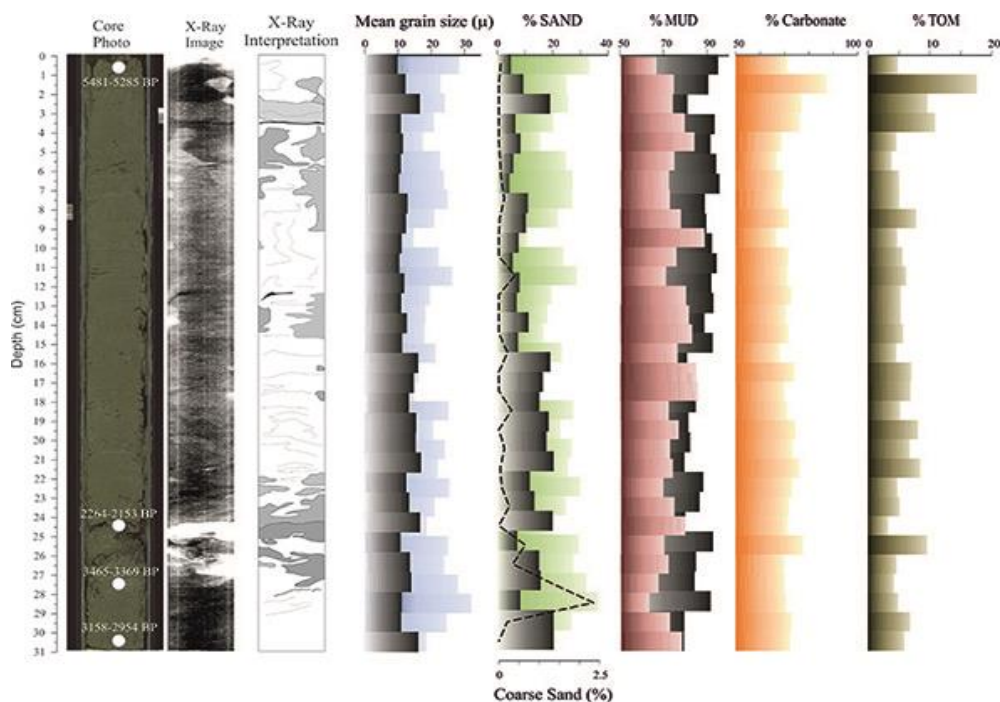
شکل ۲. تقسیم‌بندی رسوبات مغزه C1 (دایره‌های قرمز و سیاه) و C2 (مربع‌های سبز) بر اساس نمودار مثلثی (فولک، ۱۹۵۴). نمونه‌های مغزه C1 در محدوده سیلت و نمونه‌های مغزه C2 در محدوده سیلت ماسه‌ای قرار می‌گیرد.



شکل ۳. نتایج حاصل از آنالیز رسوب‌شناسی و تصویربرداری از مغزه C1. تفسیر تصویر اشعه ایکس رسم شده و در کنار آن قرار دارد. افق‌های سن‌سنجی شده بر حسب سال تقویمی پیش از ۱۹۵۰ (cal. BP) به صورت دایره سفیدرنگ به همراه سن مربوطه بر روی تصویر عکاسی شده از مغزه نشان داده شده است. مقادیر گل (Mud) شامل سیلت، رس و ذرات کلوییدی در نظر گرفته شده است.

بخش بالایی مغزه در واقع واحد I این تقسیم‌بندی باشد. به این ترتیب، به نظر می‌رسد که در اینجا همبری واحدهای I و II با نبود رسوب‌گذاری همراه است. نتایج سن‌سنجی بر روی مغزه C2 حاکی از به هم ریختگی سن در این مغزه است (جدول ۱) به گونه‌ای که سن بالاترین افق سن‌سنجی شده قدیمی‌تر از بخش‌های پایینی است و سایر سن‌سنجی‌ها نیز معکوس‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵). به نظر می‌رسد مغزه C2 به طور کلی مربوط به واحد I از تقسیم‌بندی اوچویی و همکاران (۱۹۹۹) می‌باشد.

نتایج سن‌سنجی بر روی مغزه C1 نشان می‌دهد که پایین‌ترین افق سن‌سنجی شده بیش از ۸۷۰۰ سال سن دارد حال آنکه سن بخش بالاتر از آن، در فاصله کمتر از ۵ سانتی‌متر، سنی در حدود ۲۵۵۰ سال دارد (جدول ۱). همچنین، سن بالاترین افق سن‌سنجی شده در این مغزه، قدیمی‌تر از دو افق پایینی است و لذا به نظر می‌رسد مغزه C1 با دو پدیده معکوس‌شدگی سن در بخش بالایی و عدم رسوب‌گذاری در پایین مغزه مواجه است (شکل ۵). لذا به نظر می‌رسد بخش پایینی مغزه C1 به واحد II در تقسیم‌بندی اوچویی و همکاران (۱۹۹۹) وابسته است و

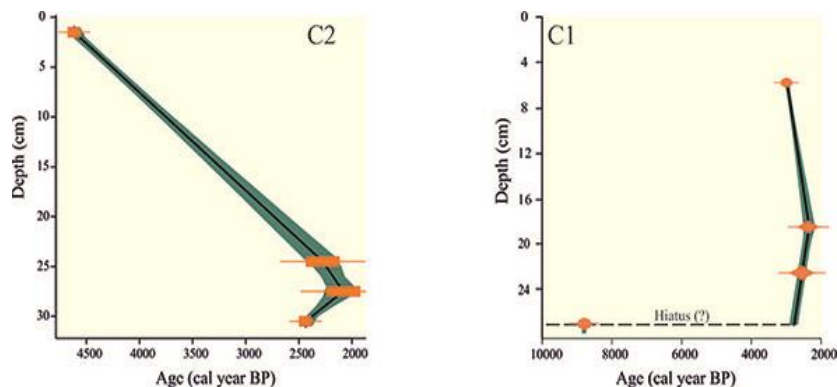


شکل ۴. نتایج حاصل از آنالیز رسوب‌شناسی و تصویربرداری از مغزه C2. تفسیر تصویر اشعه ایکس رسم شده و در کنار آن قرار دارد. افق‌های سن‌سنجی شده بر حسب سال تقویمی پیش از ۱۹۵۰ (cal. BP) به صورت دایره سفیدرنگ به همراه سن مربوطه بر روی تصویر عکاسی شده از مغزه نشان داده شده است. مقادیر گل (Mud) شامل سیلت، رس و ذرات کلوییدی در نظر گرفته شده است. مقادیر ماسه، گل و میانگین اندازه ذرات برای دو حالت پیش از کربنات کلسیم (نمودارهای رنگی) و پس از حذف کربنات کلسیم (نمودار خاکستری رنگ) نشان داده شده است. مقادیر ماسه درشت‌دانه به صورت نمودار خط‌چین بر روی نمودار ماسه نشان داده شده است.

جدول ۱. نتایج سن‌سنجی رادیو کربن در مغزه C1 و C2. واسنجی نتایج با استفاده از پایگاه داده جهانی واسنجی داده‌های سن‌سنجی رادیو کربن (calib.org) با استفاده از پایگاه داده‌های دریایی (Marine20) صورت گرفته است. بر این اساس مقدار اثر مخزن بر روی داده‌ها برابر است با:

$$\square R=46\pm 53$$

شماره نمونه	عمق (cm)	شماره آزمایشگاه	سن خام	سن واسنجی شده با میانگین احتمالات (سال قبل)	مقادیر Sigma-1 با احتمال	
					68.3 درصد (سال قبل)	95.4 درصد (سال قبل)
C1-1	7	Beta-408009	3390±30	3017	3131- 2912	3226- 2801
C1-2	18	Aix-MIKADAS	2820±80	2332	2471- 2171	2649- 2054
C1-3	22	Aix-MIKADAS	3000±80	2551	2695- 2426	2797- 2291
C1-4	25	Beta-426291	8450±30	8783	8901- 8653	8995- 8562
C2-1	1.5	Poz-94414	4640±50	4617	4740- 4503	4836- 4390
C2-2	24.5	Poz-94415	2250±30	2276	2186- 2374	2083- 2479
C2-3	27.5	Poz-94416	3205±30	2081	2884- 2710	3005- 2611
C2-4	30.5	Poz-94417	2900±30	2438	2540- 2322	2680- 2241



شکل ۵. نمودار مدل سن-عمق برای مغزه C1 (سمت راست) و مغزه C2 (نمودار سمت چپ) نشان داده شده است. محور قائم نمایانگر عمق (بر حسب سانتی‌متر) و محور افقی نمایانگر سن (بر حسب سال پیش) است. در نمودار سمت راست (مغزه C1) عدم رسوب‌گذاری احتمالی با خط‌چین نشان داده شده است.

## ۵- بحث

در ترازوی مشابه با امروزه قرار داشته است (هیورات و باتمن، ۲۰۰۷) و جریانات حاکم بر آن مشابه امروز بوده است. در مغزه C1 به نظر می‌رسد رسوبات مربوط به حدود ۲۵۵۰ تا ۸۸۰۰ سال پیش فرسایش یافته‌اند. این به این معنی است که سیلاب اوایل هولوسن در خلیج فارس مسئول این فرسایش نمی‌تواند باشد. در این صورت، باید به دنبال واقعه‌ای در حدود ۲۵۵۰ سال پیش بود که توانسته باشد رسوبات ماقبل خود را از فرسایش داده باشد (شکل ۵). لذا، عوامل دیگری برای توضیح نبود رسوب‌گذاری در مغزه C1 و معکوس‌شدگی‌های مشاهده شده در دو مغزه (شکل ۵) دخیل هستند. عوامل متعددی می‌توانند موجب به هم ریختن توالی رسوبات بستر دریا یا آبشستگی آن‌ها شوند که از میان آن‌ها می‌توان به بروز امواج مهیب و متعاقباً جریان‌های شدید بستر (گاف و همکاران، ۲۰۰۵)، زمین‌لغزش‌های زیردریایی (گلدفینگر و همکاران، ۲۰۱۱)، خروج گاز از بستر دریا (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۶)، آبگونگی<sup>۲</sup> رسوبات در اثر زمین‌لرزه (هیبش و همکاران، ۱۹۹۷)، سونامی (شانموگام، ۲۰۱۲) و زیست‌آشفستگی (پرسر، ۲۰۱۲) نام برد. با توجه به موقعیت نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه، جریان‌های بستر و یا توفان‌های مهیب نمی‌توانند عمق ۶۰ تا ۸۰ متری خلیج فارس و تنگه هرمز (عمق نمونه‌برداری) را به گونه‌ای تغییر دهند که موجب فرسایش بخش مهمی از رسوبات بستر دریا گردد زیرا در خلیج فارس موج یا جریان حاصل از موجی را نمی‌شناسیم که بتواند با اثرگذاری بر عمق ۶۰ تا ۸۰ متری موجب شسته شدن رسوبات گردد (کامرانزاد و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، شواهدی دال بر تغییرات آب و هوایی بسیار متفاوت از امروز که بتواند قدرت و شدت بادهای و امواج را طی هولوسن پایانی در منطقه خلیج فارس تحت تأثیر قرار دهد یافت نشده است (اوچویی و همکاران، ۱۹۹۹). بعبارت دیگر، نمی‌توان جریان‌های حاصل از موج را مسئول نبود رسوب‌گذاری معرفی نمود.

با وجود تغییرات ژئومورفولوژی شدید در بستر خلیج فارس که ناشی از ماهیت فلات قاره‌ای آن است (پرسر، ۲۰۱۲)، موقعیت دو مغزه بررسی شده در این مطالعه در مناطق هموار قرار دارد، به طوری که زمین‌لغزش دریایی نمی‌تواند عامل به هم ریختن توالی رسوبی در آن، همانند توربیدایت‌های منطقه شیب قاره‌ای (گلدفینگر و همکاران،

به طور کلی مغزه C2 واقع در تنگه هرمز از نظر دانه‌بندی درشت‌تر از مغزه C1 واقع در حوضه باختری خلیج فارس است (شکل‌های ۳ و ۴). دلیل اصلی این مسئله وجود جریان‌های شدیدتر در بستر تنگه هرمز نسبت به سایر بخش‌های خلیج فارس است (کامف و صدی‌نصب، ۲۰۰۶). بر اساس مطالعات اقیانوس‌شناسی فیزیکی صورت گرفته توسط رینولدز (۱۹۹۳) و کامف و صدی‌نصب (۲۰۰۶)، در تنگه هرمز دو جریان خلاف جهت هم در ستون آب وجود دارد. جریان آب خلیج عمان به دلیل تبخیر و شوری آب خلیج فارس از نیمه شمالی تنگه هرمز به صورت سطحی به درون خلیج فارس مکیده می‌شود و در عوض آب شور و گرم خلیج فارس با خزیدن در بستر خلیج فارس به دلیل چگالی بیشتر به طور عمده از نیمه جنوبی تنگه هرمز خارج می‌شود. شدت این جریان به گونه‌ای است که در نیمه جنوبی تنگه هرمز هیچ رسوبی مربوط به پلیستوسن و هولوسن وجود ندارد و همه این رسوبات در اثر جریان تند بستر تنگه هرمز شسته شده و به خلیج عمان منتقل شده‌اند (اوچویی و همکاران، ۲۰۰۲). لذا، می‌توان گفت که بخش جنوبی تنگه‌ی هرمز در دوره‌ی هولوسن یک محیط بدون رسوب‌گذاری<sup>۱</sup> بوده است. با توجه به موقعیت مغزه C2 در وسط تنگه هرمز، این طور به نظر می‌رسد که این بخش تاحدی تحت تأثیر جریان بستر تنگه هرمز، رسوب‌گذاری کندی را تجربه کرده و بخش عمده ذرات ریزدانه آن توسط این جریان از رسوبات درشت‌دانه‌تر جدا شده است. بر اساس مدل‌سازی صورت گرفته توسط لمبک (۱۹۹۶) و مطالعات صورت گرفته توسط اوچویی و همکاران (۱۹۹۹) به نظر می‌رسد نفوذ آب دریا به خلیج فارس که از حدود ۱۵۰۰۰ سال پیش شروع شده بود، در حدود ۹۰۰۰ تا ۷۵۰۰ سال پیش شتاب می‌گیرد و تراز خلیج فارس در حدود ۷۵۰۰ سال پیش به بیشینه خود می‌رسد. بنابراین، منطقی است که تصور شود جریان عمومی خلیج فارس (شکل ۱) از حدود ۹۰۰۰ سال پیش برقرار می‌شود و احتمالاً منجر به آبشستگی رسوبات قدیمی‌تر بستر خلیج فارس می‌شود. مغزه C2 به طور قطع این واقعه را ثبت نکرده است. رسوبات مغزه C2 غالباً مربوط به هولوسن پایانی هستند که آب خلیج فارس کم و بیش

<sup>2</sup> Liquefaction<sup>1</sup> non-deposition



(مؤیدی و همکاران، ۲۰۱۰). در بستر دریا به جز زمین‌لرزه امواج آب دریا یا جریان‌های شدید نیز می‌توانند موجب آبگونی شوند (لمبرشتز و همکاران، ۲۰۱۰)، اما این سازوکار در آب‌های کم عمق رخ می‌دهد و تأثیری بر آب‌های عمیق نظیر آنچه در مطالعه ما بررسی شده، ندارد. با این حال، وقوع پدیده‌ی آبگونی ناشی از زمین‌لرزه می‌تواند همراه با جریان‌های ضعیف بستر خلیج فارس موجب فرسایش رسوبات نیز گردد (لمبرشتز و همکاران، ۲۰۱۰). مطالعه تصویر اشعه‌ایکس مغزه C2 نشان می‌دهد که تغییر شکل رسوبات نرم مرتبط با پدیده‌ی آبگونی در این مغزه به فراوانی مشاهده می‌شود که از آن جمله می‌توان به ریزگسل‌ها، نفوذ قارچی شکل لایه‌های زیرین به لایه‌های بالایی، نفوذ رو به پایین لایه‌های گلی، قطعات کنده شده از لایه‌های بالایی و نفوذ آن‌ها در لایه‌های پایینی یا بالعکس و ساختارهای شبیه به توپ و شعله اشاره نمود (مونکه و همکاران، ۲۰۰۴). تجمع رسوبات دانه درشت (ماسه‌ای) در برخی از افق‌ها نیز می‌تواند تأییدی بر بروز پدیده‌ی آبگونی در مغزه‌ی C2 باشد (راجندران و همکاران، ۲۰۱۳). با این حال، چنین ساختارهایی در مغزه C1 مشاهده نمی‌شود. دلیل این امر می‌تواند به موقعیت این دو مغزه مرتبط باشد. مغزه C2 در تنگه هرمز و در یکی از فعال‌ترین بخش‌های زاگرس به لحاظ لرزه‌خیزی قرار دارد (راستگو و همکاران، ۲۰۱۰). فعالیت گسل‌های میناب-زندان در خاور تنگه هرمز و گسل تراستی زاگرس در شمال این منطقه، این ناحیه را به یکی از لرزاترین پهنه‌های ایران تبدیل کرده است (نیسن و همکاران، ۲۰۱۰). وجود لایه ضخیم نمکی سازند هرمز یکی از عواملی است که مانع پخش امواج لرزه و ایجاد زلزله‌هایی با بزرگای بیش‌تر از ۶/۲ در مقیاس ریشتر در این منطقه می‌گردد (نیسن و همکاران، ۲۰۱۰) ولی همین بزرگا نیز برای بروز پدیده آبگونی در بستر دریا کافی است (لمبرشتز و همکاران، ۲۰۱۰). از طرف دیگر، مغزه C1 در میانه خلیج فارس و در بخش ورقه عربی قرار می‌گیرد که به لحاظ لرزه‌خیزی آرام است (آقانباتی، ۱۳۸۳). بنابراین، شواهد نشان می‌دهد که درهم ریختگی رسوبات C2 در اثر زمین‌لرزه است اما این عامل تأثیری بر مغزه C1 نداشته است. با این حال تعیین دقیق این‌که کدام زمین‌لرزه موجب به‌هم‌ریختگی در مغزه C2 شده است ممکن نیست و هر یک از زمین‌لرزه‌های مهمی که طی ۲۵۰۰ سال اخیر در

(۲۰۱۱) باشد (شکل ۱). به علاوه، بررسی تصویر اشعه ایکس مغزه‌ها و نیز بررسی بافت رسوبی در مغزه‌های C1 و C2 (شکل‌های ۳ و ۴) نشان از وجود ساختارهای توربیدیتی ندارد. اوچویی و همکاران (۱۹۹۶؛ ۲۰۰۲) با بررسی نمیرخ‌های لرزه‌ای در خلیج فارس و تنگه هرمز نشان دادند که پدیده‌ی خروج گاز از بستر دریا در این مناطق پدیده‌ای شایع است. بر اساس مطالعات اوچویی و همکاران (۱۹۹۶) پدیده خروج گاز در خلیج فارس و تنگه هرمز به حدی است که رسوب‌گذاری در این مناطق را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. آن‌ها دریافتند که پدیده خروج گاز از بستر دریا در تنگه هرمز منجر به تشکیل ساختارهای رسوبی دودکش مانند (هودو) در رسوبات پلیستوسن- هولوسن شده است. بر این اساس، شاید خروج گاز بتواند توجه‌کننده به هم‌ریختگی رسوبات در مغزه C2 باشد ولی نمی‌تواند عدم رسوب‌گذاری در مغزه C1 را توجیه نماید. شواهدی که می‌توانند به عنوان عامل به هم‌ریختگی رسوبات مغزه C2 در اثر خروج گاز باشند عبارتند از: تجمع ماده آلی در بالای مغزه (شکل ۴)، وجود شکل‌های دودکش مانند در مقیاس سانتی‌متر در ستون رسوبات در تصویر اشعه‌ایکس و سن قدیمی‌تر بالای مغزه (شکل ۴). به عبارت بهتر، خروج گاز می‌تواند موجب انتقال قائم رسوبات قدیمی‌تر به بخش‌های بالاتر ستون رسوبات شده و موجب وارونگی سن‌ها در ستون رسوب گردد. با این حال، شواهدی نیز در رد این فرضیه وجود دارد. تجمع رسوبات درشت‌دانه در افق‌های خاص (شکل ۴، نمودار ماسه دانه‌درشت) و وجود لایه‌بندی در نمونه نمی‌تواند با خروج گاز از رسوب قابل توضیح باشد. خلیج فارس محل برخورد دو ورقه تکتونیکی عربی و اورسیا است که در امتداد آن کوه‌های زاگرس افراشته شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل‌های زاگرس از لرزاترین گسل‌های جهان هستند (راستگو و همکاران، ۲۰۱۰). اگرچه زمین‌لرزه‌های بزرگ ( $6/5 <$ ) درجه در مقیاس ریشتر) در سواحل خلیج فارس و بستر آن رخ نمی‌دهد (نوروزی و احمدی، ۱۹۸۶) اما همین زمین‌لرزه‌های متوسط و کوچک که به فراوانی در این مناطق رخ می‌دهند، برای وقوع پدیده آبگونی در رسوبات این مناطق کافی است (مؤیدی و همکاران، ۲۰۱۰). آبگونی هنگامی رخ می‌دهد که زمین‌لرزه‌ای طولانی موجب افزایش فشار بر آب منفذی رسوبات شده و خروج این آب به سمت بالا ذرات ماسه را نیز با خود همراه می‌کند

بنابراین همچنان این سوال باقیست که چه پدیده‌ای مسئول این نبود رسوب‌گذاری است؟ یکی از پاسخ‌ها به این سوال می‌تواند سونامی باشد.

منطقه رخ داده‌اند، می‌توانند مسئول این به هم‌ریختگی باشند. هیچ‌یک از پدیده‌هایی که در بالا اشاره شد نمی‌تواند توضیحی درباره‌ی نبود رسوب‌گذاری در بازه‌ی زمانی ۲۵۵۰ تا ۸۸۰۰ سال پیش در مغزه‌ی C1 ارائه دهد.

جدول ۲. فهرست سونامی‌های احتمالی رخ داده در منطقه شمال غرب اقیانوس هند (دریای عمان، دریای عربی و خلیج فارس) که ممکن است تنگه هرمز را نیز تحت تأثیر قرار داده باشد (کومار، ۲۰۱۳)

تاریخ (میلادی)	مکان رخداد	دلیل احتمالی	توضیح
۳۲۸ قبل میلاد	کاچه، گجرات، هند (۴)	زمین‌لرزه	همراه با سونامی
۱۷ ژوئن ۹۷۸	سیراف، خلیج فارس	زمین‌لرزه	بیش از ۲۰۰۰ نفر کشته و کشتی‌ها غرق شدند.
اول آوریل ۱۰۰۸	سیراف، خلیج فارس	زمین‌لرزه	امواج عظیم کشتی‌ها را در هم شکست و افرادی کشته شدند.
نوامبر ۱۴۲۶	نزدیکی بحرین	(۴)	زمین‌لرزه حس شد ولی سونامی ایجاد نشد.
۱۶ ژوئن ۱۸۱۹	کاچه، گجرات، هند	زمین‌لرزه	بدون سونامی
سپتامبر ۱۸۷۱	بوشهر، ایران	زمین‌لرزه	همراه با سونامی و غرقایی سواحل. در کویت این حادثه به حادثه التبه معروف است که به کشته شدن برخی و غرق شدن کشتی‌ها منجر شد.
۱۸۳۲	هفوف، عربستان سعودی	زمین‌لرزه	زمین‌لرزه حس شد ولی سونامی ایجاد نشد.
۱۹ ژوئن ۱۸۴۵	کاچه، گجرات، هند	زمین‌لرزه	زمین‌لرزه حس شد ولی سونامی ایجاد نشد.
۱۳ ژوئن ۱۸۵۸	بوشهر، ایران	زمین‌لرزه	بدون سونامی
۱۹ می ۱۸۸۴	قشم، ایران	زمین‌لرزه	زمین‌لرزه حس شد ولی سونامی ایجاد نشد.
۲۸ نوامبر ۱۹۴۵	مکران، پاکستان	زمین‌لرزه	زمین‌لرزه و سونامی موجب مرگ حدود ۴۰۰۰ نفر شد.
۲۷ نوامبر ۲۰۰۵	قشم، ایران	زمین‌لرزه	زمین‌لرزه حس شد ولی سونامی ایجاد نشد.

آخرالزمانی نشان دهند که در صورت بروز زمین‌لرزه‌های عظیم بالای ۸ در مقیاس ریشتر و فعال شدن گسل‌های عظیم در خلیج فارس می‌توان انتظار داشت که در خلیج فارس سونامی با ارتفاع آب ۲ متر تشکیل گردد (زارع و همکاران، ۲۰۱۲). در هر صورت، با توجه به ویژگی‌های خلیج فارس، امکان بروز سونامی در این پهنه‌ی آب در اثر زمین‌لرزه وجود ندارد. با این‌که سونامی حاصل از لرزه در خلیج فارس ممکن نیست، بروز یک پدیده‌ی آب و هوایی که از آن به نام متئوسونامی (سونامی آب و هوایی) نام می‌برند در خلیج فارس به دفعات رخ داده است (حیدرزاده و همکاران، ۲۰۲۰). آخرین باری که این پدیده در خلیج فارس رخ داد در اسفندماه سال ۱۳۹۵ خورشیدی در بندر دیر در استان بوشهر رخ داد. بررسی‌های حیدرزاده و همکاران (۲۰۲۰) نشان می‌دهد که این پدیده‌ی آب و هوایی می‌تواند بستر آب‌های کم عمق را تحت تأثیر قرار دهد ولی نمی‌تواند در مناطق عمیق خلیج فارس اثرگذار باشد. سونامی‌های دور نظیر آنچه در سال ۱۹۴۵ میلادی در ساحل مکران رخ داد (جدول ۲) و یا سونامی‌های تاریخی ثبت شده در رسوبات (حق‌بین و همکاران، ۱۳۹۵)، نمی‌توانند موجب تغییر تراز قابل‌توجهی در خلیج فارس شوند (مختاری، ۲۰۱۱). بر این اساس، مختاری (۲۰۱۱)

خلیج فارس به لحاظ نظری نمی‌تواند منشأ بروز سونامی باشد. دلایل این مسئله یکی به کم عمق بودن این پهنه دریایی و دیگری به رخ ندادن زمین‌لرزه‌های بزرگ در این ناحیه است (نیسن و همکاران، ۲۰۱۰). برای بروز سونامی در اثر زمین‌لرزه ستون آب باید حدود ۱۰۰۰ متر و بزرگای زمین‌لرزه‌ها بیش از ۷ در مقیاس ریشتر باشد. با این حال، گزارش‌های تاریخی مرموزی از بروز سونامی در خلیج فارس وجود دارد (جدول ۲). یکی از این سونامی‌های مشکوک در سال ۱۰۰۸ میلادی در سیراف و به دنبال وقوع زمین‌لرزه‌های هولناک در همین منطقه رخ داد که موجب پیشروی آب در خشکی، غرق شدن کشتی‌ها و تلفات جانی در سیراف گردید (جردن، ۲۰۰۸). همچنین در سال ۱۸۷۱ به دنبال زمین‌لرزه‌ای در منطقه بوشهر، آب در سواحل کویت بالا آمد و برخی کشتی‌ها غرق شدند و تلفات جانی به بار آمد (کومار، ۲۰۱۳). این حادثه که در تاریخ کویت به حادثه التبه معروف است یکی از آخرین حوادثی است که نوسان تراز آب خلیج فارس به دنبال بروز زمین‌لرزه را شاهد هستیم. با این حال، مدلسازی‌های مختلف نشان می‌دهد که امکان بروز چنین پدیده‌ای در خلیج فارس در اثر زمین‌لرزه تقریباً هیچ است (حیدرزاده و همکاران، ۲۰۲۰). برخی تلاش کرده‌اند تا با ارایه‌ی سناریوهای

نمود داده و در نتیجه سنی غیرواقعی و جوان‌تر را ارائه داده باشند. با توجه به یافت نشدن شواهد ناشی از بروز سونامی یا حوادث مشابه در فرسایش رسوبات هولوسن ابتدایی تا پایانی در مغزه C1، احتمالاً عامل بروز ناهنجاری مشاهده شده در مغزه C1 به زیست‌آشفستگی رسوبات به ویژه پوسته‌های ریز فرامینفر سن‌سنجی شده باز می‌گردد. چنین پدیده‌ای می‌تواند همگن شدن سنی نهشته‌های خلیج فارس به ویژه در چند ده سانتی‌متری بالای این مغزه‌ها را توضیح دهد. جدول ۳ خلاصه‌ی نتایج این مطالعه و احتمال بروز علل مختلف به هم‌ریختگی توالی رسوبات هولوسن در تنگه هرمز و حوضه باختری خلیج فارس را مقایسه نموده است. بر این اساس، شواهد آشفستگی ناشی از پدیده آبگونگی و خروج گاز از بستر دریا در تنگه هرمز نشان می‌دهد که این عوامل سهم بیش‌تری در به هم‌ریختن توالی رسوبی در این ناحیه دارند. در عین حال، وجود جریان شدید بستر می‌تواند در کنار عوامل گفته شده در تغییر بافت رسوبات مؤثر باشد. مطابق با جدول ۳، در حوضه باختری خلیج فارس دلایل و شواهد حاکیست که زیست‌آشفستگی سهم عمده در بروز اختلال در توالی رسوبی این ناحیه دارد. عواملی نظیر سونامی‌های دورا و یا سونامی‌های ناشی از زمین‌لغزش‌های ساحلی گرچه توسط مدل‌های مختلف رد شده ولی گزارش‌های تاریخی (جدول ۲) همچنان جای این سوال را باقی گذاشته که آیا ارتباطی میان وقوع زمین‌لرزه و تغییر تراز ناگهانی آب خلیج فارس وجود دارد؟ و اگر چنین ارتباطی یافت شود، آیا این عامل می‌تواند رسوبات عمیق خلیج فارس را تحت تأثیر قرار دهد؟

#### ۶- نتیجه‌گیری

با توجه به موقعیت و اهمیت خلیج فارس در بررسی‌های دیرینه اقلیم‌شناسی و دیرینه اقیانوس‌شناسی، بررسی رسوبات هولوسن این دریا از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. با این حال، در چنین بررسی‌هایی باید به عواملی که می‌تواند موجب برهم‌خوردن توالی رسوبات و کم‌اعتبار شدن سن‌سنجی‌های صورت گرفته بر روی رسوبات می‌شود توجه کرد. برهم‌خوردن توالی رسوبات می‌تواند توسط عوامل متعددی نظیر خروج گاز از بستر دریا، زمین‌لرزه و آبگونگی، جریان‌های دریایی، زیست‌آشفستگی و از این قبیل ایجاد شوند. این عوامل می‌توانند موجب جابجایی زمانی رسوبات برای چند هزار سال شوند که در

نشان داد که چگونه تنگه هرمز به عنوان یک عارضه طبیعی مانع ورود امواج سونامی از خلیج عمان به خلیج فارس می‌شود. بنابراین، با توجه به این که حدود ۲۵۵۰ سال پیش آب خلیج فارس در حدود تراز امروزی و حتی بالاتر قرار داشته است (هیورات و باتمن، ۲۰۰۷)، لذا سونامی در اثر زمین‌لرزه نمی‌توانسته مسئول فرسایش رسوبات هولوسن پایینی تا بالایی در مغزه C1 باشد.

سواحل ایران در استان بوشهر به دلیل ارتفاع زیاد مستعد بروز زمین‌لغزش هستند. سواحل مرتفعی که در استان بوشهر هستند گاه با بیش از ۱۰۰ متر ارتفاع و شیب بیش از ۸۰ درجه به دریا مشرف هستند (مانند سواحل بندر تین در خاور بوشهر). بروز زمین‌لغزش‌های ساحلی به ویژه پس از بروز زمین‌لرزه، می‌تواند باعث بروز سونامی، حتی در آب‌های کم‌عمق نظیر خلیج فارس شود (لیو و همکاران، ۲۰۲۰). تاکنون مطالعه‌ای که نشان‌دهنده چنین واقعه‌ای در سواحل ایران باشد انجام نشده و چنین فرضیه‌ای نیازمند مطالعات دقیق در مناطق ساحلی و در دریا است. یکی از پدیده‌های شایع در رسوبات بستر دریا زیست‌آشفستگی است که موجب برهم خوردن توالی رسوبات دریایی می‌گردد (کولن، ۱۹۷۳). این پدیده به ویژه در مناطقی که دارای نرخ رسوب‌گذاری کمی هستند موجب می‌شود تا سن به دست آمده از رسوبات برای چندین هزار سال جابجا شود (اندرسن، ۲۰۰۱). بیش‌ترین فعالیت موجودات بسترزی دریایی در ۳۰ سانتی‌متری بالای رسوبات رخ می‌دهد و موجودات حفار و حتی فرامینفرهای بسترزی به طور قایم در رسوبات جابجا می‌شوند (اندرسن، ۲۰۰۱). اغلب بخش‌های عمیق خلیج فارس دارای نرخ رسوب‌گذاری کمتر از ۲۰ سانتی‌متر در هر هزار سال هستند و در برخی مناطق این نرخ به حدود ۵ سانتی‌متر در هر هزار سال می‌رسد (الغضبان و همکاران، ۱۹۹۸). لذا بدیهی است که زیست‌آشفستگی نقش پررنگی در جابجایی قائم رسوبات و به هم‌ریختن توالی رسوبی ایفا نماید. بهبهانی و همکاران (۲۰۱۵) با بررسی رسوبات سطحی بستر خلیج فارس نشان دادند که این پدیده در بخش‌های عمیق خلیج فارس کند است و به طور عمده توسط موجودات میکروسکوپی صورت می‌پذیرد. لذا به نظر می‌رسد فرامینفرهای سن‌سنجی شده در این مطالعه (جدول ۱) می‌توانسته‌اند در اثر این پدیده جابجایی قائم را تجربه کرده باشند و از افق‌های بالاتر به افق‌های پایین‌تر

زیست‌آشفته‌گی است که به ویژه بر روی ذرات ریز تأثیر بیش‌تری دارد. بر این اساس پیشنهاد می‌شود:

۱- پیش از انجام سن‌سنجی و یا تفاسیر دیرینه محیط‌شناسی از درست بودن توالی رسوبات دریایی مطمئن شد.

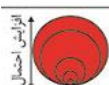
۲- در انتخاب نمونه‌ها برای سن‌یابی رادیوکربن، بهتر است از نمونه‌های درشت دانه که احتمالاً جایجایی قائم کمتری را متحمل شده‌اند استفاده نمود. نمونه‌های میکروفسیل نظیر فرامینیفرها برای سن‌سنجی رسوبات هولوسن خلیج‌فارس قابل اعتماد نیستند.

بازه زمانی هولوسن (۱۱۶۸۰ سال اخیر) عدد بزرگی است و تفاسیر ما را با خطای قابل توجهی مواجه می‌نماید.

بررسی‌های این مقاله نشان داد که رسوبات هولوسن در منطقه تنگه هرمز تحت تأثیر زمین‌لرزه‌های متوسط تا نسبتاً بزرگ این ناحیه، می‌توانند آبگونگی را تجربه کنند. آبگونگی رسوبات بستر تنگه هرمز همراه با جریان‌های نسبتاً تند این ناحیه حتی می‌تواند به فرسایش رسوبات منجر شود. در بخش‌های عمیق خلیج‌فارس که بخشی از ورقه عربی است، زمین‌لرزه‌ها از بزرگی کمتری برخوردارند و تأثیر کمتری بر توالی رسوبات این ناحیه می‌گذارند. در عوض، عامل مهم در تغییرات توالی رسوبات این ناحیه

جدول ۳. مقایسه دلایل به هم ریختگی توالی رسوبات در مغزه‌های مورد مطالعه در دو منطقه تنگه هرمز و حوضه غربی خلیج‌فارس. قطر دایره‌ها نشان دهنده احتمال بروز هر عامل است و هرچه قطر دایره بیشتر باشد سهم آن عامل در بروز آشفته‌گی توالی رسوبی بیش‌تر است. از آنجا که سونامی‌های ناشی از زمین‌لغزش‌های ساحلی در خلیج‌فارس تاکنون بررسی نشده‌اند، این عامل با رنگ متفاوت نشان داده شده است. در صورت وجود، این عامل می‌تواند نقش مهمی در بروز آشفته‌گی رسوبات بستر دریا ایفا نماید.

توضیحات	خلیج فارس	تنگه هرمز	دلایل به هم ریختگی توالی رسوبات
جریان شدید بستر همراه با آبگونگی می‌تواند موجب آشفته‌گی رسوبات شود	•	●	جریان شدید بستر
در بستر کم شیب خلیج فارس بسیار نامحتمل است	•	•	زمین لغزش در بستر دریا
در تنگه هرمز گزارش شده است	●	●	خروج گاز از بستر دریا
شواهد در تنگه هرمز قوی هستند	●	●●	آبگونگی ناشی از زمین لرزه
نمی‌تواند بستر عمیق دریا را متأثر کند	•	•	متوسونامی
بلحاظ تئوری غیرممکن است	●	●	سونامی ناشی از زمین لرزه
نیازمند مطالعه و بررسی است ولی شواهد تاریخی احتمال بروز آن را رد نمی‌کند.	●	●	سونامی ناشی از زمین لغزش‌های ساحلی
شواهد آن در بستر عمیق و آرام خلیج فارس قوی است.	●●	●	زیست آشفته‌گی



رسوبی منتخب از خلیج‌فارس به منظور استفاده در بازسازی دیرینه محیط خلیج‌فارس در طی هولوسن<sup>۳</sup> به انجام رسیده است. نویسندگان مقاله از پروفیسور ادوارد بارد<sup>۱</sup>، دکتر گیوم لودوک<sup>۲</sup> و کازویو تاجیگاوا<sup>۳</sup> در مرکز اروپایی آموزش و پژوهش علوم زمین بابت انجام سالیابی رادیوکربن و تصویربرداری پرتوایکس مغزه‌های خلیج‌فارس سپاسگزاری می‌نمایند.

## سپاسگزاری

بخشی از این مطالعه با حمایت مالی مرکز مطالعات و همکاری‌های بین‌المللی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری به انجام رسیده است. همچنین، مطالعات رسوب‌شناسی این طرح در چارچوب طرح داخلی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی به شماره INIOAS-1400-012-01-08-03 و با عنوان "تحلیل رسوب‌شناسی ۴ مغزه

<sup>3</sup> Kazuyo Tachikawa

<sup>1</sup> Eduard Bard

<sup>2</sup> Guillaume Leduc

## منابع

- and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): A paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *Journal of Geodynamics*, 24 (1-4): 259-280.
- Jordan, B. R (2008) Tsunamis of the Arabian Peninsula a guide of historic events. *Science of Tsunami Hazards*, 27 (1): 31.
- Kämpf, J., and Sadrinasab, M (2006) The circulation of the Persian Gulf: a numerical study. *Ocean Science*, 2 (1): 27-41.
- Kamranzad, B., Etemad-Shahidi, A., Chegini, V (2013) Assessment of wave energy variation in the Persian Gulf. *Ocean Engineering*, 70: 72-80.
- Kennett, D. J., and Kennett, J. P (2007) Influence of Holocene marine transgression and climate change on cultural evolution in southern Mesopotamia. *Climate Change and Cultural Dynamics Elsevier*, 229-264.
- Kumar, A (2013) Natural hazards of the Arabian Peninsula: their causes and possible remediation. In: Sinha, R., and Ravindra, R. (Eds.), *Earth System Processes and Disaster Management*. Springer, 155-180.
- Lambeck, K (1996) Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 142 (1-2): 43-57.
- Lambrechts, J., Humphrey, C., McKinna, L., Gouge, O., Fabricius, K., Mehta, A., Lewis, S., and Wolanski, E (2010) Importance of wave-induced bed liquefaction in the fine sediment budget of Cleveland Bay, Great Barrier Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89 (2): 154-162.
- Liu, P. F., Higuera, P., Husrin, S., Prasetya, G. S., Prihantono, J., Diastomo, H., Pryambodo, D. G. and Susmoro, H (2020) Coastal landslides in Palu Bay during 2018 Sulawesi earthquake and tsunami. *Landslides*, 17(9): 2085-2098.
- Lutze, G. F., and Wolf, R (1976) Persian foraminifera: depth distribution and sea level change. In *Proceedings 1st International Symposium on Continental Margin Benthic Foraminifera, Part B. Paleocology and Biostratigraphy. Maritime Sediments Spec*, 425-429.
- Moayedi, H., Huat, B. B., Mokhberi, M., Moghaddam, A. A., and Moghaddam, S. A (2010) Using stone column as a suitable liquefaction remediation in Persian Gulf coast. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 15: 1757-1767.
- Mokhtari, M (2011) Tsunami in Makran Region and its effect on the Persian Gulf. *Tsunami-Growing Disaster, Croatia, InTech*: 161-174.
- Monecke, K., Anselmetti, F. S., Becker, A., Sturm, M., and Giardini, D (2004) The record of آق‌آب‌تاتی، س. ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، تهران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ ص.
- حق‌بین، م، رضایی، خ، بیات، م، رفیعی، ب، هاشمی قاسم آبادی، ع (۱۳۹۵) بررسی شواهد رسوب‌شناسی رویداد سونامی در کرانه‌های مکران، بلوچستان، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۴، شماره ۷، ص ۸۲-۱۰۰.
- Al-Ghadban, A., Abdali, F., and Massoud, M (1998) Sedimentation rate and bioturbation in the Persian Gulf. *Environment international*, 24 (1-2): 23-31.
- Anderson, D. M (2001) Attenuation of millennial-scale events by bioturbation in marine sediments. *Paleoceanography*, 16(4): 352-357.
- Behbahani, R., Hosseinyar, G., and Lak, R, (2015) The controlling parameters on organic matter preservation within the bottom sediments of the northern part of the Persian Gulf. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 1: 267-283.
- Bird, E (2010) *Encyclopedia of the world's coastal landforms*. Springer Science & Business Media.
- Cullen, D. J (1973) Bioturbation of superficial marine sediments by interstitial meiobenthos. *Nature*, 242 (5396): 323-324.
- Goff, J. A., Austin Jr, J. A., Gulick, S., Nordfjord, S., Christensen, B., Sommerfield, C., Olson, H., and Alexander, C (2005) Recent and modern marine erosion on the New Jersey outer shelf. *Marine Geology*, 216 (4): 275-296.
- Goldfinger, C (2011) Submarine paleoseismology based on turbidite records. *Annual Review of Marine Science*, 3: 35-66.
- Hamzeh, M. A (2021) Environmental implications of the distribution and physical characteristics of surface sediments in the northern Persian Gulf. *Geo-Marine Letters*, 41(4): 1-15.
- Hargreaves, J., and Annan, J (2009) On the importance of paleoclimate modelling for improving predictions of future climate change. *Climate of the Past*, 5 (4): 803-814.
- Heidarzadeh, M., Šepić, J., Rabinovich, A., Allahyar, M., Soltanpour, A., and Tavakoli, F (2020) Meteorological tsunami of 19 March 2017 in the Persian Gulf: observations and analyses. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3): 1231-1259.
- Heyvaert, V. M. A., and Baeteman, C (2007) Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran). *Marine Geology*, 242 (1): 83-108.
- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, V. H., and Sébrier, M (1997) Holocene liquefaction

- Uchupi, E., Swift, S., and Ross, D (1996) Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian Gulf. *Marine Geology*, 129 (3-4): 237-269.
- Uchupi, E., Swift, S., and Ross, D (2002) Morphology and late quaternary sedimentation in the Gulf of Oman Basin. *Marine Geophysical Researches*, 23 (2): 185-208.
- Uchupi, E., Swift, S. A., and Ross, D. A (1999) Late Quaternary stratigraphy, paleoclimate and neotectonism of the Persian Gulf region. *Marine Geology*, 160 (1): 1-23.
- Zaré, M., Hashemi, S. A., Ebadi, R., Amirnejad-Mojdehi, S., Rahmani, R., and Sardar, A (2012) Tsunami hazard in the shorelines of Khark island (Persian Gulf), Iran. *Earthquake Science*, 25 (4): 299-305.
- historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics*, 394 (1-2): 21-40.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J., Jackson, J., and Parsons, B (2010) The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 296 (3-4): 181-194.
- Nowroozi, A. A., and Ahmadi, G (1986) Analysis of earthquake risk in Iran based on seismotectonic provinces. *Tectonophysics*, 122 (1-2): 89-114.
- Purser, B (1973) Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gul. In: *The Persian Gulf*. Springer, Berlin, Heidelberg, 157-177.
- Purser, B., and Seibold, E (1973) The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagenesis in the Persian Gulf. In: *The Persian Gulf*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1-9.
- Purser, B. H (2012) *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*, Springer Science & Business Media.
- Rajendran, C., Rajendran, K., Shah-Hosseini, M., Naderi Beni, A., Nautiyal, C., and Andrews, R (2013) The hazard potential of the western segment of the Makran subduction zone, northern Arabian Sea. *Natural hazards*, 65 (1): 219-239.
- Rastgoo, M., Azhari, S. M., and Gheitanchi, M. R (2010) Seismicity and Seismotectonic in the Strait of Hormuz, in *Proceedings The 1 st International Applied Geological Congress*, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran., 26-28 April 2010 2010, Department of Geology, Islamic Azad University.
- Riegl, B (2003) Climate change and coral reefs: different effects in two high-latitude areas (Persian Gulf, South Africa). *Coral reefs*, 22(4): 433-446.
- Reynolds, R. M (1993) Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*, 27: 35-59.
- Rose, Jeffrey I (2010) New light on human prehistory in the Persian Gulf Oasis. *Current Anthropology*, 51 (6): 849-883.
- Shanmugam, G (2012) Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. *Natural Hazards*, 63 (1): 5-30.
- Stoffers, P., and Ross, D. A (1979) Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the Persian Gulf—Gulf of Oman. *Sedimentary Geology*, 23 (1): 181-208.

## Causes of disturbances in the Persian Gulf 's Holocene sedimentary sequences

A. Naderi Beni<sup>\*1</sup> and M. jamali<sup>2</sup>

1- Assist. Prof., Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Sciences (INIOAS), Tehran, Iran

2- Assoc. Prof., Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie (CNRS), France

\* amnaderi@inio.ac.ir

Recieved: 2022/5/11 Accepted: 2022/8/3

### Abstract

The Persian Gulf is one of the most prominent postglacial landscape changes in the world. The basin has recorded the Holocene climate changes and sea level fluctuations in its sedimentary sequences. Therefore, the study of the Persian Gulf's Holocene sediments is of great importance. Understanding the postglacial climatic and oceanographic condition requires the discrimination of post-depositional disturbances from syn-depositional processes that are controlled by climatic and oceanographic conditions. In this regard, we used two short sediment cores obtained from the deepest parts of the Persian Gulf (PG) and Strait of Hormuz (SH) using a gravity corer to investigate the most important disruptors of the Holocene sedimentary sequences. Sedimentological studies along with X-ray images and high-resolution photographs were implemented on two well radiocarbon-dated short sediment cores. The radiocarbon results show that the sediments are disturbed in both cores. The SH core shows repeated age reversal and evidence of liquefaction. The PG core, on the other hand shows evidence of age reversal on top and a hiatus at the base. We assumed that the late-Holocene SH sedimentary sequence is more prone to be disturbed by earthquake while gas venting and relatively strong bottom currents are also influential. On the other side, bioturbation is more responsible for sediment disturbances in PG during the Mid to late Holocene. It is suggested that before starting comprehensive studies on the PG sediments, sedimentary structures are investigated to determine any disturbances in the sequence.

**Keywords:** Sedimentology, Tsunami, Bioturbation, Paleo-environment, Earthquake.