

## بررسی توالی‌های طوفانی سازند کربناته کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس

\*

وحید توکلی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

### چکیده

در مطالعه حاضر، توالی‌های ریزشونده به سمت بالا در سازند کربناته-تبخیری کنگان، در بخش مرکزی خلیج فارس بررسی شدند. این رسوبات روند کلی توالی تمپستایت را نشان می‌دهند. مقایسه این توالی‌ها با نهشته‌های حاصل از سایر سازوکارهای موجود برای تشکیل رسوبات دارای دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهد این رسوبات حاصل وقوع طوفان در زمان رسوب‌گذاری سازند کنگان در منطقه مرکزی خلیج فارس هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهند این توالی‌ها در شیب کم محیط رمپ کربناته تشکیل شده‌اند و ساخت‌های ریزشی در آنها مشاهده نمی‌شوند؛ جورشدگی خوبی در بخش‌های میانی این نهشته‌ها مشاهده می‌شود. مقیاس این نهشته‌ها در حد چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر است و رسوبات آواری در آنها مشاهده نمی‌شوند. تکرار درخور توجه این توالی‌ها به همراه دلایل یادشده در بخش‌های میانی تا بالایی سازند کنگان، سازوکار طوفانی را برای تشکیل آنها تأیید می‌کند. بررسی این نهشته‌ها به شناخت شرایط آب‌وهوایی ابتدای تریاس در حوضه خلیج فارس کمک بسیاری می‌کند.

واژه‌های کلیدی: نهشته‌های طوفانی (تمپستایت)، دانه‌بندی تدریجی، سازند کنگان، خلیج فارس

## مقدمه

نهشته‌های رخدادی<sup>۱</sup> آواری در مطالعه‌های بسیاری بررسی و الگوهای بسیاری برای ته‌نشست رسوبات حاصل از آنها ارائه شده‌اند که مشهورترین آنها توالی بوماست (Bouma 1962) که در اثر جریان‌های توربیدیته<sup>۲</sup> نهشته می‌شود؛ باوجوداین، مطالعه‌های کمتری درباره نهشته‌های کربناته شبیه به این توالی‌ها انجام شده است (Wright and Burchette 1998, Flugel 2010, Badenas et al. 2012, Pomar et al. 2012; Vachard et al. 2017, Wang et al. 2017, Comerio et al. 2018).

چهار الگو برای تفسیر حضور نهشته‌های با دانه‌بندی تدریجی در توالی‌های کربناته ارائه شده است که عبارتند از: ۱. ورود جریان‌های چگال از رودخانه‌ها (جریان‌های توربیدیته رودخانه‌ای) که باتوجه به تشکیل رسوب کربناته در حوضه، این سازوکار کمتر برای تفسیر حضور این رسوبات استفاده می‌شود؛ ۲. رسوبات طوفانی در محیط‌های کربناته<sup>۳</sup> که به‌فراوانی در مناطق مختلف جهان، در محیط‌های کربناته مشاهده می‌شوند. واژه رسوبات طوفانی را نخستین بار ایگنر (Aigner 1982) به کار برد و سپس کاربرد وسیعی در اشاره به رسوبات کربناته طوفانی یافت؛ ۳. رسوبات ریزشی<sup>۴</sup> که در اثر ناپایداری ثقلی رسوبات ایجاد می‌شوند و نهشته‌های با دانه‌بندی تدریجی را به شکل محلی ایجاد می‌کنند؛ ۴. رسوبات درون‌موجی<sup>۵</sup> که در اثر شکست موج در درون حوضه و اغلب در بخش رمپ میانی تا بیرونی دیده می‌شوند و اگرچه این نوع رسوبات به‌تازگی معرفی شده‌اند (Pomar et al. 2012)، کاربرد آنها برای توجیه نهشته‌هایی با دانه‌بندی تدریجی رو به افزایش است. باتوجه به الگوهای ارائه‌شده، هریک از این سازوکارها اثر عامل خاصی را در حوضه نشان می‌دهد و در نتیجه، شرایط محیط رسوبی در زمان ته‌نشست رسوبات را دقیق‌تر مشخص می‌کند.

<sup>1</sup> Event deposits<sup>2</sup> Turbidity<sup>3</sup> Tempestite<sup>4</sup> Slumping<sup>5</sup> Internalite

تمپستایت‌ها در زمان تریاس به‌فراوانی در محیط‌های کربناته

تشکیل شده‌اند (Aigner 1985, Aigner 1982, Hips 1998, Blendinger and Blendinger 1989, Calvet and Tucker 1988, Galli 1989, Hagdom 1982, Perez-Lopez 2001, Torok 1993, Perez-lopez and Prez-valera 2012, Colombie et al. 2014)

این امر به‌علت آب‌وهوای بسیار گرم و خشک در سراسر جهان و به‌ویژه در ناحیه خلیج فارس (Insalaco et al. 2006) طی آن زمان بوده است. منطقه خلیج فارس کنونی در آغاز تریاس در عرض حدود ۱۰ درجه جنوبی قرار داشته، سپس به تدریج به سمت شمال حرکت کرده و تا انتهای تریاس به خط استوا رسیده است (Scotese et al. 1999)؛ این امر سبب شده است این منطقه و عرض‌های معادل آن (مانند بخش میانی قاره آفریقا و بخش شمالی آمریکای جنوبی) مستعد تشکیل طوفان و ته‌نشست تمپستایت‌ها باشند (Smith and Zawada 1989, Kidder and Worsley 2004, Komatsu et al. 2010, Wang et al. 2017) و به‌همین علت در مطالعه حاضر، سازند کنگان در منطقه خلیج فارس برای بررسی وجود احتمالی این نهشته‌ها بررسی می‌شود. مطالعه حاضر با مطالعه مغزه‌ها و نمونه‌های میکروسکوپی به بررسی این نهشته‌های رخدادی در سازند کنگان، در بخش مرکزی خلیج فارس می‌پردازد. باتوجه به اهمیتی که این سازند از دیدگاه مخزنی در کشور ایران دارد، تعیین محیط رسوبی آن و وقایعی که سبب ته‌نشست این نهشته‌ها شده‌اند اهمیت بسیاری دارد. نتایج مطالعه حاضر سازوکار تشکیل این نهشته‌ها را بیان می‌کنند و کاربردهای آنها را در تفسیر محیط رسوبی و آب‌وهوای دیرینه نشان می‌دهند.

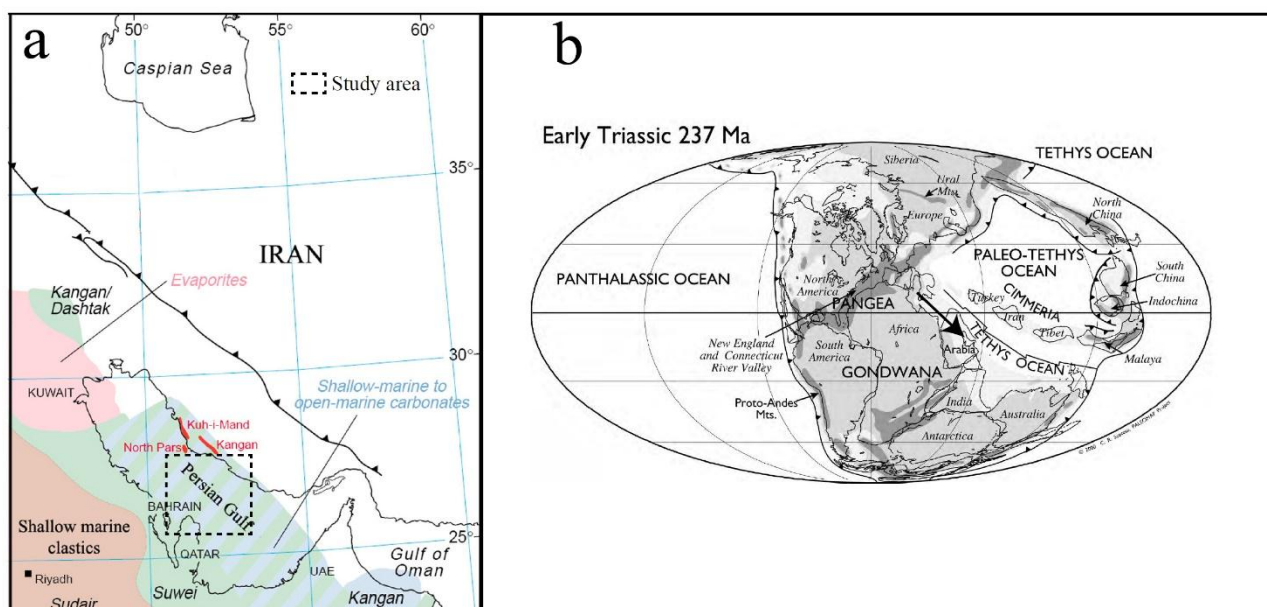
## زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه

تاریخچه تکتونیکی حوضه خلیج فارس با یک فاز درون کراتونی که از پرکامبرین پایانی تا پرمین میانی به طول می‌انجامد آغاز می‌شود (Konert et al. 2001)؛ پس‌از آن، فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه طی مزوزوئیک کاهش می‌یابند و سرانجام در سنوزوئیک دوباره فعال می‌شوند. طی پرکامبرین پایانی تا کامبرین آغازین، گسل‌های فراوانی در

همگی در محیط رسوبی کم عمق کربناته-تبخیری نهشته می‌شوند (Ziegler 2001).

سازند مخزنی کنگان به شکل هم‌شیب روی دالان قرار گرفته است. این سازند معادل با خوف بالایی و ضخامت آن در بخش مرکزی خلیج فارس حدود ۱۸۰ متر است. سازند کنگان شامل دو عضو K2 (آهک و دولومیت)، K1 (دولومیت انیدریتی، آهک و دولومیت) و لایه‌های نازک شیل در بخش بالایی است. سازند دشتک به عنوان پوشش سنگ این مخزن عمل می‌کند (Rahimpour-Bonab 2007, Aali et al. 2006) و به شکل هم‌شیب روی آن قرار دارد. واحد مخزنی K1 بر اساس سنگ‌شناسی به سه بخش تقسیم می‌شود که شامل واحد دولومیتی در بالا، واحد آهکی در وسط و واحد دولومیتی-انیدریتی در پایین است. سازند کنگان در اغلب کشورهای حاشیه خلیج فارس، سازند خوف نامیده می‌شود و در ایران تا کوه‌های زاگرس امتداد دارد. موقعیت فعلی و جغرافیای دیرینه منطقه مطالعه شده در شکل ۱ نشان داده شده است.

منطقه و سکانس‌های ضخیم نمکی در این سیستم ریفتی تشکیل می‌شوند (Konert et al. 2001). طی دونین پایانی تا کربونیفر آغازین، فرورانش در این منطقه سبب تشکیل حوضه‌های پشت‌کمانی و باعث فعالیت آتشفشانی بسیار می‌شود. در کربونیفر پایانی تا پرمین پایانی، کوه‌زایی هرسینین سبب تشکیل کمان عربی می‌شود. هم‌زمان با رسوب‌گذاری توالی‌های پرمین-تریاس، ریفتینگ پشت‌کمانی در بخش شمالی صفحه عربی ادامه می‌یابد. طی نئوژن، حداکثر فشار برخوردی بین صفحه عربی و آسیا رخ می‌دهد و ویژگی‌های کنونی این صفحه ایجاد می‌شوند (Konert et al. 2001). طی پرمین پایانی تا تریاس آغازین، رسوب‌گذاری کربناته در آب‌های گرم منطقه خلیج فارس کنونی رخ می‌دهد (Alsharhan and Nairn 1997). ضخامت کربنات‌ها و تبخیری‌های حاصل در مناطق مختلف متغیر است و این امر رسوب‌گذاری هم‌زمان با فعالیت‌های تکتونیکی را در این منطقه نشان می‌دهد. در طول پرمین پایانی و تریاس آغازین، رخساره‌های رسوبی متفاوتی در بخش مرکزی خلیج فارس و



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعه شده به همراه رخساره‌های دیرینه (نقشه پایه (a) از Ziegler 2001) و موقعیت دیرینه جغرافیای منطقه مطالعه شده (b)

مطالعه‌های ماکروسکوپی روی ۵۴۰ متر مغزه‌های موجود از

مواد و روش‌ها

دولومیت آن عمدتاً ریزیلور و بی‌شکلند. باندستون استروماتولیتی در محیط‌های بین جزرومدی وجود دارد که نشان‌دهنده پایین‌آمدن سطح آب دریاست و ساخت‌های لایه‌بندی ظریف و حفره‌های فنسترال دارد. ترومبولیت در قاعده سازند کنگان مشاهده می‌شود و فابریک لخته‌ای دارد.

### رخساره‌های محیط لاگون

زیرمحیط لاگون به‌علت پشته‌های سدی ائیدی، انرژی کمی دارد و شوری آن بر اثر چرخش محدود آب افزایش می‌یابد؛ بنابراین، تنوع گونه‌ها در این منطقه کم است و تنها جانوران محدودی که با این شرایط سازگارند به‌فراوانی یافت می‌شوند. تنوع اندک جانوران، وجودداشتن ساخت‌های خروج از آب مانند ترک‌های گلی، حضور بافت چشم‌پرنده‌ای و فراوانی گل‌کربناته و پلوئید نشان‌دهنده تشکیل ریزرخساره بیوکلاست پلوئید و کستون/پکستون در زیرمحیط لاگون است (Flügel 2010). این رخساره با محیط لاگون مرتبط است و اجزای اسکلتی موجود در آن عبارتند از: قطعه‌های دوکفه‌ای، میلیولید و آلوکم‌هایی نظیر پلوئید و آنکوئید. جورشدگی ذرات در این رخساره ضعیف است و دانه‌ها از اندازه‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند. آثاری از انیدریت به‌شکل سیمان و ندول در این رخساره دیده می‌شود که ممکن است اولیه یا ثانویه باشند. زیست‌آشفته‌گی و میکرایتی‌شدن ذرات از دیگر عوارض مشاهده‌شده در این رخساره است.

### رخساره‌های پشته‌سدى

رخساره‌های پشته‌سدى با گرینستون ائیدی و پلوئیدی مشخص می‌شوند. این ریزرخساره‌ها باتوجه‌به فراوانی دانه‌های ائید و پلوئید در حد ماسه، نبود گل آهکی و جورشدگی خوب در شرایط انرژی زیاد پشته‌سدى و بالای خط اثر امواج نهشته شده‌اند. این رخساره، پراورزی‌ترین رخساره سازند کنگان در ناحیه مطالعه‌شده است. پکستون بیوکلاستی ائیدی با بافت دانه‌پشتیبان و مقدار کمی گل که همراه با رخساره‌های لاگون دیده می‌شود به پشته‌سدى رو به

سازند کنگان در سه چاه انجام و ساخت‌های رسوبی و ویژگی‌های آنها ثبت شدند. به‌منظور شناخت دقیق توالی‌های بررسی‌شده، ۴ نمونه پلاگ (۳ پلاگ افقی و ۱ پلاگ عمودی) از هر متر مغزه تهیه شد. مقاطع نازک میکروسکوپی از برش‌های دو سمت هر نمونه پلاگ تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. یک‌سوم هر مقطع برای تشخیص آهک از دولومیت با محلول آلزارین رنگ‌آمیزی شد (Dickson 1965). نام‌گذاری رخساره‌ها با استفاده از تقسیم‌بندی دانهام (Dunham 1962) انجام شد.

### نتایج

#### رخساره‌های سازند کنگان

#### رخساره‌های پهنه جزرومدی

مادستون با فابریک فنسترال، باندستون استروماتولیتی و انیدریت لایه‌ای نشان‌دهنده ته‌نشست رسوبات در زیرمحیط پهنه جزرومدی‌اند. رسوبات این زیرمحیط به‌علت حدواسط‌بودن پهنه جزرومدی به‌طور منظم یا نامنظم از آب خارج شده‌اند و ساخت‌های ویژه‌ای در آنها به وجود آمده‌اند که فابریک چشم‌پرنده‌ای و ندول‌های انیدریت ازجمله آنها هستند. رخساره انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای معرف نهشته‌های سابخای پهنه جزرومدی و شرایط آب‌وهوایی گرم‌وخشک است (Warren 2006, Flügel 2010). رخساره انیدریت اقلیم گرم‌وخشک را در منطقه مطالعه‌شده نشان می‌دهد و به محیط بالای جزرومدی مربوط و در برخی قسمت‌ها با میکرایت همراه است. این رخساره به‌شکل‌های لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شود. رخساره‌های همراه با آن، رخساره‌های جزرومدی‌اند. مادستون‌های همراه با انیدریت اغلب آلوکم ندارند. این رخساره به محیط جزرومدی مربوط است. اندازه ندول‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. چنانچه این ندول‌ها ابتدا به‌شکل ژپس نهشته و در اثر ازدست‌دادن آب در اعماق به انیدریت تبدیل شده باشند، شکستگی‌های شعاعی در اطراف آنها مشاهده می‌شوند. این رخساره در بیشتر قسمت‌های توالی، دولومیتی شده است و بلورهای

لاگون نسبت داده می‌شود. در رخساره گرینستون انیدیتی، دولومیتی‌شدن، سیمان دریایی و تخلخل قالبی به‌فراوانی دیده می‌شود. در برخی قسمت‌ها، این رخساره لایه‌بندی مورب دارد و درکل جورشدگی و گردشدگی خوبی را نشان می‌دهد. گرینستون ایتراکلاستی با یوکلاستی به بخش سد رو به دریای باز مربوط و عمیق‌ترین رخساره دیده‌شده در چاه مطالعه‌شده است. ایتراکلاست و با یوکلاست آلوم‌های غالب در این رخساره‌اند و بافت آن دانه‌پشتیبان و بدون گل است. جورشدگی و اندازه ذرات در آن متوسط است و دولومیتی‌شدن دانه‌ها در برخی بخش‌ها دیده می‌شود. تغییرات تدریجی بین انواع ریزرخساره‌ها و نبود ریف سازنده

سد نشان‌دهنده شیب بسیار ملایم و کم پلت‌فرم کربناته است. نبود دامنه پرشیب با حضورنداشتن ساخت‌های حاصل از ریزش و واریزه‌های حاصل از ریف تأیید می‌شود؛ هرکدام از این محیط‌ها رخساره‌های خاص خود را دارند. ریزرخساره‌های شناسایی‌شده، تغییرات عمودی آنها، مقایسه با محیط‌های امروزی و قدیمی، فراوانی انیدها و گسترش رسوبات پهنه جزرومدی گویای اینست که رخساره‌های سازند کنگان در منطقه مطالعه‌شده، در پلت‌فرم کربناته نوع رمپ نهشته شده‌اند. توضیح رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نسبت‌داده‌شده به آنها در جدول ۱ مشاهده می‌شود.

جدول ۱- رخساره‌های مشخص‌شده در سازند کنگان در میدان مطالعه‌شده

محیط رسوبی	ویژگی‌های مشاهده‌شده	رخساره
بالای جزرومدی	به‌شکل توده‌ای و لایه‌ای همراه با بافت قفس‌مرغی است بدون آلوم است یا آلوم‌ها کمتر از ۲ درصدند. در برخی موارد ندول‌های انیدریتی مشاهده می‌شوند و گاهی با تخلخل‌های فنسترال همراه است.	انیدریت مادستون
بین جزرومدی	لایه‌بندی مسطح و موجی متناوب تیره و روشن در مطالعه‌های مغزه دیده می‌شود بافت گل‌کلمی دارد.	باندستون استروماتولیتی باندستون ترومبولیتی
لاگون جزرومدی	زمینه از میکرایت است و ذرات موجود دانه‌های بیوکلاستی ریزند. در اغلب موارد تخلخل و فرایند دیاژنزی خاصی ندارد.	مادستون همراه با اندکی بیوکلاست
لاگون	جورشدگی ضعیف و در برخی موارد با سیمان انیدریت همراه است اغلب دانه‌های اصلی پلوئیدها هستند، اما در برخی موارد، دانه‌های انکوئید نیز در متن مشاهده می‌شوند.	وکستون با یوکلاستی/پلوئیدی پکستون پلوئیدی/انکوئیدی
سمت ساحل سد	دانه‌پشتیبان و اصلی‌ترین ذرات تشکیل‌دهنده بیوکلاست است که اغلب همراه با مقداری انید مشاهده می‌شود. میزان گل کم و سیمان کلسیتی در برخی موارد بین دانه‌ها مشاهده می‌شود.	پکستون بیوکلاستی انیدیتی
سد	پرانرژی‌ترین رخساره مشاهده‌شده است. ذرات غالب در بیشتر موارد انیدها هستند که همراه با مقادیر کمتر بیوکلاست مشاهده می‌شوند. بلوغ بافتی بسیار خوبی دارد. در بیشتر موارد، دانه‌های انید حل شده‌اند و تخلخل زیادی را ایجاد کرده‌اند. در برخی موارد همراه با سیمان انیدریت مشاهده می‌شوند و دیاژنز تأثیر چندانی بر آن نداشته است. رخساره پرانرژی انیدیتی که در اغلب موارد با قطعه‌های ایتراکلاست همراه است.	گرینستون انیدیتی بیوکلاستی گرینستون انیدیتی/ایتراکلاستی
سمت دریای سد	بافت دانه‌پشتیبان که در انرژی زیاد نهشته شده است. قطعه‌های ایتراکلاست همراه با دانه‌های انید حمل‌شده از سد کربناته را دارد و به‌علت شرایط پرانرژی محیط، سیمان دریایی گسترش یافته است. ذرات مختلف در آن مشاهده می‌شوند.	پکستون انیدیتی بیوکلاستی/ایتراکلاستی
نامشخص	سنگ به‌طور کامل از بلور تشکیل شده است و بافت اولیه آن مشخص نیست.	کربنات بلوری

توالی‌های مشاهده‌شده

لایه‌بندی تدریجی رسوبات در اثر کاهش (یا در برخی موارد افزایش) انرژی جریان رخ می‌دهد. بررسی نمونه‌های مغزه و مقاطع نازک در توالی‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهد اغلب این توالی‌ها با سطح فرسایشی آغاز می‌شوند (شکل ۲). در بیشتر موارد، آثار فرسایشی به‌وضوح در این رسوبات دیده می‌شوند. لایه‌کنده‌شده پایینی اغلب از رخساره‌های گل پشتیبان تشکیل شده است. قطعه‌های این لایه به‌فراوانی در بالای سطح فرسایشی<sup>۱</sup> دیده می‌شوند. در برخی موارد، این قطعه‌ها بزرگ (در حد چندین سانتی‌متر) و زاویه‌دارند. حضور قطعه‌های کشیده و زاویه‌دار در بالای سطح فرسایشی نشان می‌دهد این قطعه‌ها بسیار نزدیک به منشأ نهشته شده‌اند (شکل ۲). علاوه‌بر قطعه‌های کنده‌شده از لایه پایینی، ساخت‌های شعله‌ای<sup>۲</sup> نیز در این واحد دیده می‌شوند (شکل ۲). رسوبات قاعده‌ای لایه‌بندی تدریجی مشخصی را نشان می‌دهند. باتوجه‌به حضور اینتراکلاست‌های فراوان در این واحد، این دانه‌بندی در بیشتر موارد مشخص است. لایه‌های موازی تا مورب صفحه‌ای<sup>۳</sup> به‌سمت بالا دیده می‌شوند (شکل ۳). اندازه دانه‌ها در این واحد ریزتر می‌شود. مطالعه‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند این واحد اغلب از گرینستون با جورشدگی خوب تا پکستون تشکیل شده است و دانه‌های غالب در آن الئید و پلت هستند که در برخی موارد همراه با قطعه‌های بایوکلایستی دیده می‌شوند (شکل ۴). سیمان کلسیتی و انیدریتی در این واحد گسترش یافته است. در ادامه، اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد. مواردی مانند حضور ذرات بایوکلایستی، نوع قاعده رسوبات و ضخامت توالی برای جدایش واحدهای طوفانی<sup>۴</sup> نزدیک<sup>۵</sup> و دور<sup>۶</sup> از ساحل استفاده می‌شوند.

ذرات اینتراکلاستی با اندازه کوچک‌تر در این واحد، هم در مطالعه‌های مغزه و هم در مطالعه‌های مقاطع نازک، دیده

می‌شوند؛ علاوه‌بر ذرات اینتراکلاست، الئیدها و پلت‌های با اندازه کوچک‌تر نیز دیده می‌شوند. لایه‌بندی مورب عدسی<sup>۷</sup> از ساخت‌های رسوبی‌ایست که در مطالعه‌های مغزه مشاهده می‌شود (شکل ۳). در برخی موارد، قالب‌های دروغین<sup>۸</sup> انیدریت که جایگزین ژپس شده‌اند نیز در این توالی دیده می‌شوند. حضورنداشتن رسوبات در اندازه سیلت دانه‌درشت تا ماسه دانه‌ریز در این توالی‌ها سبب شده است لایه‌بندی موازی در این واحد گسترش نداشته باشد. لایه پایانی توالی‌های مطالعه‌شده اغلب از رسوبات میکرایتی توده‌ای<sup>۹</sup> تشکیل شده است که انیدریت همراه با آن دیده می‌شود. استیلولیت‌ها در بخش‌های مختلف توالی‌های یادشده گسترش یافته‌اند.

<sup>1</sup> Rip-up clasts

<sup>2</sup> Flame structures

<sup>3</sup> Planar cross-bedding

<sup>4</sup> Tempestite

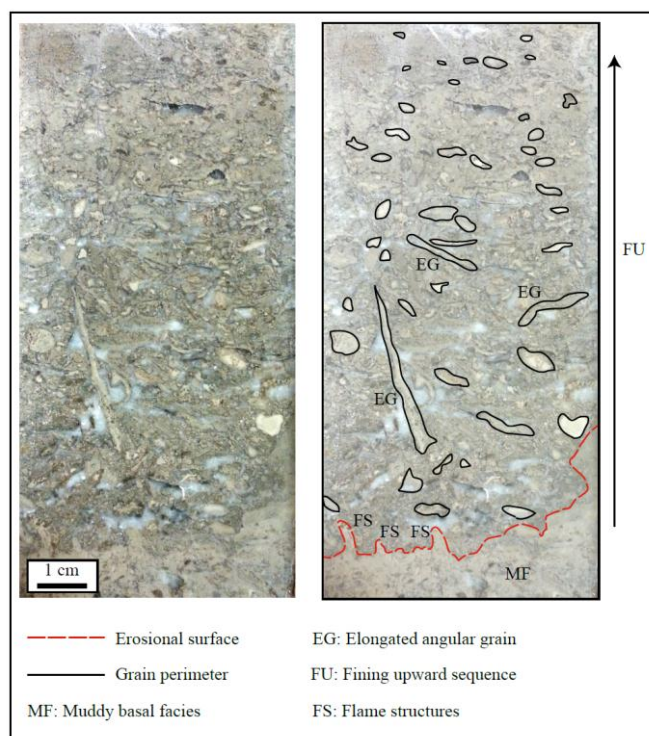
<sup>5</sup> Proximal

<sup>6</sup> Distal

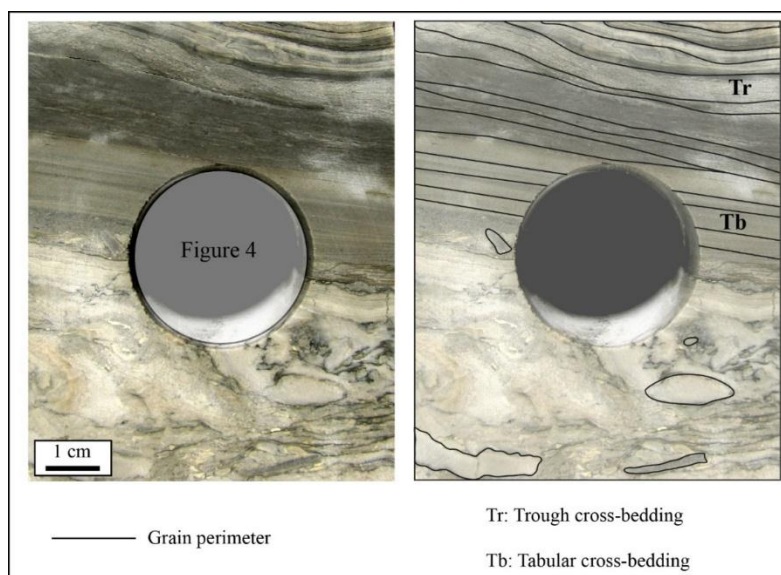
<sup>7</sup> Trough cross-bedding

<sup>8</sup> Pseudomorph

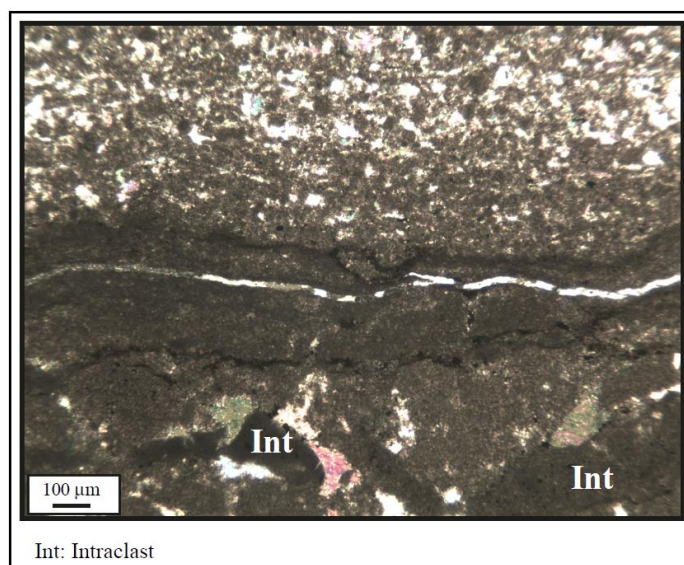
<sup>9</sup> Massive



شکل ۲- قاعده فرسایشی همراه با توالی ریزشونده به سمت بالا. قطعه‌های اینتراکلاستی زاویه‌دار همراه با ساخت‌های شعله‌ای در شکل مشاهده می‌شوند.



شکل ۳- لایه‌بندی مورب صفحه‌ای و عدسی نشان‌دهنده تغییر شدت جریان در توالی‌های مطالعه‌شده است؛ محل شکل ۴ در این شکل دیده می‌شود.

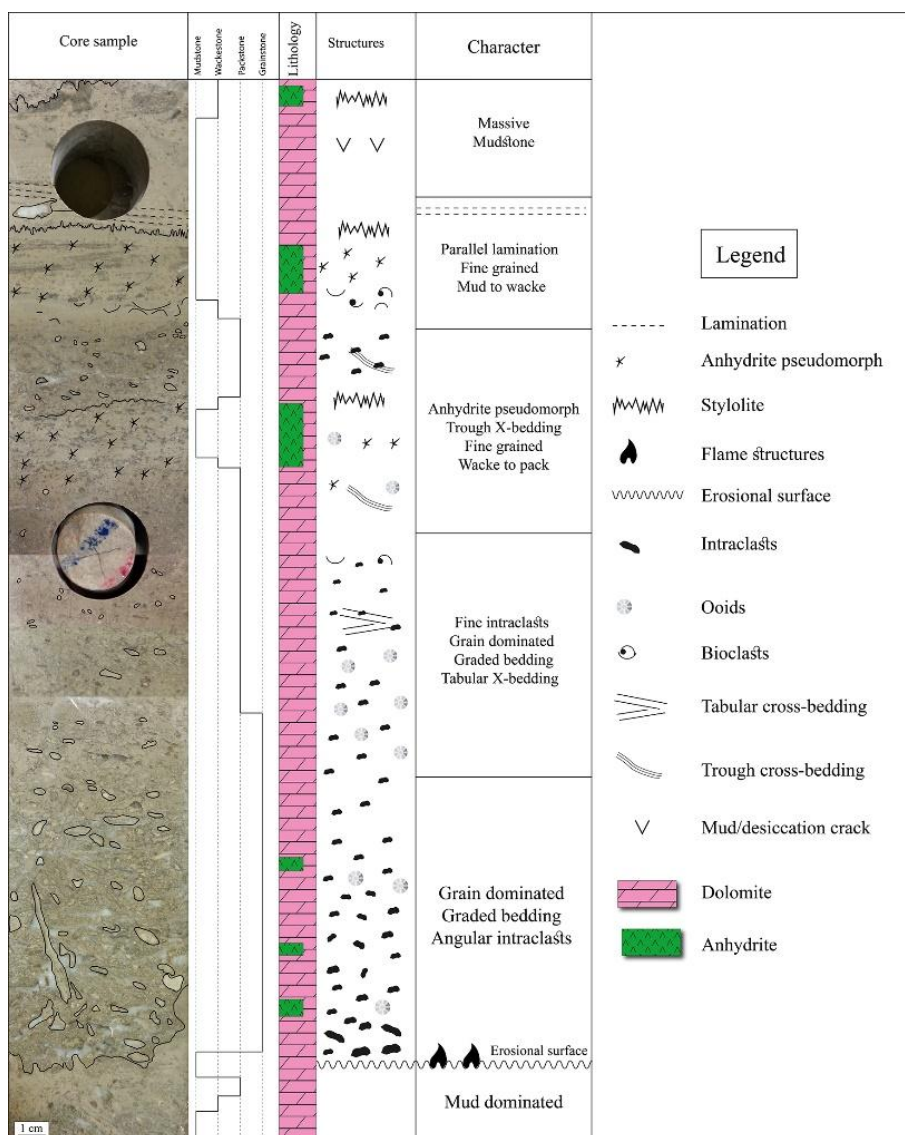


شکل ۴- گرینستون و پکستون دارای قطعه‌های اینتراکلاست (با علامت Int مشخص شده‌اند) و پلوئید همراه با لایه‌بندی مورب نشان‌دهنده واحد B از توالی مطالعه شده است؛ رمز واحد A و B مشخص است (تصویر در نور پلاریزه).

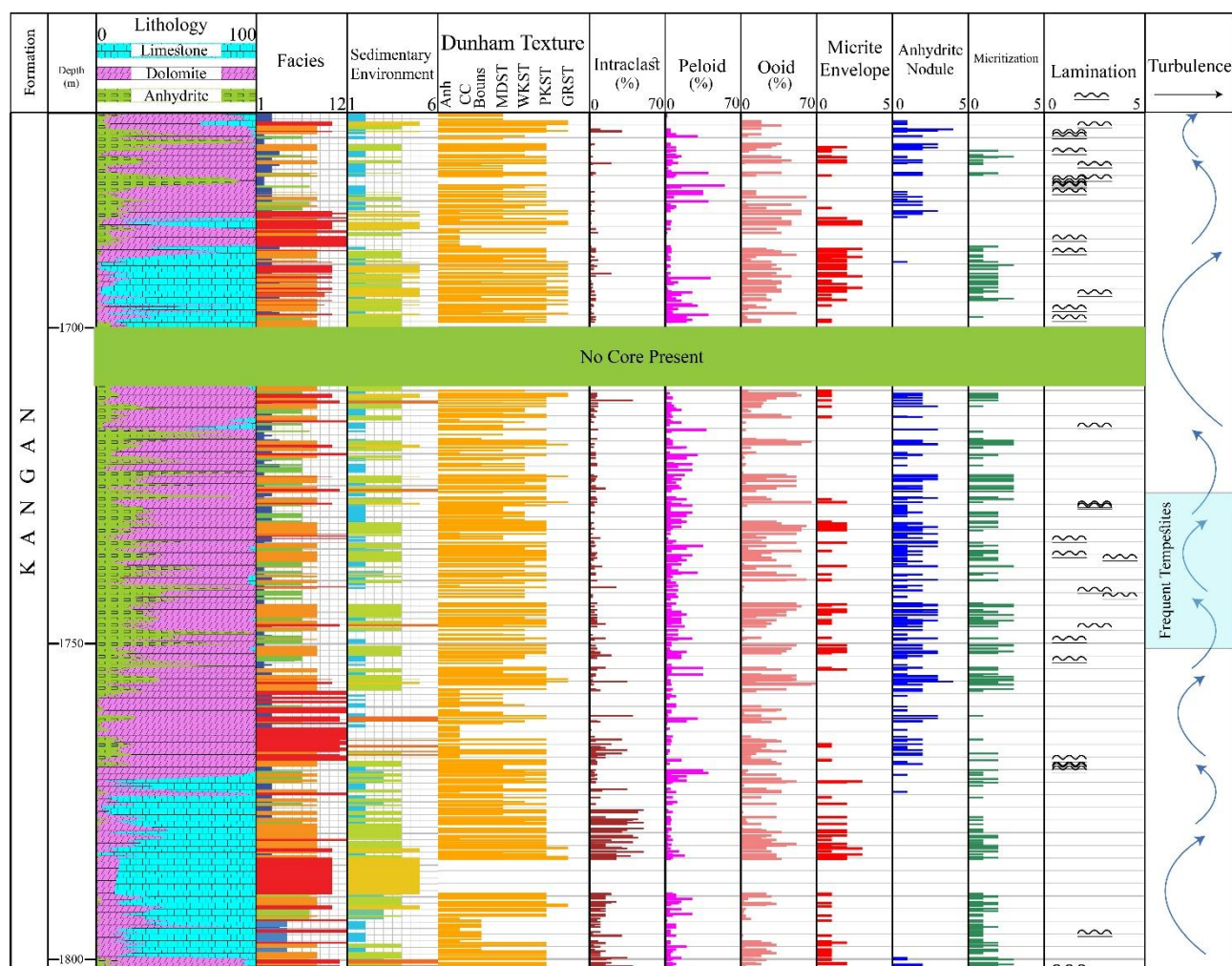
تغییر مکان سطح اساس طوفان به سبب تغییر آب‌وهوا و یا تغییر سطح آب دریا، این توالی‌ها را می‌توان در ستون قائم چاه مشاهده کرد. ستون ایدئال مشاهده شده همراه با تصویر یکی از توالی‌های یادشده در شکل ۵ دیده می‌شود. توالی‌های بحث‌شده در بخش‌های میانی واحد کنگان، در قاعده و میانه واحد مخزنی  $K_1$  به فراوانی دیده می‌شوند و تعداد آنها به سمت بخش‌های بالایی این سازند رفته‌رفته کاهش می‌یابد. این توالی‌ها در بخش مخزنی  $K_2$  مشاهده نمی‌شوند. توالی رخساره‌های مطالعه شده در یکی از چاه‌ها در شکل ۶ مشاهده می‌شود.

اگرچه بیشتر توالی‌های مشاهده شده چرخه کامل یادشده را شامل می‌شوند، برخی از توالی‌ها چرخه ناقصی از این رسوبات را نشان می‌دهند؛ این امر اغلب به علت تغییر رژیم جریان به سبب فاصله از مرکز انرژی است. وجود این تغییرات در نتیجه روند پروکسیمال-دیستال محیط رسوبی و تأثیر نوسانات شرایط هیدرودینامیکی روی بستر رسوبی است که خود تأییدکننده وجود نهشته‌های طوفانی پروکسیمال-دیستال است. بخش‌های پایینی در برخی از توالی‌ها دیده نمی‌شوند. در برخی موارد نیز بخش‌های بالایی دیده نمی‌شوند و در اثر فرسایش چرخه بعدی از بین رفته‌اند. با توجه به قانون والتر و





شکل ۵- توالی شاخص مشاهده شده در سازند کنگان به همراه یکی از مغزه‌های مشاهده شده به طور کامل؛ واحدهای شناسایی شده به همراه ویژگی‌های هر یک از واحدها ارائه شده‌اند.



شکل ۶- ستون سنگ‌شناسی به همراه رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی، بافت، دانه‌ها و سایر ویژگی‌های یکی از چاه‌های مطالعه‌شده. کد رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در جدول ۱ آمده است. Anh: انیدریت، CC: کربنات کریستالی، Bouns: باندستون، MSDT: مادستون، WKST: وکستون، PKST: پکستون، GRST: گریستون. اعداد صفر تا ۴ در مقیاس ستون‌ها به ترتیب نشان‌دهنده نبود، کم، متوسط، فراوان و غالب است و عدد ۵ برای نمایش بهتر اضافه شده است.

## بحث

است. رسوبات دارای دانه‌بندی تدریجی که در اثر شکست داخلی امواج ایجاد می‌شوند، اغلب در بخش‌های میانی تا بیرونی رمپ تشکیل می‌شوند (Pomar et al. 2012). این امواج در مناطقی با لایه‌بندی چگالی در آب ایجاد می‌شوند و طول موج بلندتری نسبت به امواج معمولی سطحی دارند و بنابراین در بخش میانی تا بیرونی رمپ شکسته می‌شوند (Pomar et al. 2012). باتوجه به نوع محیط رسوبی و عمق محیط ته‌نشست سازند کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس که همواره در

نهشته‌های دارای ساخت رسوبی دانه‌بندی تدریجی در کربنات‌ها ممکن است در اثر ریزش، طوفان، جریان‌های چگال، شکست داخلی امواج و رسوب‌گذاری در کانال ایجاد شوند (Wright and Burchette 1998, Flugel 2010, Badenas et al. 2012, Pomar et al. 2012). اگرچه همه این عوامل مجموعه رسوباتی با دانه‌بندی تدریجی ایجاد می‌کنند، ویژگی‌های این نهشته‌ها و محیط‌های تشکیل آنها در موارد مختلف متفاوت

مطالعه‌های مختلف، رمپ داخلی کربناته کم‌عمق برای آن در نظر گرفته شده است (Rahimpour-Bonab et al. 2014)، این سازوکار نمی‌تواند برای تفسیر نهشته‌های بحث‌شده در این سازند به کار رود؛ همچنین در توالی‌های حاصل از شکست داخلی امواج، اغلب روند ریزشونده به سمت بالا به‌طور واضح دیده نمی‌شود و اغلب قاعده فرسایشی در این رسوبات مشاهده نمی‌شود (Badenas et al. 2012). باتوجه به موارد یادشده، توالی‌های ریزشونده به سمت بالا را که در سازند کنگان، در بخش میانی خلیج فارس دیده می‌شوند نمی‌توان با این سازوکار مرتبط دانست. این رسوبات در اثر ریزش نیز حاصل نشده‌اند؛ زیرا رسوبات ریزشی اغلب در مکان‌هایی تشکیل می‌شوند که شیب تندی در محیط رسوبی وجود داشته باشد. همان‌طور که اشاره شد محیط رسوبی سازند کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس، رمپ کم‌شیبی است و در نتیجه، ریزش با حجم زیاد نمی‌تواند در آن اتفاق افتاده باشد؛ ازجمله شواهد این امر عبارتند از: حضورنداشتن رسوبات حاشیه‌ای سدی<sup>۱</sup>، حضورنداشتن باندستون در حجم زیاد، حضورنداشتن موجودات ریف‌ساز، تغییر نکردن شیب ناگهانی در حوضه و تغییر تدریجی رخساره‌ها (Rahimpour-Bonab et al. 2014)؛ در ضمن باتوجه به محلی‌بودن نهشته‌های حاصل از ریزش و تعداد درخور توجه توالی‌های مشاهده‌شده در این سازند، عامل یادشده نمی‌تواند این رسوبات را ایجاد کرده باشند. علاوه بر موارد اشاره‌شده، لایه‌بندی پیچ‌خورده<sup>۲</sup> در این نهشته‌ها در صورت حضور دانه به‌فراوانی دیده می‌شود که در هیچ‌یک از توالی‌های مورد مطالعه دیده نشده است.

در موارد بسیاری، رسوبات توربیدیتی نیز می‌توانند دانه‌بندی تدریجی تشکیل دهند. این جریان‌ها در اثر برخورد دو سیال با چگالی متفاوت ایجاد می‌شوند و در نهایت، رسوبات حاصل از جریان توربیدیتی با لایه‌بندی تدریجی نهشته می‌شوند. توالی شناخته‌شده حاصل از این نوع جریان،

توالی بوماست. توالی‌های توربیدیتی در محیط‌های عمیق، در رسوبات آواری و کربناته تشکیل می‌شوند؛ اما باید توجه داشت تشکیل این توالی‌ها با حجم زیاد نیازمند ورود جریان‌های توربیدیتی از بیرون حوضه است و به عبارتی، برای تشکیل این نهشته‌ها باید رودخانه‌های با بار رسوبی درخور توجه و یا شوری متفاوت با آب دریای تریاس به حوضه رسوب‌گذاری وارد شده باشند؛ درحالی‌که در بخش زمین‌شناسی منطقه گفته شد آب‌وهوای حوضه خلیج فارس در ابتدای تریاس، گرم‌وخشک بوده و امکان ورود چنین جریان‌هایی به حوضه رسوبی وجود نداشته است. سازند کنگان در نهایت به رسوبات کم‌عمق شیلی سازند دشتک منتهی می‌شود؛ اما لایه‌های آواری تنها در انتهای سازند کنگان (آن‌هم با ضخامت کم چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند و هیچ رسوب آواری‌ای در توالی‌های مطالعه‌شده مشاهده نمی‌شود؛ علاوه بر این، لایه‌بندی پیچ‌خورده در رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدیتی معمول است (Flügel 2010) که در این توالی‌ها دیده نمی‌شود. ضخامت رسوبات توربیدیتی نیز اغلب زیاد است (در حد چندین متر تا ده متر)؛ درحالی‌که ضخامت توالی‌های ریزشونده به سمت بالا در سازند کنگان، در منطقه مطالعه‌شده نهایت از یک متر تجاوز نمی‌کند. اگرچه توالی‌های بوما در مقیاس‌های گوناگون تشکیل می‌شوند، این توالی‌ها در خصوص رسوبات توربیدیتی ضخامت بیشتری دارند (Flügel 2010)؛ علاوه بر این، رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدیتی در اغلب موارد و به‌ویژه در بخش‌های پایینی جورش‌دگی ضعیفی دارند، بلوغ بافتی آنها کم است و ماتریکس زیادی در قاعده این توالی‌ها دیده می‌شود. مجموعه عوامل یادشده نشان می‌دهند توالی‌های مشاهده‌شده نمی‌توانند در اثر جریان‌های توربیدیتی ایجاد شده باشند.

نهشته‌های کانالی در توالی‌های رمپ کربناته ممکن است سبب ایجاد توالی‌های ریزشونده به سمت بالا شوند (Flügel 2010). این توالی‌ها با سطح‌کنندگی آغاز می‌شوند و با

<sup>1</sup> Rim<sup>2</sup> Convolute bedding

رسوبات ائیدی حاصل از انرژی زیاد کانال و زمان طولانی تأثیر این انرژی ادامه می‌یابند و سپس به نهشته‌های گلی ختم می‌شوند (Cloyd et al. 1990). ابتدا انرژی حاصل از فرسایش بستر کانال سبب می‌شود سطح فرسایشی همراه با قطعه‌های کنده‌شده از لایه پایینی در قاعده این نهشته‌ها ایجاد شود که مشابه نهشته‌های مطالعه‌شده است؛ اما در ادامه، لایه مشخص ائیدی با انرژی زیاد در هیچ‌یک از توالی‌های بررسی‌شده مشاهده نمی‌شود. حضور اینتراکلاست و پلت در تمام توالی مطالعه‌شده نشان می‌دهد انرژی این توالی‌ها هیچ‌گاه در زمان طولانی اثر نکرده است؛ علاوه بر این، حضور گل آهکی در پکستون‌ها که اغلب بخش‌های میانی این توالی را تشکیل می‌دهند، دلیل دیگری بر تأثیر انرژی زیاد در زمان کوتاه بر این توالی است. اگرچه نهشته‌های درون‌کانالی در توالی‌های رمپ کربناته اغلب به‌طور محلی گسترش می‌یابند (Wright and Burchette 1998)، نهشته‌های مطالعه‌شده به‌شکل متوالی در سازند کنگان مشاهده می‌شوند و در نتیجه نمی‌توان این نهشته‌ها را به رسوبات داخل کانال نسبت داد.

نهشته‌های طوفانی در محیط‌های کربناته تریاس به‌فراوانی گزارش شده‌اند (Aigner 1985, Aigner 1982, Hips 1998, Blendinger and Blendinger 1989, Calvet and Tucker 1988, Galli 1989, Hagdom 1982, Perez-Lopez 2001, Torok 1993, Perez-lopez and Prez-valera 2012, Colombie et al. 2014). این نهشته‌ها در مناطق کم‌عمق و عمیق حوضه‌های آواری و کربناته گسترش می‌یابند و ضخامت آنها از چندین میلی‌متر تا یک متر متغیر است. نهشته‌های طوفانی در مناطق زیر موجسار هوای طوفانی و در محدوده رمپ خارجی ضخامت کمتری (در حد چندین میلی‌متر) دارند (Flügel 2010)، دانه‌ریزند و آثار آشفستگی زیستی بیشتری در آنها دیده می‌شود. قاعده این واحدها اغلب فرسایشی نیست. نهشته‌های طوفانی مناطق نزدیک به ساحل ضخامت بیشتری (چندین سانتی‌متر تا چندین ده سانتی‌متر) دارند، دانه‌درشت‌ترند، بلوغ بافتی خوبی نشان می‌دهند و اغلب قاعده فرسایشی مشخص دارند (Zhou et al. 2011). رخساره‌های این توالی‌ها در بخش‌های پایینی

اغلب پکستون و گرینستونند و ذرات غالب شامل بایوکلاست‌ها و ائیدها می‌شوند (Perez-Lopez 2001, Perez-lopez and Prez-valera 2012). در بخش‌های بالاتر، رخساره‌های مادستونی برتری دارند. در بخش‌های پایینی، نشانه‌های پایین‌لایه دیده می‌شود و آثار کندگی آنها با پکستون‌ها و گرینستون‌ها پر شده است. مقایسه این رسوبات با توالی‌های مشاهده‌شده، شباهت کامل ساختی و رخساره‌ای آنها را نشان می‌دهد. در اغلب موارد، بخش پایینی توالی مشاهده‌شده سطح فرسایشی مشخصی را نشان می‌دهد که قطعه‌های واحد پایینی در آن دیده می‌شوند؛ این سطح فرسایشی در اثر شروع طوفان و زیادشدن انرژی محیط تشکیل می‌شود. نهشته‌شدن اینتراکلاست‌های کشیده و زاویه‌دار در قاعده این واحد نشان می‌دهد ته‌نشست این اینتراکلاست‌ها بی‌درنگ پس از فرسایش رخ داده است. توالی کم‌عمق‌شونده به‌سمت بالا نشان می‌دهد انرژی محیط پس از افزایش ناگهانی، دوباره کاهش یافته است. حضور انیدریت در بسیاری از بخش‌ها، تبخیر شدید در محیط رسوبی را نشان می‌دهد که در اثر آب‌وهوای گرم‌وخشک تریاس آغازین تا میانی ایجاد شده است؛ در ضمن نهشته‌شدن این کانی، محیط کم‌عمق این نهشته‌ها را نشان می‌دهد. باتوجه‌به اینکه ته‌نشست اولیه انیدریت و یا تشکیل ثانویه آن در اثر آبگیری ژپس، خارج از محیط تشکیل این نهشته‌ها بوده است، این نهشته‌های تبخیری بخشی از این توالی محسوب نمی‌شوند؛ اما در زمان پایین‌آمدن سطح آب دریا و باتوجه‌به محیط کم‌عمق این نهشته‌ها، اغلب در انتهای توالی مطالعه‌شده مشاهده می‌شوند. لایه‌بندی مورب پس از ته‌نشست قطعه‌های اینتراکلاستی نشان از جریان‌های یک‌طرفه در محیط دارد. هر دو لایه‌بندی مورب صفحه‌ای و عدسی در مقاطع مطالعه‌شده دیده می‌شوند و در سازند کنگان نشان می‌دهند رژیم جریانی در زمان ته‌نشست این توالی‌ها متغیر بوده است. توالی رخساره‌های با برتری پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها در مقاطع نازک میکروسکوپی که با رخساره‌های پکستونی و گرینستونی

نهشته‌هاست. تکرار درخور توجه نهشته‌های مطالعه‌شده، وجودداشتن ساخت‌های ریزشی به مقدار زیاد در این رسوبات، مقیاس چند سانتی‌متری تا چند ده سانتی‌متری آنها، محیط رسوبی کم‌عمق تشکیل آنها، تشکیل این توالی‌ها در شیب ملایم رمپ کربناته، وجودداشتن رسوبات واردشده از بیرون حوضه، حضور گل در بسیاری از قسمت‌ها و حضور قطعه‌های اینتراکلاستی و پلوئیدی در اغلب بخش‌ها نشان می‌دهد این رسوبات حاصل هیچ‌یک از سازوکارهای دیگر برای تشکیل توالی‌هایی دارای دانه‌بندی تدریجی در رسوبات کربناته نیستند. عمق کم سازند کنگان و شرایط آب‌وهوایی گرم‌وخشک در زمان ته‌نشست این رسوبات سبب شده است رسوبات تبخیری در بخش‌های زیادی از این توالی گسترش یابند که در توالی‌های شاخص بوما و یا سایر توالی‌های طوفانی توصیف‌شده در سایر مناطق مشاهده نمی‌شوند. مجموعه موارد یادشده نشان می‌دهد در زمان تریاس آغازین تا میانی، طوفان‌های بسیاری در منطقه تشکیل رسوبات کربناته سازند کنگان رخ داده‌اند که نتیجه آنها تشکیل توالی‌های تمپستایت در سازند کنگان در این منطقه بوده است.

### سپاسگزاری

نویسنده از جناب آقای دکتر زندمقدم از دانشگاه شهید باهنر کرمان برای ارائه پیشنهادهای بسیار سودمند در زمینه تکمیل نوشتار اولیه تشکر می‌کند.

### References

- Aali J. Rahimpour-Bonab H. and Kamali MR. 2006. Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 50: 161-175.
- Aigner T. 1982. Calcareous tempestites: storm dominated stratification in upper Muschelkalk limestones. In: Yin A. and Harrison T.M. (Eds.). *Cyclic and Event Stratification*. Cambridge University Press, 181-195.

دارای جورشدگی خوب ادامه می‌یابد، دلیل دیگری بر تأثیر طوفان‌ها بر بخش‌های داخلی رمپ در جهت رو به دریاست؛ سپس این توالی‌ها به رسوبات تبخیری انیدریتی ختم می‌شوند. مقایسه توالی‌های طوفانی مشاهده‌شده در سازند کنگان، در بخش مرکزی خلیج فارس با سایر نهشته‌های کامل طوفانی (Aigner 1985, Johnston and Baldwin 1986, Monaco 1992, Pemberton and Frey 1984, Zhou et al. 2011, Perez-lopez 2001, Perez-lopez and Prez-valera 2012) تفاوت اصلی نهشته‌های طوفانی سازند کنگان با این توالی‌ها در بخش‌های بالایی است. در توالی‌های ژوفانی شاخص دنیا، اغلب رسوبات آواری دانه‌ریز با مقادیر ناچیز در بخش بالایی دیده می‌شوند که در توالی‌های مشاهده‌شده صادق نیست؛ علاوه‌براین، رسوبات تبخیری در اغلب این توالی‌ها گزارش نشده‌اند که در نهشته‌های طوفانی سازند کنگان مشاهده می‌شوند.

### نتیجه

مطالعه رسوبات کربناته- تبخیری سازند کنگان در سه چاه، در بخش مرکزی خلیج فارس نشان می‌دهد رسوبات حاصل از طوفان در این سازند گسترش یافته‌اند. در هر دو توالی، دانه‌بندی تدریجی به سمت بالا و قاعده فرسایشی همراه با قطعه‌های کنده‌شده دیده می‌شود. در ادامه، لایه‌بندی موازی در رژیم جریان بالاسری می‌گیرد و ساخت‌های رسوبی مشابهی در هر دو توالی دیده می‌شوند. در بخش میانی توالی، ساخت‌های رسوبی رفته‌رفته از لایه‌بندی مورب صفحه‌ای به خمیده تبدیل می‌شوند که نشان از تغییر شدت جریان دارد. در اغلب موارد، واحدهای بالایی در توالی‌های مطالعه‌شده تفکیک‌پذیر نیستند که این امر به سبب ماهیت میکراتیتی واحدهای کربناته در انرژی کم است؛ ساخت‌های توده‌ای و آثار کم‌عمق‌شوندگی در این بخش دیده می‌شوند. تفاوت این رسوبات با توالی‌های توربیدیتی در سازوکار تشکیل این

<sup>1</sup> Offshore

- Hall (SW Germany)- a tempestite condensation horizon. In: Einsele G. and Seilacher A. (Eds.), *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin: 263-285.
- Hips K. 1998. Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. *Geological Society, London, Special Publications*, 149: 315-338.
- Insalaco E. Virgone A. Courme B. Gaillot J. Kamali M. Moallemi A. Lotfipour M. and Monibi S. 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11: 75- 176.
- Johnston H. D. and Baldwin C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary Facies and Environments*, 2nd edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 266-268.
- Kidder D.L. Worsley T.R. 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 207-237.
- Komatsu D. Huyen D. T. Huu N. D. 2010. Radiation of Middle Triassic bivalve: Bivalve assemblages characterized by infaunal and semi-infaunal burrowers in a storm- and wave dominated shelf, An Chau Basin, North Vietnam. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 190-204.
- Konert G. Afifi A.M. Al-Hajri S.A. and Droste H.J. 2001. Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate. *GeoArabia*, 6: 407-442.
- Monaco P. 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, 77: 123-142.
- Pemberton S.G. and Frey R.W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 9: 281- 304.
- Perez-Lopez A. 2001. Significance of pot and gutter casts in a Middle Triassic carbonate platform, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 48: 1371-1388.
- Perez-lopez A. and Perez-Valera F. 2012. Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59: 646-678.
- Aigner. T. 1985. Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth-Science*, 3, Stuttgart (Schweizerbart), 174 p.
- Alsharhan A.S. and Nairn A.E.M. 1997. *Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East*. Elsevier, Netherlands, 843 p.
- Badenas B. Pomar L. Aurell M. and Morsilli M. 2012. A facies model for internalites (internal wave deposits) on a gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 271-272: 44-57.
- Blendinger W. and Blendinger E. 1989. Windward-leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the dolomites, northern Italy. *Sedimentary Geology*, 64: 143- 166.
- Bouma A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, 168 p.
- Calvet E. and Tucker M.E. 1988. Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 57: 185-198.
- Cloyd K. C. Demicco R. V and Spencer R. J. 1990. Tidal channel, levee, and crevasse-splay deposits from a Cambrian tidal channel system: a new mechanism to produce shallowing-upward sequences. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 73-83.
- Colombie C. Badenas B. Aurell M. Gotz A.E. Bertholon S. and Boussaha M. 2014. Feature and duration of meter-scale sequences in a storm-dominated carbonate ramp setting (Kimmeridgian, northeastern Spain). *Sedimentary Geology*, 312: 94-108.
- Comerio M. Fernandez D.E. and Pazos P.J. 2018. Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: The upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 85: 78-94.
- Dickson J. A. D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham W. E. (Ed), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, 2nd edition, Berlin, 984 p.
- Galli G. 1989. Depositional mechanisms of storm sedimentation in the Triassic Dürrenstein Formation, dolomites, Italy. *Sedimentary Geology*, 61: 81-93.
- Hagdom H. 1982. The Bank der kleinen Terebrateln (Upper Muschelkalk, Triassic) near Schwabisch

- Vachard D. Clausen S. Palafox J.J. Buitron. B.E. Devaere L. Hayart V. and Regnier S. 2017. Lower Ordovician microfacies and microfossils from Cerro San Pedro (San Pedro de la Cueva, Sonora, Mexico), as a westernmost outcrop of the newly defined Nuia Province. *Facies*, 63:18.
- Warren J. 2006. *Evaporites, A Geological Compendium*. Springer, Switzerland, 1813 p.
- Wang J. Li Y. Zhang Y. and Kershaw S. 2017. A Middle Ordovician (Darriwilian) Calathium reef complex on the carbonate ramp of the northwestern Tarim Block, northwest China: A sedimentological approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 474: 58-65.
- Wright V. R and Burchette T. E. 1998. Carbonate ramps. Geological Society, London, Special Publications, 149: 281-314.
- Zhou Z. Willems H. Li Y. and Luo H. 2011. A well-preserved carbonate tempestite sequence from the Cambrian Gushan Formation, eastern North China Craton. *Paleoworld*, 20: 1-7.
- Ziegler M. 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445-504.
- Pomar L. Morsilli M. Hallock P. and Bádenas B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111: 56-81.
- Rahimpour-Bonab H. Enayati-Bidgoli A.H. Navidtalab A. and Mehrabi H. 2014. Appraisal of intra reservoir barriers in the Permo-Triassic successions of the Central Persian Gulf, Offshore Iran. *Geologica Acta*, 12: 87-107.
- Scotese C. R. Boucot A. J. McKerrow W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and paleoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 99-114.
- Smith A.M. Zawada P.K. 1989. Permian storm current-produced offshore bars from an ancient shelf sequence: Northwestern Karoo basin, republic of South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 9: 363-370.
- Torok A. 1993. Brachiopod beds as indicators of storm events: an example from the Muschelkalk of Southern Hungary. In: Palfy J. and Voros A. (Eds.), *Mesozoic brachiopods of Alpine Europe*. Hungarian Geological Society, Budapest: 161-172.

