

# آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جیرود در برش گرمابدر واقع در البرز مرکزی: با تاکید بر شرایط اکسیداسیون-احیای دیرینه طی نهشت شیل‌های سیاه

ناهید کریمی<sup>۱</sup>، نجمه اعتمادسعید<sup>۲\*</sup>، نارام بایت گل<sup>۳</sup>، افشین زهدی<sup>۴</sup> و توماس کامپن<sup>۵</sup>

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۲ و ۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۴. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۵. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ماساریک برنو، جمهوری چک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۰۴

## چکیده

دونین پسین در تاریخ زمین با تغییرات مهم آب و هوایی جهانی، حوادث کاهش اکسیژن و انقراض زیستی مهم هنگنبرگ همراه می‌باشد. اصلی‌ترین هدف این مطالعه، بررسی ارتباط بین محیط نهشت دیرینه و شرایط احیای دیرینه طی نهشت رسوبات سازند جیرود با سن دونین پسین در برش گرمابدر واقع در شمال شرق تهران است. سازند جیرود در برش گرمابدر، با ضخامت حدود ۲۸۰ متر، از نهشته‌های سیلیسی آواری، کربناته، هیبریدی کربناته-سیلیسی آواری و فسفریتی تشکیل شده است. آنالیز رخساره‌های رسوبی سازندهی برش مورد مطالعه، حاکی از وجود سه مجموعه‌ی رخساره‌ای اصلی سیلیسی آواری مربوط به محیط‌های خلیج دهانه‌ای در اثر امواج، بخش حاشیه ساحلی و بخش دور از ساحل و دو مجموعه‌ی رخساره‌ای کربناته مربوط به مناطق بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی است و تأییدی بر محیط نهشتی ساحلی-دریایی کم‌عمق است. علاوه بر این، بررسی تغییرات عناصر و اندیس‌های ژئوشیمیایی شرایط احیای دیرینه (همانند  $U/Th$  و  $V/Cr$ ) نیز نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی‌تر در زمان رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه و فسفریت‌های سازند جیرود در برش مورد مطالعه است. در مجموع، این نتایج نشان می‌دهند که انطباق خوبی بین عمق محیط نهشتی و شرایط احیایی حاکم بر آن طی رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه رنگ سازند جیرود وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: آنالیز رخساره‌ای، دونین پسین، سازند جیرود، شرایط احیای دیرینه، شیل سیاه.

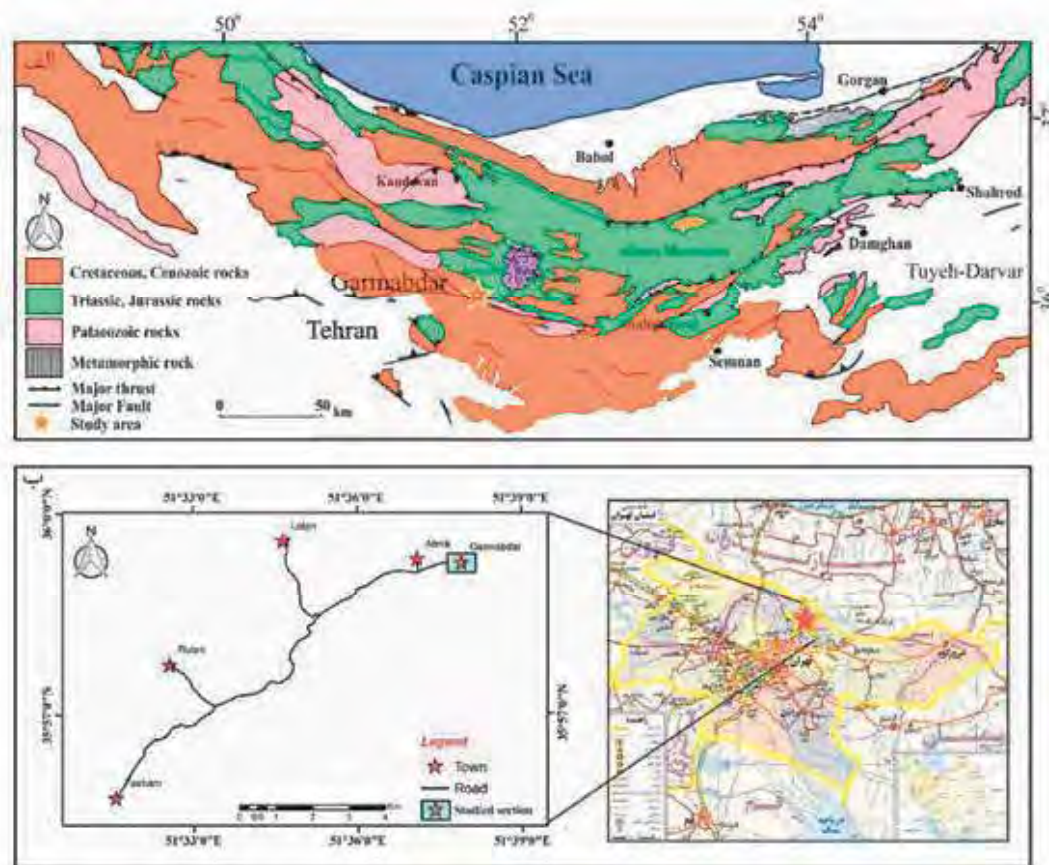
## مقدمه

دونین فوقانی شاهد انقراض بزرگ جمعی در حدود ۳۵۹ میلیون سال پیش می‌باشد و طی آن ۳۹ تا ۸۲ درصد از جانداران دریایی از بین رفتند (Sepkoski, 1996).  
مرز جهانی دونین-کربونيفر، از نظر تغییرات رخساره‌ای و ویژگی‌های زیستی، مشابه است. تقریباً در تمامی برش‌های بررسی شده، توالی‌های کربناتی به‌طور تدریجی و یا ناگهانی توسط افق‌های شیلی سیاه و گل‌سنگ‌های سیاه غنی

\* نویسنده مرتبط: n.etemad@iasbs.ac.ir

به‌ویژه با در نظر گرفتن رویدادهای جهانی مهم رخ داده در حد فاصل دونین-کربونیفر وجود دارد. در این مطالعه سازند جیروود در نزدیکی روستای گرمابدر ( $35^{\circ}59'73''N$  و  $51^{\circ}34'22''E$ ) در شمال تهران، با ضخامت حدودی ۲۸۰ متر، مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱). مرز زیرین سازند جیروود در برش گرمابدر با گروه میلا از نوع ناپیوستگی موازی و مرز بالایی آن با سازند مبارک به صورت تدریجی می‌باشد. در این مطالعه، سنگ‌شناسی و رخساره‌های سنگی متنوع سازند جیروود در برش گرمابدر مورد بررسی دقیق صحرایی و آزمایشگاهی قرار گرفت. علاوه بر این، شرایط اکسیداسیون/ احیایی حاکم بر محیط نهشتی رسوبات سازند جیروود از طریق مطالعه‌ی عناصر فرعی گلسنگ‌های سازنده‌ی این سازند مطالعه شده است. در کنار هم قرار گرفتن نتایج به دست آمده از این مطالعه و مطالعات انجام شده پیشین، اهمیت زیادی در بازسازی جغرافیای دیرینه‌ی البرز طی دونین پسین-کربونیفر آغازین خواهد داشت.

از مواد آلی پوشیده شده‌اند و نشان از محیط‌های دیرین فاقد اکسیژن دارند (Caplan et al., 1999). این شیل که شیل هنگنبرگ نامیده می‌شود دارای گسترش جهانی است و نام آن از شیل‌های سیاه غنی از مواد آلی هنگنبرگ در آلمان گرفتند و نشان از تولید و گسترش محیط‌های قدیمه بدون اکسیژن در این زمان دارد (Caplan et al., 1999; Paproth et al., 1991). سازند جیروود به سن دونین پسین در پهنه البرز حاوی مجموعه‌ی بسیار متنوعی از سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری، کربناته و هیبریدی است که هم زمان با رویدادهای بزرگ جهانی رخ داده طی دونین پسین به جا گذاشته شده‌اند. علیرغم وجود رخنمون‌های مناسبی از سازند جیروود در البرز و مطالعات ارزشمند انجام شده بر روی محیط‌های نهشتی، چینه نگاری سکانشی و خاستگاه این نهشته‌ها (برای مثال: رسولی، ۱۳۹۱؛ خزائی و همکاران، ۱۳۵۹ و Sharafi et al., 2016, 2014)، هنوز ابهاماتی در رابطه با شرایط حاکم بر محیط نهشت دیرین این رسوبات



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه در پهنه ساختاری البرز مرکزی شامل موقعیت برش مورد مطالعه که با ستاره مشخص شده است (اقتباس از (Stocklin et al., 1968). ب) تصویر راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه در روستای گرمابدر

دیده می‌شود و همچنین گروه رخساره‌ای دریای باز: شامل بخش دور از ساحل می‌باشد و در بخش میانی و بالایی برش مورد مطالعه شناسایی شده است. نهشته‌های کربناته نیز در دو مجموعه رخساره‌ای بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی<sup>۳</sup> قرار می‌گیرند (شکل ۲).

## گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای

### مجموعه رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای<sup>۴</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از سطح قاعده‌ای ماسه‌سنگ‌های کانالی با لایه‌بندی مورب عدسی شکل در اندازه ذرات متوسط تا درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده است. ضخامت لایه‌ها و طبقات در آن‌ها حدود ۱/۵ تا دو متر است و این رخساره معمولاً با قاعده‌ی فرسایشی و الگوی ریز شونده به سمت بالا دیده می‌شود. لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای و لامیناسیون موازی اصلی‌ترین ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده می‌باشند. هندسه این رخساره به صورت متوسط تا ضخیم لایه است و از گسترش جانبی و عمودی نسبتاً کم برخوردار است. این رخساره به صورت تدریجی به بخش قاعده‌ای ریزدانه مجموعه دلتای سدی تبدیل می‌شود (شکل ۳ الف، ب و پ).

تفسیر: تفسیر بخش قاعده‌ای سازند جیروود از توالی‌های رخساره‌ای ته‌نشین شده در محیط‌های خلیج دهانه‌ای در اثر امواج تشکیل شده است. این مجموعه رخساره‌ای شامل ذرات درشت آواری با جورشدگی ضعیف، حاصل از انرژی نسبتاً بالای کانال رودخانه‌ای است. ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در کانال خلیج دهانه‌ای همانند لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای، لامیناسیون موازی، نشان‌دهنده‌ی تأثیر جریان‌ات یک جهت رودخانه در بخش داخلی خلیج دهانه‌ای می‌باشد. شکل کانالی یا سطح قاعده‌ای فرسایش مقعر بیانگر فرسایش سطح قاعده خلیج دهانه‌ای در طول پایین افتادن سطح آب دریا و پرشدن آن به وسیله نهشته‌های کانالی رودخانه در طول بالآمدن سطح آب دریا است (Bayet-Goll et al., 2014, 2018a).

## روش مطالعه

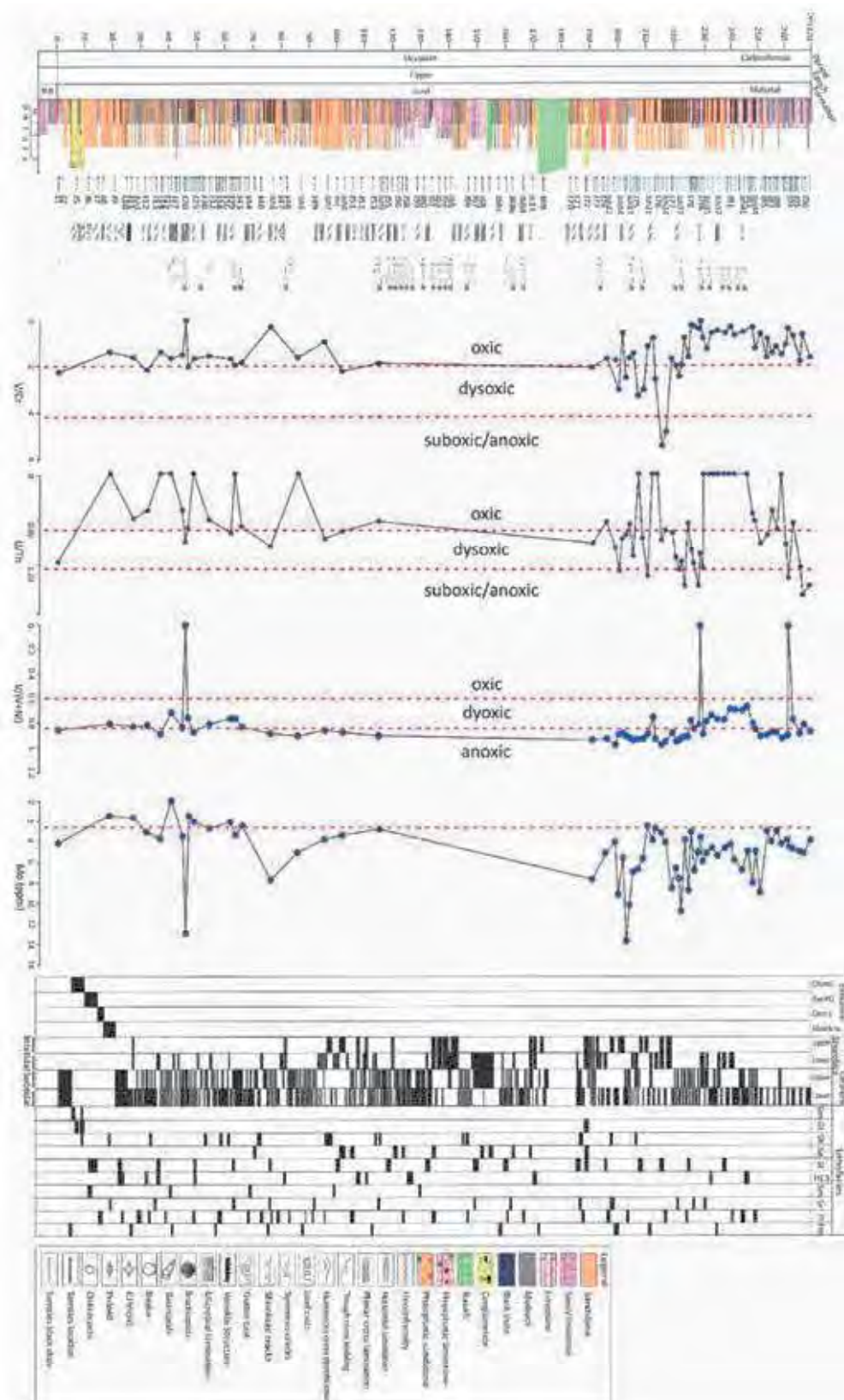
پس از بررسی نقشه‌ها و عکس‌های هوایی، برش مورد مطالعه انتخاب و طی چندین مرحله عملیات صحرایی، داده‌های مرتبط با رخساره‌های رسوبی شامل ویژگی‌های هندسی، ساختمان‌های رسوبی، محتوای فسیلی و همین‌طور ۱۵۰ نمونه بر اساس استراتژی چینه‌ای و در موارد مورد نیاز هدف‌دار، برداشت شدند. از مجموع نمونه‌های برداشت شده، ۸۴ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. بررسی ویژگی‌های بافتی و ترکیبی نمونه‌های سیلیسی آواری بر اساس Stow و Tucker (2001)، Folk (1980)، (2005) نمونه‌های هیبریدی بر اساس Stow (2005) و Mount (1984) و نمونه‌های کربناته بر اساس Dunham (1962) و Flügel (2004) می‌باشد. همچنین تعداد ۶۶ نمونه‌ی گلسنگی برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی پراش انرژی فلورسانس پرتو ایکس انتخاب شدند. پس از پودر کردن نمونه‌ها در آزمایشگاه خردایش سنگ دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان<sup>۲</sup>، نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی دانشگاه Masaryk جمهوری چک توسط دستگاه طیف‌سنج فلورسانس پراش انرژی پرتو ایکس مورد آنالیز قرار گرفتند. موقعیت ۶۶ نمونه‌ی انتخابی برای مطالعات ژئوشیمیایی اندازه‌گیری عناصر فرعی در مقابل ستون چینه‌ای در شکل ۲ با فلش‌های رنگی آبی برای نمونه‌های گلسنگی مشخص شده است.

## بحث

### محیط نهشته‌ی دیرینه

پس از جداسازی رخساره‌های سنگی در برش مورد مطالعه، سه گروه رخساره‌ای اصلی سیلیسی آواری شناسایی شدند و عبارتند از: گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای، شامل کانال (کانال منتهی به خلیج دهانه‌ای)، دلتای سدی-خلیج، بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای و بخش توده‌های دهانه خلیج است و در قاعده‌ی برش مورد مطالعه قرار دارد. گروه رخساره‌ای حاشیه ساحل: شامل بخش پایینی تا بالایی حاشیه ساحلی است به‌طور متناوب در طول برش گرمابدر

1. Energy Dispersive X-ray Fluorescence (EDXRF) Spectrometer  
2. Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS)  
3. Intertidal and Subtidal  
4. Estuarine channel



شکل ۲. ستون چینه‌ای برش مورد مطالعه به همراه نتایج به دست آمده از مطالعات شرایط احيایی دیرینه و رخساره‌های اصلی شناسایی شده. تغییرات اندیس‌های ژئوشیمیایی عناصر حساس به شرایط احيایی همانند:  $V/Cr$ ،  $U/Th$ ،  $V/(V+Ni)$  و  $Mo$  به همراه تقسیم‌بندی شرایط اکسیژن دار، بدون اکسیژن و نیمه اکسیژن دار (Chang et al., 2016; Guo et al., 2016; Och, 2011) نشان داده شده است



لایه می‌باشد و با گسترش جانبی نسبتاً زیاد همراه است. این مجموعه رخساره‌ای در بخش پایینی سازند جیروود در برش گرمابدر با گسترش عمودی محدود مشاهده شده است.

تفسیر: مجموعه رخساره‌ای توصیف شده، نشان‌دهنده‌ی محیطی با انرژی کم، تحت تأثیر گاه‌به‌گاه جریان‌های کششی می‌باشد و با میان لایه‌های ماسه‌سنگی حاوی ساختارهای لامیناسیون‌های موازی مشخص می‌شود. در این بخش به دلیل انرژی پایین، ذرات ریز گلسنگی از حالت معلق نهشت می‌یابند (Dalrymple et al., 1992). در خلیج‌های دهانه‌ای بر اثر امواج بخش مرکزی خلیج به‌طور معمول به‌صورت دوره‌ای تحت تأثیر نوسانات امواج قرار می‌گیرد (Bayet-Goll et al., 2016, 2021)، چنین عامل موجب گسترش لایه‌بندی هترولیک و گسترش محدود لایه‌های ماسه‌سنگی نازک تا متوسط لایه با لامیناسیون موازی در رخساره‌های لاگون می‌شود.<sup>۱</sup>

### مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج<sup>۲</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از توالی‌های نسبتاً ضخیم ماسه‌سنگی درشت تا متوسط دانه با جورشدگی خوب و نازک شونده به‌طرف بالا تشکیل شده است. در بیشتر موارد برهم‌افزاینده‌ی<sup>۳</sup> طبقات، به شکل توده‌های صفحه‌ای طبقات ماسه‌ای دیده می‌شوند. به‌طور کلی ضخامت طبقات در این مجموعه حدوداً یک تا پنج متر است و رخساره‌ها به صورت تکرار شونده بر روی یکدیگر قرار دارند. این توالی دارای گسترش جانبی محدود هستند. این مجموعه رخساره‌ای به‌طور غالب شامل ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی مورب عدسی شکل، چینه‌بندی مورب پشته‌ای، چینه‌بندی مورب صفحه‌ای، لامیناسیون موازی و لایه‌های توده‌ای است (شکل ۳ خ و د) و به‌طور عمده در پایین رخساره‌های بالایی دور از ساحل قرار می‌گیرد.

تفسیر: مجموعه‌ی رخساره‌ای توصیف شده، با خصوصیات رسوب‌شناسی خاص خود همانند اندازه دانه، ترکیب رسوبی و وجود ضخامت بالای طبقات ماسه‌سنگی، نشان از نهشت

### مجموعه رخساره‌ای دلتای سدی خلیج<sup>۱</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای عمدتاً شامل رخساره‌های ماسه‌سنگی تا ماسه‌سنگ سیلتی با جورشدگی خوب و به میزان کمتر شیل مادستونی و سیلتستون به‌صورت نهشته‌هایی به سمت بالا درشت شونده و ضخیم شونده است. از ساختمان‌های رسوبی می‌توان به لایه‌بندی مورب عدسی شکل و لامیناسیون موازی اشاره کرد. ماسه‌سنگ‌های توده‌ای نیز در این مجموعه مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ت و ث). ضخامت طبقات در این مجموعه حدوداً یک تا دو متر است و البته قابل ذکر است، این رخساره‌ها با مرزی مشخص در پایین و به‌صورت تکرار شونده بر روی یکدیگر قرار دارند. هندسه این مجموعه رخساره‌ای به‌صورت صفحه‌ای با گسترش جانبی قابل ملاحظه بر روی نهشته‌های کانالی رودخانه می‌باشد. این مجموعه همراهی نزدیکی با بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای دارد (شکل ۳ الف).

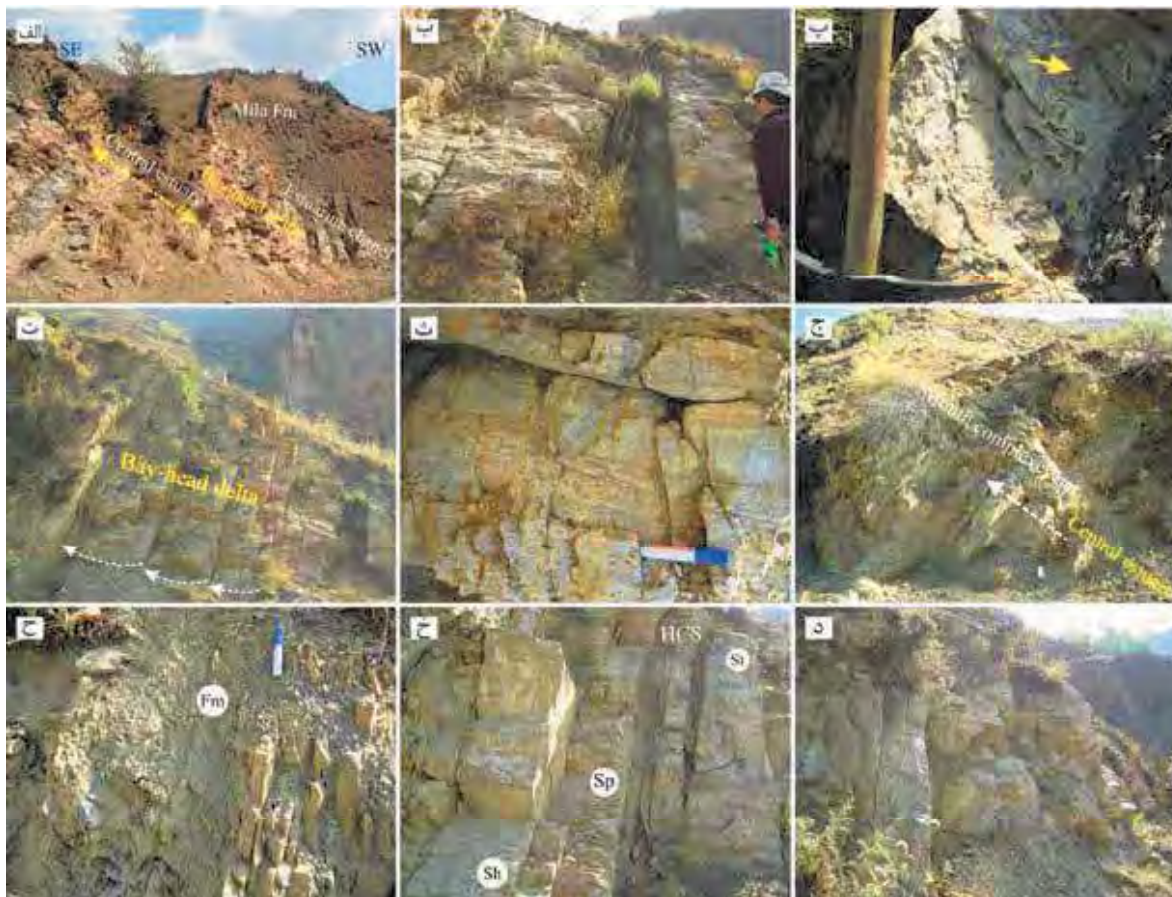
تفسیر: الگوی به سمت بالا درشت شونده در این مجموعه‌ی رخساره‌ای به همراه چینه‌بندی‌های مورب و همراهی نزدیک با کانال‌های رودخانه‌ای از تشکیل این رخساره‌ها به‌صورت نهشته‌های پیش‌رونده بر روی مرکز خلیج حکایت می‌کند. تفکیک نهشته‌های دلتای سدی خلیج از رخساره کانال خلیج دهانه‌ای بر اساس وجود ساختارهای بر اثر امواج در لبه به سمت مرکز خلیج دهانه‌ای و الگوی به سمت بالا درشت شونده است (Bayet-Goll et al., 2022a; Dalrymple et al., 1992).

### مجموعه رخساره‌ای مرکز خلیج دهانه‌ای<sup>۲</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از شیل‌های تیره با لامینه‌های نازک و ماسه‌سنگ‌های با لامیناسیون موازی و چینه‌بندی هترولیک با طبقه‌بندی نازک تا متوسط لایه موجی تشکیل شده است (شکل ۳ ج و ح). شیل‌ها در غالب موارد حجم اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند و به‌صورت توده‌ای می‌باشند. این رخساره‌ها توسط رسوبات دانه درشت مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج پوشیده می‌شود. ضخامت لایه‌ها در حدود ۱ تا ۱/۵ متر است و معمولاً دارای مرز تدریجی هستند. هندسه این رخساره به‌صورت متوسط

1. Bay-head delta  
2. Central estuary  
3. Mouth complexes bar  
4. Amalgamated intervals

رسوبات در بخش داخلی پیرانرژی دهانه خلیج بر اثر امواج دارد (Holbrook and Bhattacharya, 2012). فراوانی بالای طبقات ماسه‌سنگی با جورشدگی خوب در این رخساره نشان‌دهنده‌ی تأثیر انرژی بالای جریان‌هایی با نرخ رسوب‌گذاری بالاست (Coates and MacEachern, 1999).



شکل ۳. تصاویر توالی رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای سازند جیروود، الف تا ث) تصویر صحرایی از رخساره کانالی شکل از ماسه‌سنگ‌های قاعده و نهشته‌های ضخیم شونده به طرف بالا از دلتای سدی خلیج (Bay-head delta) همراه با لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای و لامیناسیون موازی، ج و ح) مجموعه رخساره‌ای لاگون در بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای که دارای ماسه‌سنگ‌ها با لامیناسیون موازی و رسوبات ریز لاگونی هستند، خ و د) توالی رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج با لایه‌بندی مورب مسطح، مورب عدسی شکل، لامیناسیون موازی و لایه‌های توده‌ای

## گروه رخساره‌ای حاشیه ساحلی

### مجموعه رخساره‌ای بخش حاشیه ساحلی پایینی-میانی<sup>۱</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامتی حدود یک تا چهار متر دارای تناوبی از ماسه‌سنگ‌های در اندازه ریز تا متوسط، با جورشدگی متوسط تا بالا می‌باشد. همچنین شیل‌های سیاه و خاکستری رنگ به صورت نازک تا به ندرت ضخیم لایه نیز مشاهده می‌شوند. نسبت ماسه به شیل در این رسوبات پنج به یک است. این رخساره از توالی‌های

برهم‌افزاینده<sup>۲</sup> ماسه‌سنگی ضخیم شونده به سمت بالا تشکیل شده است و به سمت بالا نسبت ضخامت لایه‌های شیلی کاهش می‌یابد. در بخش‌های برهم‌افزاینده طبقات با سطح فرسایشی مشخص و بدون میان لایه‌های شیلی از هم جدا می‌شوند (شکل ۴ الف و ب). رسوبات هیبریدی ماسه‌سنگ فسفاتی و سنگ‌های کربناتی نازک تا متوسط لایه نیز در این مجموعه رخساره‌ای شناسایی شده است. فسیل‌هایی همانند براکیود، کرینوتیید، بریوزوئر، دوکف‌های و

1. Lower middle shorface
2. Aggregated

با اندازه درشت همانند دوکفه‌ای، براکیوپود و خارپوست فراوان است و به صورت پراکنده و یا مترکم دیده می‌شوند. این مجموعه‌ی رخساره‌ای در بالای مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج قرار دارد و توسط لایه‌های نازک آهکی پوشیده می‌شود (شکل ۴ ب).

تفسیر: وجود رسوبات سیلیسی کلاستیک با اندازه درشت و همین‌طور رسوبات کربناته‌ی حاوی آلومین‌های دریایی، نشان‌دهنده‌ی محیط نهشته‌ی دریایی باز، بالای خط اثر موجساره‌های آرام<sup>۱</sup> است (Sharafi et al., 2012, 2011؛ نصیری و همکاران، ۱۳۹۲). ساختارهای رسوبی مانند لامیناسیون موازی و چینه‌بندی مورب صفحه‌ای نشان از محیط حاشیه ساحلی بالایی است (Sharafi et al., 2012؛ Dashtgard et al., 2010). همچنین وجود ساختار چینه‌بندی مورب ترف در ماسه‌سنگ‌های این مجموعه رخساره‌ای به همراه لایه‌بندی مورب مسطح از وجود انرژی بالای جریان به صورت مداوم در این مجموعه حکایت دارد.

### گروه رخساره‌ای دریایی باز

#### مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل بخش پایینی<sup>۲</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامتی حدود یک تا پنج متر به‌طور عمده از شیل‌های سیاه با میان لایه‌های ماسه‌سنگی ریزدانه، سیلتستون و سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه تیره تشکیل شده است. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً دارای لامیناسیون موازی می‌باشد (شکل ۴ ث). این شیل‌ها گاهی به همراه گرک‌های فسفاتی مشاهده می‌شوند. نسبت شیل به ماسه‌سنگ در این مجموعه پنج به یک می‌باشد. سنگ‌های کربناتی با خرده‌های اسکلتی از نوع براکیوپود و کرینوتید با اندازه درشت، اغلب بافت پکستون-گرینستون نشان می‌دهند و درصد رخساره‌های پکستون، گرینستون و مادستون کم است (شکل ۴ خ). این رخساره در ناحیه مورد مطالعه از گسترش قابل توجهی برخوردار است و به‌طور متناوب در بخش میانی و بالایی برش گرمابدر مشاهده شده و بر روی رسوبات خلیج دهانه‌ای قرار می‌گیرند.

گاستروپود به همراه ساختمان‌های رسوبی چون چینه‌بندی مورب پشت‌های و لامیناسیون موازی در این مجموعه مشاهده می‌شوند (شکل ۴ ب). ضخامت ساختارهای رسوبی به‌ویژه چینه‌بندی مورب پشت‌های به سمت بالا افزایش می‌یابد. این مجموعه رخساره‌ای توسط مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل از سمت بالا و رخساره‌های خلیج دهانه‌ای از سمت پایین با مرز مشخصی محدود شده است. رسوبات این مجموعه رخساره‌ای در بخش میانی و بالایی برش گرمابدر سازند جبرود قرار دارند.

تفسیر: حضور فونای دریایی به‌ویژه وجود رسوبات ریزدانه، نشان از ته‌نشینی این رسوبات در بخش حاشیه ساحلی پایینی (در نزدیکی موجساره‌های آرام) دارد. با افزایش ضخامت طبقات و ساختارهای رسوبی در الگوی کم‌عمق شونده به سمت بالا به رخساره‌های حاشیه ساحلی میانی در بالای موجساره‌های آرام تبدیل می‌شود (Bayet-Goll et al., 2022b, 2020؛ Sharafi et al., 2013؛ Schwarz et al., 2010؛ Frohlich et al., 2011؛ همچنین وجود ساختارهای رسوبی همانند، چینه‌بندی مورب پشت‌های و رسوبات طوفانی (دانه‌بندی تدریجی و جورشدگی و گرد شدگی بالا) نشان از وجود شرایط طوفانی در این مجموعه رخساره‌ای دارد. بر اساس مطالعات دشتگرد و همکاران (2012؛ Dashtgard et al.) نهشته‌های طوفانی با افزایش شرایط طوفانی می‌توانند در طول حاشیه ساحلی پایینی نهشت کند و به‌طرف حاشیه ساحلی بالایی پیشروی کنند (Sharafi et al., 2013؛ امرائی و همکاران، ۱۳۹۸).

#### مجموعه رخساره‌ای بخش حاشیه ساحلی بالایی<sup>۳</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای حدود ۱۰ متر ضخامت دارد و از ماسه‌سنگ‌های آلومینی دانه درشت تا متوسط دانه که به سمت بالا یک روند ضخیم شونده در ضخامت لایه‌ها را نشان می‌دهند، تشکیل شده است (شکل ۴ پ و ت). طبقات ماسه‌سنگی جورشدگی خوب تا متوسط دارند. در برش مورد مطالعه، این مجموعه بیشتر در رأس سازند قرار داشته که با ماسه‌سنگ‌های دارای چینه‌بندی مورب ترف، لایه‌بندی مورب عدسی شکل و لایه‌بندی مورب مسطح مشخص می‌شود (شکل ۴ ت). قطعات فسیلی

1. Upper shoreface  
2. Fair-weather wave base (FWB)  
3. Lower offshore

(شکل ۴ ج و د). این مجموعه بعد از بخش پایینی دور از ساحل بیشترین گسترش را در برش مورد مطالعه به خود اختصاص داده است و بر روی نهشته‌های خلیج دهانه‌ای و حاشیه ساحلی قرار می‌گیرد.

تفسیر: وجود مقادیر قابل توجهی از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز، رسوبات سیلتستونی و همین‌طور حضور میان لایه‌های نازک شیل، نشان‌دهنده‌ی محیط دریایی با انرژی کم است. لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و سیلتستونی را می‌توان به طوفان‌های دور از منشأ<sup>۴</sup> نسبت داد و سبب حمل رسوبات به مناطق بخش بالایی دور از ساحل<sup>۵</sup> می‌شوند (Frohlich et al., 2010). پراکندگی قطعات اسکلتی نشان از غلبه شرایط کم اکسیژن با دوره‌های کوتاه افزایش سطح اکسیژن دارد (Schwarz et al., 2011). در رابطه با سنگ‌های کربناتی، طبقه‌بندی نازک لایه تیره رنگ و مقادیر بالای فونای دریایی نشان‌دهنده شرایط دریایی دارد (Frohlich et al., 2010). وجود رسوبات طوفانی فراوان و تجمعات فسیلی به صورت تکرار شونده و چینه‌بندی مورب پشته‌ای اشاره به یک موقعیت کم‌عمق با انرژی متوسط و غلبه فرآیندهای طوفانی دارد. اجزای هیبرید در اندازه‌های کاملاً متفاوت مانند فسیل صدف‌های درشت براکیوپود، کرینوتید و قطعات فسفاتی اینتراکلاستی با پلوئیدهای بدون ساختار<sup>۶</sup> و دانه‌های پوشش‌دار<sup>۷</sup> بزرگتر از دو میلی‌متر در این ریز رخساره‌ها خود مؤید عملکرد ناگهانی فرآیندهایی مانند امواج طوفانی در محیط رسوبی می‌باشد.

## گروه رخساره‌ای پری تایدال کربناته

### مجموعه رخساره‌ای پهنه‌های جزرومدی<sup>۸</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامت کم در برش مورد مطالعه از تناوب ریز رخساره‌های کربناتی مادستون ماسه‌ای، میکروبیال باینداستون و دولومادستون بایوکلاستی

تفسیر: در این مجموعه، گلسنگ‌های شیلی از ته‌نشینی رسوبات معلق به‌طور عمده در زیر خط اثر موجسار هوای طوفانی<sup>۱</sup> نهشته شده‌اند (Collinson and Reading, 1996). رسوب‌گذاری در این بخش در زمان کاهش انرژی و نبود نوسانات جریانی غالب، سبب نهشت رسوبات ریز سیاه رنگ می‌شود. رنگ تیره این گلسنگ‌ها و همراهی آلوکم‌های پراکنده یا خرده‌های اسکلتی بیانگر نهشته شدن آن‌ها در محیط‌های احيائی می‌باشد (Schwarz et al., 2011; Flügel and Munnecke, 2010 Kaiser et al., 2016). منشا ماده‌ی آلی در این رخساره‌ها را می‌توان به فیتوپلانکتون‌ها<sup>۲</sup> و میزان ورود مواد مغذی نسبت داد. مهم‌ترین مواد مغذی فسفات‌ها و نترات‌ها می‌باشند، از تجزیه مواد آلی به دست می‌آیند و برای رشد گیاهان و جانوران حیاتی هستند (Awan et al., 2020; Marynowski and Filipiak., 2007). وجود فوناهای دریایی اشاره به وفور مواد غذایی در حوضه رسوبی دارد و فعالیت فونای دریایی را سبب شده است. این خصوصیت در این مجموعه نشان از عمیق‌ترین بخش حوضه برای نهشت این رسوبات می‌باشد. به‌علاوه حضور پیکره سفالوپودها و آمونیدا در این نهشته‌ها بیانگر نهشته شدن این رسوبات در مناطق دور از ساحل است.

### مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل بخش بالایی<sup>۳</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای ضخامتی در حدود یک تا چهار متر دارد و از تناوب ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز با لامیناسیون موازی، لایه‌بندی مورب پشته‌ای و سنگ‌های کربناتی نازک تا متوسط لایه که به‌صورت میان لایه با شیل‌های سیاه قرار دارند تشکیل شده است (شکل ۴ ج). از دیگر ترکیبات متفاوت در این مجموعه رخساره‌ای، وجود قطعات فسفاتی در همراهی با لیتولوژی‌های سنگ‌آهک و سیلیسی آواری‌ها هستند. فسفات‌های رسوبی، شواهدی از حمل و انتقال مجدد را نشان می‌دهند. این رسوبات معمولاً چرخه‌های کوچک مقیاس ریز شونده به‌طرف بالا را تشکیل می‌دهند. سنگ‌آهک‌ها معمولاً شامل خرده‌های اسکلتی از نوع کرینوتید، براکیوپود و دوکفه‌ای هستند. از نظر بافتی آلوکم‌های اسکلتی در اندازه‌ی درشت و با جورشدگی متوسط تا خوب به‌صورت رودستون-فلوتستون مشاهده می‌شوند

1. Storm-weather wave base (SWB)

2. Phytoplanktons

3. Upper offshore

4. Distal storm

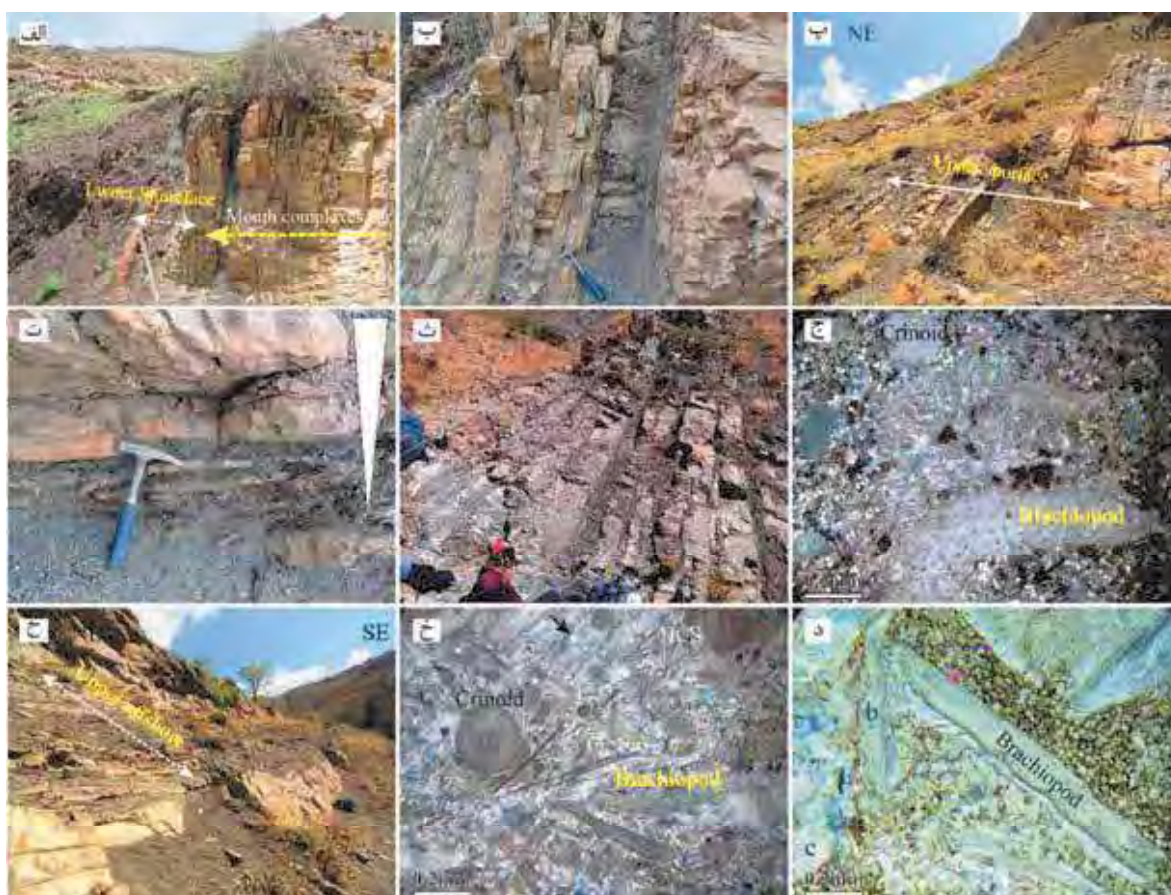
5. Upper offshore

6. Structureless peloids

7. Coated grains

8. Intertidal





شکل ۴. تصاویر مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحلی و دور از ساحل، الف و ب) نمایی از توالی ماسه‌سنگی متوسط و ضخیم لایه بخش پایینی حاشیه ساحلی به همراه طبقات طوفانی که الگوی ضخیم شونده به سمت بالا را نشان می‌دهند، پ) ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه بخش بالایی حاشیه ساحلی، ت) تصویری از الگوی ضخیم شونده به طرف بالا در بخش بالایی رسوبات حاشیه ساحلی، ث) نمای نزدیک توالی رخساره‌های دور از ساحل پایینی، ج) تصویر میکروسکوپی از رخساره رودستون-فلوتستون براکیوپود و کرینئیددار با دانه‌های کوارتز جور شده، ح) توالی رخساره‌های دور از ساحل بالایی در مجاورت با رخساره‌های بخش پایینی دور از ساحل، خ و د) تصاویر میکروسکوپی از براکیوپودها و کرینئیدهای عمدتاً سالم در رخساره پکستون-گرنیستون را نشان می‌دهند

بالای جزرومدی است (Warren, 2000؛ زارعی و همکاران، ۱۳۹۸). وجود ساختارهای جریان‌ی و لایه‌بندی جناغی حاکی از نهشت در محیط‌های بین جزرومدی با نواسانات انرژی جزرومدی است. طبقات با شکل هندسی کانالی در بین این رخساره‌ها نیز نشان‌دهنده وجود کانال‌های جزرومدی در محیط‌های بین جزرومدی است.

#### مجموعه رخساره‌های منطقه زیر جزرومدی کم عمق<sup>۲</sup>

توصیف: این توالی رخساره‌ای از تناوب لایه‌های کربناتی ضخیم تا متوسط لایه تشکیل شده است و با ضخامت نسبتاً بالا در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود. رخساره‌های

فسفات‌دار تشکیل شده است (شکل ۵ الف و ب). این توالی رخساره‌ای کربناته حاوی ساختارهای لایه‌بندی جناغی و لایه‌بندی موجی است. لنزهای ماسه‌سنگی با قاعده فرسایشی و شکل کانالی نیز در همراهی با این رخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۵ پ و ت).

تفسیر: حضور قابل توجه دولومیت‌های ریز بلور، کاهش آلومک‌ها و وجود گل کربناتی در دولومادستون‌ها در رخساره‌های پهنه‌های بالای جزرومدی بیانگر حاکم شدن شرایط محیطی بین جزرومدی تا بالای جزرومدی می‌باشد (Evans et al., 2019; Zand-Moghadam et al., 2014; Flügel, 2010). کریستال‌های ریز دولومیت و فراوانی گل کربناتی فقیر از آلومک نیز نشان‌دهنده محیط

1. Supratidal  
2. Shallow subtidal

تفسیر: در این مجموعه رخساره‌ای، گلسنگ‌ها از نهشت رسوبات معلق در بخش زیرین حد اثر امواج طوفانی به جا گذاشته شده‌اند (Frohlich et al., 2010). دانه‌های ریز آواری در ماسه‌سنگ‌های نازک لایه نیز به طوفان‌های دور از منشاء نسبت داده می‌شوند. سنگ‌های کربناتی با ثبت طبقات نازک لایه‌ی گلسنگی به رنگ سیاه و وجود فوناهای دریایی، نشان از شرایط دریایی دارند (Sharafi, 2013). این مجموعه‌ی رخساره‌ای در عمیق‌ترین بخش حوضه‌ی رسوبی مورد مطالعه به جا گذاشته شده است.<sup>1</sup>

### مدل رسوبی مجموعه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای

مجموعه‌های رخساره‌ای بخش پایینی در برش گرمابدر با وجود شواهد جریان امواج و ساختارهای رسوبی نشان‌دهنده محیط‌های نهشتی در یک سیستم ساحلی به نام خلیج دهانه‌ای بر اثر امواج است (شکل ۶ الف). در ناحیه مورد مطالعه مجموعه‌های رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای و دلتای سدی-خلیج به مقدار اندک در ابتدای برش وجود دارد، به سمت مرکز، رسوبات بخش مرکز خلیج دهانه‌ای و توده‌های دهانه خلیج از حجم رسوبات بالاتری برخوردار هستند. در نتیجه تأثیر فعالیت‌های امواج بر روی بخش خلیج دهانه‌ای این سازند موجب ایجاد توالی رسوبی و الگوی برانبارش رخساره‌های کاملاً متفاوت سازند جیروود شده است. قرارگیری الگوی برانبارش رخساره‌ها با قرارگیری رخساره‌های توده‌های دهانه‌ای خلیج بخش خارجی خلیج دهانه‌ای بر روی رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای و دلتای سدی-خلیج بخش میانی و داخلی خلیج دهانه‌ای از تشکیل بخش پایینی سازند جیروود در محیط خلیج دهانه‌ای بر اثر امواج در طول بالآمدن سطح آب دریا و پرشدن دره فرسایشی حکایت دارد. توالی‌های مرکز خلیج دهانه‌ای با تجمع رخساره‌های شیلی مشخص می‌شود، نشان‌دهنده بخش حداقل انرژی در این سیستم است. توالی‌های نسبتاً ضخیم از ماسه‌سنگی متوسط تا ریزدانه که به صورت انباشته شده شناسایی شده‌اند با ساختارهای دو جهتی به‌عنوان

غالب در این مجموعه رخساره‌ای شامل گرینستون بایوکلاستی براکیوپوددار ماسه‌ای، گرینستون کرینوئید و بریوزتردار ماسه‌ای، فلوتستون-رودستون دارای بریوزوئر و براکیوپود فسفاتی ماسه‌دار، فلوتستون دارای کرینوئید و براکیوپود ماسه‌ای می‌باشند (شکل ۵ ث، ج و ح). این توالی رخساره‌ای در حوضه مورد مطالعه گسترش بالایی دارد و عمدتاً به صورت متناوب با نهشته‌های نواحی کم‌عمق در طول برش قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴ ث). دانه‌بندی تدریجی (اندازه فسیل‌ها به سمت بالا ریز شونده)، چینه‌بندی مورب پشته‌ای و لامیناسیون ریپل جریانی در این نهشته‌ها شناسایی شده است (شکل ۵ خ).

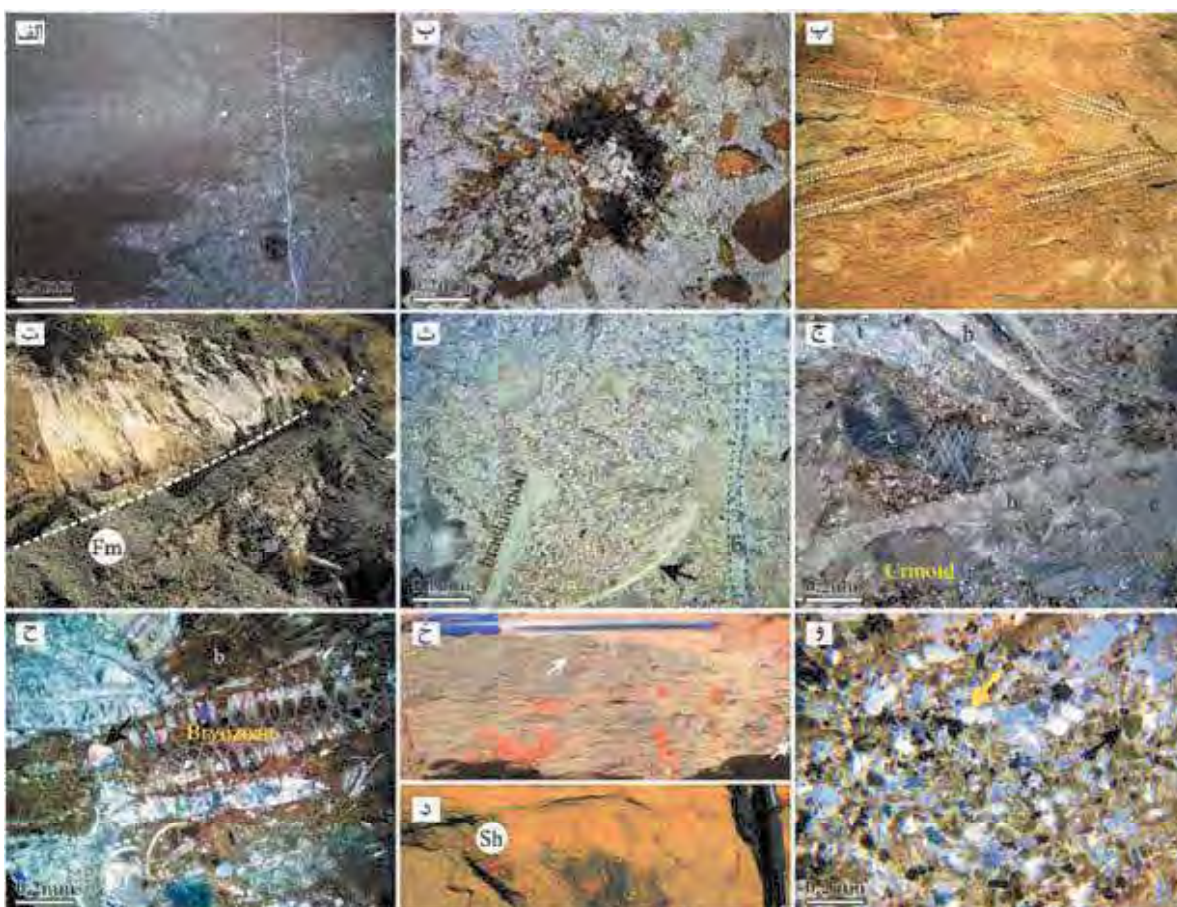
تفسیر: وجود آلوکم‌های فراوان با تنوع زیاد و جورشدگی بالا و همین‌طور نبود گل کربناتی در این رخساره، نشان از انرژی بالای محیطی است (Collinson and Reading, 2010; Adabi et al., 1996). وجود ساختارهای چینه‌بندی مورب پشته‌ای و ریپل جریانی نیز حاکی از تأثیر طوفان در محیط‌های زیر تأثیر امواج عادی است که به‌طور غالب در محیط‌های بالای موجسار هوای طوفانی در ناحیه زیر جزرومدی کم‌عمق تشکیل می‌شوند. شکستگی و خردشدگی بالای قطعات اسکلتی همراه با بافت دانه‌درشت و ضخامت بالای طبقات طوفانی از ته‌نشینی آن‌ها در محیط بالای موجسار هوای طوفانی به‌عنوان نهشته‌های طوفانی نزدیک به منشاء حکایت دارد (Bayet-Goll et al., 2018b).

### مجموعه رخساره‌ای منطقه زیر جزرومدی عمیق<sup>۱</sup>

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از لایه‌های کربناتی نازک لایه و شیل‌های سیاه با میان لایه‌های دانه ریز سیلتی تشکیل شده است و غالباً دارای لامیناسیون موازی هستند (شکل ۵ د). رخساره‌ها غالباً دارای جورشدگی ضعیف و از نوع ریز رخساره‌های وکستون پلوئیددار ماسه‌ای، وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای و گرینستون استراکوددار هستند (شکل ۵ و). این نهشته‌ها در برش مورد مطالعه ضخامت بالایی داشته و بر روی توالی رخساره‌ای نواحی کم‌عمق قرار دارد و به تدریج به سنگ‌آهک‌های متوسط لایه سازند مبارک می‌رسند.

1. Deep subtidal





شکل ۵. تصاویر صحرایی مجموعه رخساره‌های پهنه جزرومدی و ناحیه زیر جزرومدی، الف و ب) رخساره میکروبیال باینداستون دارای زیست آشفستگی بین انگشتی و کوارتز به صورت اندک و رخساره دولومادستون با بایوکلاست‌های فسفاتی (بریزوئتر و استراکود)، پ و ت) ساختار لایه‌بندی جناغی در رخساره‌های کانال جزرومدی و همچنین لایه‌بندی موجی، لنزهای ماسه‌سنگی با نمای نزدیک از قاعده فرسایشی مشخص کانال جزر و مدی، ث) رخساره وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای، ج) براکیوئدها و کرینوئیدهای عمدتاً سالم در رخساره گرینستونی، ح) رخساره فلوتستون-رودستون دارای بریزوئتر و براکیوئود فسفاتی به همراه ذرات کوارتزی جورشده (فلش سیاه)، خ و د) لامیناسیون ریپلی موجی و لامیناسیون موازی در توالی رخساره‌ای زیر جزر و مدی کم‌عمق و عمیق، و) رخساره وکستون پلوتیدار ماسه‌ای به همراه کوارتزهایی با جورشدگی خوب و پیریت پراکنده

محیط دریای باز بر اثر نوسانات امواج طوفانی و آرام‌ته‌نشین شده‌اند. وجود شواهد گسترده‌ای از تأثیر نوسانات امواج و طوفان همچون چینه‌بندی مورب پشت‌های و لامیناسیون موازی تا موجی دلالت بر ته‌نشینی مجموعه توالی رخساره‌ای در محیط‌های بر اثر نوسانات امواج است (MacEachern and Pemberton, 1992). به طوری که طبقات ماسه‌ای حاوی چینه‌بندی مورب پشت‌های در طول امواج طوفانی و طبقات شیلی در طول موج‌سار هوای آرام‌ته‌نشین شده‌اند (Dott Jr and Bourgeois, 1982). ماسه‌سنگ‌های بایوکلاستی دانه‌ریز تا متوسط با الگوی برانبارش که دارای رخساره‌های St, Sp, Sh هستند به عنوان رخساره‌های بالای

دلتای سدی خلیج دهانه‌ای این سیستم تفسیر شده‌اند. وجود اندک توالی‌های بخش مرکز خلیج دهانه‌ای نشان از وجود توده‌های ماسه‌ای احتمالاً موازی با ساحل می‌باشد (Schwarz et al., 2011). این خلیج دهانه‌ای به طور تدریجی توسط آب دریا پوشیده شده و در آخر توسط سیستم کاملاً دریایی و توسط مجموعه‌های رسوبی حاشیه ساحلی و دور از ساحل جانشین شده است.

### مدل رسوبی مجموعه رخساره‌های دریای باز (دور از ساحل-حاشیه ساحلی)

توالی‌های رخساره‌ای دریای باز موجود در نهشته‌های سازند جیروود بر اساس خصوصیات رسوب‌شناسی در

در یک محیط کربناته کم عمق با شیب کم از محیط‌های سوپراتایدال تا بخش‌های پایینی ساب‌تایدال بر اثر نوسانات امواج می‌باشد. دو مجموعه رخساره‌ای در سازند جیروود شامل محیط‌های ساب‌تایدال (ساب‌تایدال عمیق و کم عمق) و بخش اینترتایدال شناسایی شده است. نهشته‌های کربناته در ضخامت حدود ۱۳۰ متری از سازند جیروود تغییرات گسترده‌ای را در مجموعه رخساره‌ای تشکیل دهنده، نشان می‌دهند. نهشته‌های دارای پوشش‌های میکروبی، میکروبیال باینداستون‌ها، رخساره‌های گرینستونی و مادستونی نشان از شکل‌گیری پهنه‌های اینترتایدال، ساب‌تایدال کم عمق و ساب‌تایدال عمیق بر جای گذاشته شده است.

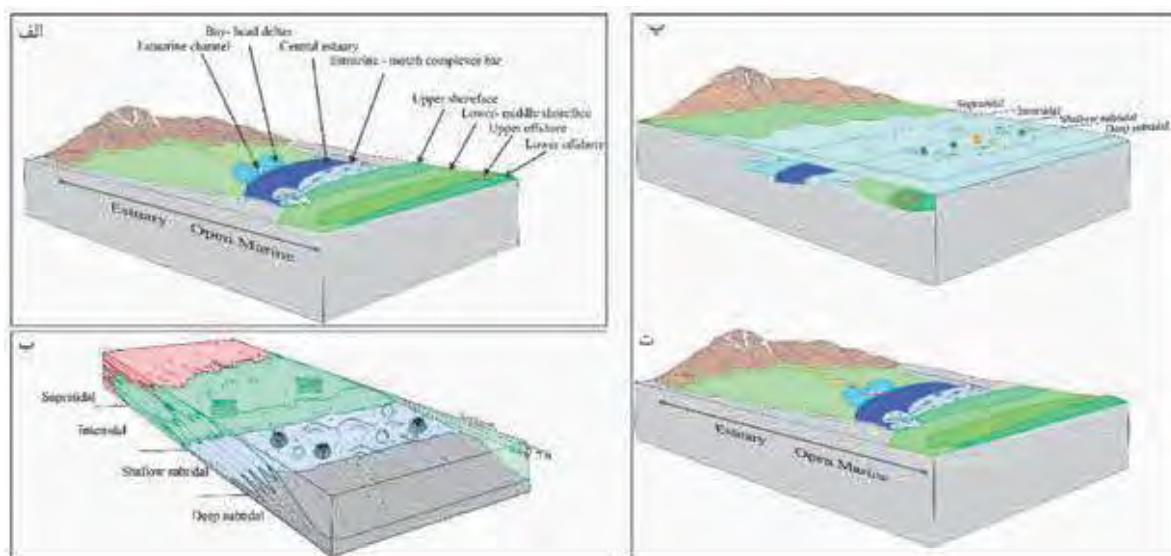
### تکامل محیط نهشتی

روند تکاملی سیستم رسوبی سازند جیروود در طول نهشت رسوبات سیستم خلیج دهانه‌ای و رسوبات حاشیه ساحلی و دور از ساحل از نوع محیط کم عمق کربناتی، در شکل ۶ مشاهده می‌شود. (پ) نفوذ جریان‌های دریایی در اثر کاهش شیب بستر رسوبی و کاهش جریان‌های سطحی رودخانه‌ای به علت پرتشدگی تدریجی حوضه و عبور نهشته‌های رسوبی از بالادست و تشکیل مجموعه‌های رسوبی مربوط به سیستم خلیج دهانه‌ای و رسوبات مناطق کم عمق می‌باشد. (ت) کاهش شدید شیب بستر و کاهش ورود رسوبات سیلیسی

حاشیه ساحلی تفسیر شده است. این در حالیتی که تناوب ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز متورق احتمالاً نشان‌دهنده بخش پایینی حاشیه ساحلی است. هر مجموعه رخساره‌ای دارای نهشته‌های طوفانی فراوان است و تمامی این ویژگی‌ها گواه بر وجود موقعیت حاشیه ساحلی تحت کنترل طوفان است (Sharafi et al., 2014; Dashtgard et al., 2012). شیل‌های تیره و سنگ‌های کربناتی نازک لایه با میان لایه‌های شیل سیاه متورق به همراه مجموعه‌های فسیلی متنوع در بخش حاشیه ساحل و دور از ساحل ته‌نشین شده‌اند. چنین خصوصیات رسوب‌شناسی (MacEachern et al., 2007) حاکی از ته‌نشینی توالی رخساره‌ای در حاشیه ساحلی و دور از ساحل بر اثر نوسانات امواج است (شکل ۶ الف).

### مدل رسوبی مجموعه رخساره‌ای کربناته

بر اساس مشاهدات حاصل از بررسی‌های رخساره‌های سنگی و محیط تشکیل آن‌ها و با توجه به شیب کم حوضه رسوبی، گسترش رخساره‌های پهنه‌های جزرومدی محیط رسوبی سازند جیروود در ناحیه مورد مطالعه یک سکوی کربناته از نوع کم عمق می‌باشد، این مدل رسوبی دارای بخش‌های پهنه جزرومدی می‌باشد (شکل ۶ ب). تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، روند تدریجی توالی‌های رخساره‌ای در رسوبات سازند جیروود گویای نهشت این سازند



شکل ۶. نمایی از سیستم رسوبی سازند جیروود در طول نهشت رسوبات تخریبی، کربناتی و روند تکامل و پرتشدگی در حوضه البرز مرکزی در طول نهشت رسوبات سازند جیروود در زمان دونین فوقانی. تغییرات بر اساس آنالیز رخساره‌ای از یک سیستم سیلیسی آواری با گستره تراز پیش‌رونده به کربنات با گستره تراز بالا تبدیل شده است



هدف از این مطالعه، بررسی ارتباط محیط نهشتی و تغییرات شرایط اکسیداسیون و احیای حاکم بر آن طی نهشت رسوبات سازند جیروود در دونین پسین می‌باشد. به‌طور کلی نتایج این مطالعه نشان می‌دهند، نهشته‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه، در محیط‌های کربناته‌ی پیرامون جزر و مدی تا محیط‌های ساحلی با نهشت مخلوط سیلیسی آواری-کربنات و دریای کم‌عمق با نهشت سیلیسی آواری به‌جا گذاشته شده‌اند (شکل ۲). علاوه بر این، تغییرات عناصر و نسبت‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی دیرین، حاکی از شرایط احیایی تر محیط نهشتی دور از ساحل، در زمان رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه رنگ، به‌ویژه در بخش بالایی برش مورد مطالعه است (شکل ۲). به‌طور کلی شیل‌های سیاه رنگ، از لایه‌های کلیدی نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی در زمان دونین پسین در سراسر دنیا هستند (Kaiser et al., 2016, 2011). گسترش محیط‌های بدون اکسیژن در نواحی کم‌عمق دریایی (ساب‌تایدال) در طول دونین پسین که با ثبت رسوبات شیل هنگنبرگ و گل‌سنگ‌های سیاه رنگ معادل با آن مشخص می‌شوند، سبب ایجاد شرایط نامساعد محیطی و مرگ فونا‌های دریایی و در نتیجه‌ی آن انقراض زیستی هنگنبرگ در دنیا شده است (Caplan and Bustin., 1999; Walliser, 1996; House, 2002). این انقراض نه تنها بر روی گروه‌های مختلف موجودات زنده تاثیر گذاشته، بلکه تأثیرات آن به‌صورت تغییرات شدید ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی در لایه‌های سنگی این زمان ثبت شده است (Carmichael et al., 2016; Caplan et al., 1999). آثار مربوط به این انقراض را می‌توان در قاعده گل‌سنگ‌ها و شیل‌های سیاه نهشته شده بر روی رمپ‌های کربناته بسیاری از نقاط جهان مشاهده کرد. پیک مثبت منحنی اندیس‌های  $V/Cr$ ،  $V/(V+Ni)$  و  $U/Th$  در کنار تغییرات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی، نشان‌دهنده‌ی یک تغییر و اختلال آب و هوایی بزرگ در پایان دونین است (Kaiser et al., 2016, 2015; wang et al., 2008). گروهی از زمین‌شناسان، دلیل این انقراض را به سرد شدن آب و هوا و گسترش یخچال‌ها بر روی ابرقاره گندوانا و پایین آمدن سطح جهانی

آواری در نتیجه مستعد شدن حوضه رسوبی با افزایش سطح آب دریا برای تشکیل رسوبات حاشیه ساحلی، دور از ساحل از نوع محیط کم‌عمق کربناتی می‌باشد.

## شرایط اکسیداسیون-احیایی دیرینه

مطالعه‌ی ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی، روش مناسبی برای تعیین شرایط اکسیداسیون و احیاء قدیمه در محیط نهشتی است (Nagarajan et al., 2007). از عناصر فرعی حساس به شرایط احیایی می‌توان به  $U$ ،  $Mo$ ،  $Ni$ ،  $V$ ،  $Cr$ ،  $Mn$  اشاره کرد (Li et al., 2016). این عناصر فرعی اغلب به‌صورت نسبت‌هایی همانند  $V/(V+Ni)$ ،  $V/Cr$  و  $U/Th$  مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای بررسی شرایط اکسیداسیون و احیای محیط نهشت دیرینه‌ی گل‌سنگ‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه نیز از اندیس‌های ژئوشیمیایی  $V/Cr$ ،  $U/Th$ ،  $V/(V+Ni)$  و عنصر فرعی  $Mo$  استفاده شده است (Kumpan et al., 2019; Barnes and Conchran, 1990). به‌طور کلی نسبت  $V/Cr$  بیشتر از دو،  $V/(V+Ni)$  بیشتر از ۰/۴۶ و  $U/Th$  کمتر از دو نشان‌دهنده‌ی شرایط غالب بدون اکسیژن در محیط نهشتی است (Li et al., 2016). نتایج به دست آمده از مطالعه‌ی این اندیس‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده و در برابر ستون چینه‌ای نیز رسم شده است (شکل ۲). عنصر  $Mo$  تمرکز پایینی در پوسته‌ی قاره‌ای بالایی دارد (۳/۷ ppm) و مقادیر بالای این عنصر از حوضه‌های بدون اکسیژن گزارش شده است (Tribovillard et al., 2006; Jones and Manning, 1994; Taylor and McLennan, 1985). میانگین این عنصر در نمونه‌های گل‌سنگی مورد مطالعه برابر با ۵/۱ ppm و در گستره یک تا ۱۴ ppm در تغییر است. میانگین نسبت  $V/(V+Ni)$  نیز در گل‌سنگ‌های مورد مطالعه ۰/۸۴ و در گستره صفر تا یک ppm در تغییر است (شکل ۲). نسبت  $U/Th$  در گل‌سنگ‌های سازند جیروود صفر تا دو و با میانگین ۰/۱۰ مشاهده می‌شود (شکل ۲). همچنین، میانگین نسبت  $V/Cr$  در نمونه‌های مورد مطالعه ۱/۴۶ و در گستره صفر تا ۵/۴ در تغییر است (شکل ۲).

جدول ۱. نتایج آنالیز نسبت عناصر فرعی در گلسنگ‌های سازند جیروود در برش گرمابدر

Sample no.	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Mo (ppm)	U/Th	V/(V+Ni)	V/Cr
J2	4.24	32.93	64.95	146.38	25.18	4.23	0.13	0.85	2.25
J9	<LOD	15.04	81.04	113.87	28.06	1.44	<LOD	0.80	1.41
Jsh1	3.04	46.51	105.22	167.19	35.1	1.73	0.07	0.83	1.59
Jsh2	2.44	45.54	102.76	221.51	51.51	3.15	0.05	0.81	2.16
Jsh3	<LOD	44.06	140.63	191.79	25.19	3.82	<LOD	0.88	1.36
J17	<LOD	33.36	83.36	137.58	56.79	<LOD	<LOD	0.71	1.65
J21	2.49	47.28	113.26	168.92	34.58	3.62	0.05	0.83	1.49
J22	4.4	44.82	437.02	<LOD	81.58	13.06	0.10	<LOD	<LOD
J23	3.41	42.76	89.01	177.01	58.23	1.5	0.08	0.75	1.99
J26	<LOD	39.79	112.38	182.1	27.28	2.07	<LOD	0.87	1.62
J32	3.09	46.1	126.3	194.16	48.5	2.8	0.07	0.80	1.54
J40	3.76	43.72	107.89	178.92	58.41	2.14	0.09	0.75	1.66
J42	<LOD	41.89	94.2	180.18	57.45	3.4	<LOD	0.76	1.91
Jsh-4	3.41	44.55	117.94	211.89	44.93	2.51	0.08	0.83	1.80
Jsh-5	5.99	56.63	529.18	149.32	20.77	7.81	0.11	0.88	0.28
JSh6	<LOD	46.98	116.76	186.7	20.96	5.18	<LOD	0.90	1.60
Jsh-7	4.37	45.9	177.62	162.99	28.91	3.86	0.10	0.85	0.92
Jsh-8	3.76	45.15	97.68	209.3	30.88	3.42	0.08	0.87	2.14
J54	3.37	49.18	104.67	190.2	21.96	2.86	0.07	0.90	1.82
Jsh12	4.81	47.83	162.15	322.61	24.69	7.78	0.10	0.93	1.99
Jsh-13	2.64	37.75	221.83	356.46	31.19	5.2	0.07	0.92	1.61
M8c	6.11	57.17	185.03	311.62	11.26	4.09	0.11	0.97	1.68
Jsh-14	5.56	39.44	98.15	289.27	38.56	9.12	0.14	0.88	2.95
Jsh-15	5.14	54.96	277.96	142.91	19.93	5.66	0.09	0.88	0.51
Jsh-16	4.11	46.87	161.57	393.33	42.17	13.72	0.09	0.90	2.43
Jsh-17	2.79	38.97	203.95	325.21	32.03	10.22	0.07	0.91	1.59
Jsh-18	4.34	36.04	227.99	321.62	24.67	7.01	0.12	0.93	1.41
Jsh-19	<LOD	34.81	114.81	369.8	30.19	6.75	<LOD	0.92	3.22
Jsh-20	4.49	47.48	195.95	578.96	55.7	5.69	0.09	0.91	2.95
Jsh21	3.41	22.71	253.73	274.4	39.16	2.51	0.15	0.88	1.08
M16	<LOD	30.92	99.6	72.76	25.2	3.89	<LOD	0.74	0.73
Jsh-22	<LOD	26.75	123.54	309.34	27.2	2.75	<LOD	0.92	2.50
Jsh-23	3.59	36.99	100.06	536.94	17.89	3.24	0.10	0.97	5.37
Jsh-24	3.37	41.23	96.09	458.35	29.35	4.1	0.08	0.94	4.77
Jsh-25	5.78	68.08	177.77	285.21	43.7	8.54	0.08	0.87	1.60
Jsh-26	8.99	73.59	182.1	347.16	20.26	6.61	0.12	0.94	1.91
Jsh-27	9.16	65.42	158.67	379.45	30.36	7.66	0.14	0.93	2.39
Jsh-28	9.34	73.33	180	339.11	36.26	10.81	0.13	0.90	1.88
Jsh-29	5.8	35.47	208.99	148.81	17.19	3.84	0.16	0.90	0.71
Jsh-31	4.15	37.42	214.56	333.12	36.82	8.82	0.11	0.90	1.55
M25	2.28	32.1	320.42	51.61	15.83	3.07	0.07	0.77	0.16
Jsh-32	5.04	38.87	724.29	153.73	30.83	6.88	0.13	0.83	0.21

ادامه جدول ۱.

Sample no.	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Mo (ppm)	U/Th	V/(V+Ni)	V/Cr
Jsh-33	5.57	34.21	382.05	134.9	33.68	5.11	0.16	0.80	0.35
M28	3	25.91	284.99	<LOD	23.05	3.66	0.12	<LOD	<LOD
Jsh-34	6.43	46.54	256.18	184.53	25.3	5.95	0.14	0.88	0.72
Jsh-35	<LOD	34.95	67.72	81.57	23.84	5.17	<LOD	0.77	1.20
Jsh-36	<LOD	32.38	172.83	84.99	32.44	4.67	<LOD	0.72	0.49
Jsh-37	<LOD	32.62	158.47	63.08	20.26	5.43	<LOD	0.76	0.40
Jsh-38	<LOD	28.78	215.93	106.4	32.93	4.61	<LOD	0.76	0.49
Jsh-39	<LOD	34.15	185.25	45.49	21.76	4.31	<LOD	0.68	0.25
Jsh-40	<LOD	26.24	86.87	49.65	23.64	5.83	<LOD	0.68	0.57
Jsh-41	<LOD	30.49	118.55	55.71	25.29	6.77	<LOD	0.69	0.47
Jsh-42	<LOD	29.16	172.34	44.62	23.59	4.96	<LOD	0.65	0.26
Jsh-43	3.47	61.46	117.9	139.03	31.86	8.02	0.06	0.81	1.18
Jsh-44	3.65	54.01	234.85	126.3	22.95	4.96	0.07	0.85	0.54
Jsh-45	6.26	62.15	211.9	158.45	18.79	9	0.10	0.89	0.75
Jsh-46	4.3	48.67	124.94	194.79	25.13	3	0.09	0.89	1.56
Jsh-47	2.85	54.29	152.83	206.84	32.65	4.05	0.05	0.86	1.35
Jsh-48	4.08	50.4	204	224.16	34.62	2.95	0.08	0.87	1.10
Jsh-49	<LOD	55.52	155.94	225.21	21.75	4.25	<LOD	0.91	1.44
Jsh-50	6.02	59.24	149.17	146.42	17.22	3.87	0.10	0.89	0.98
Jsh-51	6.35	41.45	467.88	150.62	<LOD	4.59	0.15	<LOD	0.32
Jsh-52	3.07	43.4	227.71	148.76	45.93	4.73	0.07	0.76	0.65
Jsh-53	6.68	48.94	118.74	205.66	29.68	5	0.14	0.87	1.73
Jsh-54	7.67	43.43	313.78	181.44	43.26	5.13	0.18	0.81	0.58
Jsh-55	7.61	46.82	139.2	213.56	36.98	3.9	0.16	0.85	1.53
Average	4.70	43.36	185.02	210.06	32.05	5.18	0.10	0.84	1.46

سیاه رنگ سازند جیروود را می‌توان به‌عنوان شاهدی بر حادثه‌ی جهانی هنگنبرگ پیشنهاد داد. وجود فسفریت‌های رسوبی در همراهی با این شیل‌های سیاه رنگ نیز می‌توانند در ارتباط با حادثه‌های زیستی جهانی کلواسر و هنگنبرگ باشند (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸). تایید این موضوع نیاز به مطالعات جامع ژئوشیمیایی و بایواستراتیگرافی کنودونت‌ها دارد.

### نتیجه‌گیری

- سازند جیروود در برش گرمابدر، شمال شرق تهران، از حدود ۲۸۰ متر نهشته‌های آواری، کربناته، هیبریدی و فسفریتی تشکیل شده است.
- با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از آنالیز رخساره‌ها،

آب دریاها نسبت می‌دهند (Barash, 2016; Carmichael et al., 2016; Caplan and Bustin, 1999). برخی از دیرینه‌شناسان نیز واژگونی آب‌های اقیانوسی و گسترش آب‌های بدون اکسیژن را در مرگ موجودات موثر می‌دانند (Carmichael et al., 2019; Bond and Grasby, 2017). همان‌گونه که اشاره شد، حادثه‌ی هنگنبرگ در بسیاری از نقاط جهان همانند آلمان، فرانسه، کانادا، چین، روسیه، برزیل، قزاقستان، استرالیا، قسمت‌های شمال آمریکا، کشورهای شمال آفریقا از جمله لیبی، تونس، مصر و همچنین در ایران و عربستان شناسایی شده است (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸؛ بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ مصدق و همکاران، ۱۳۸۴ و Kaiser et al., 2016; Caplan et al., 1999). بر اساس این مطالعات، شیل‌های

پ.، ۱۳۹۸. زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پایانی-کربونیفر آغازین در برش میغان، شمال شرق شاهرود، البرز شرقی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۱۱۵.

- خزایی، م.، حسینی برزی، م.، صادقی، ع. و مصدق، ح.، ۱۳۵۹. محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان. علوم زمین، ۱۰۹-۱۱۶.

- رسولی، م.، ۱۳۹۱. محیط رسوبی سازند جیروود و بررسی مرز دونین-کربونیفر در دو برش آبنیک و دره لالون، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۰.

- زارعی، ح.، رئیس‌السادات، س. ن.، مرتضوی مهریزی، م. و یزدی مقدم، م.، ۱۳۹۸. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه زیرین در برش قومنجان، جنوب غرب قائن. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۹۹-۱۲۰.

- کریمی، ن.، اعتماد سعید، ن.، بایت گل، ثا. و زهدی، ا.، ۱۳۹۸. طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی فسفاتی سازند جیروود در برش گرما بدر، البرز مرکزی. رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۴، ۱۲۲-۱۲۸.

- مصدق، ح.، کبریائی‌زاده، م. و حسینی‌نژاد، م.، ۱۳۸۴. ویژگی‌های زیست‌چینه‌ای و رسوب‌شناسی گذر دونین-کربونیفر (سازندهای جیروود و مبارک) در البرز شرقی: معرفی حادثه زیستی هنگنبرگ (Hangenberg bi-event). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۱۳.

- نصیری، ی.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، خزایی، ا. و یوسفی یگانه، ب.، ۱۳۹۲. بازسازی محیط رسوبی رسوبات سیلیسی آواری-کربناته سازند امیران (کرتاسه بالایی-پالئوسن) در جنوب غرب لرستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۷، ۵۵-۷۴.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3), 148-160.

- Awan, R.S., Liu, C., Gong, H., Dun, C., Tong, C. and Chamssidini, L. G., 2020. Paleosedimentary environment in relation to enrichment

رسوبات برش مورد مطالعه به سه گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای، گروه رخساره‌ای حاشیه ساحلی و گروه رخساره‌ای دریای باز در واحدهای سیلیسی آواری دسته‌بندی می‌شوند. نهشته‌های کربناته نیز در محیط‌های بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی به جای گذاشته شده‌اند.

- مطالعات ژئوشیمیایی بر روی ۶۶ نمونه‌ی گل‌سنگی و بررسی شرایط اکسیژن/احیای دیرینه‌ی محیط نهشته‌ی از طریق اندیس‌های  $U/Th$ ،  $V/(V+Ni)$ ،  $V/Cr$  و عنصر  $Mo$  نشان‌دهنده‌ی نهشت گل‌سنگ‌های سیاه رنگ سازند جیروود در شرایط احیایی‌تر، همراه با تولید بالای مواد آلی است. این شرایط با عمق بیشتر محیط نهشته‌ی در رخساره‌های فوق همخوان است و می‌تواند در ارتباط با حادثه‌ی جهانی هنگنبرگ باشد. تأیید این موضوع به مطالعات کامل‌تری نیاز دارد.

## سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان برای فراهم آوردن امکانات لازم جهت انجام این پروژه قدردانی می‌کنند. از همراهی آقایان مهندس فعال، خضری و کریمی برای همراهی در عملیات صحرائی سپاسگزاری می‌شود. از سردبیر و هیئت داوران فصلنامه زمین‌شناسی ایران نیز صمیمانه قدردانی می‌شود.

## منابع

- امرائی، ج.، رضائی، پ.، امینی، ع.، زمان‌زاده، م. و توکلی، و.، ۱۳۹۸. تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۱۵-۳۲.

- بهرامی، ع. و یزدی، م.، ۱۳۹۱. رخساره زیستی کنودونت‌های مرز دونین-کربونیفر در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و ۲) و مقایسه آن‌ها با برش‌های حوضه آلپ در اروپا و ارتباط آن‌ها با حادثه زیستی هنگنبرگ. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴، ۵۹-۸۰.

- پرویزی، ط.، بهرامی، ع.، کایسر، س. و کونینگشوف،



- of organic matter of Early Cambrian black rocks of Niutitang Formation from Xiangxi area China. *Marine and Petroleum Geology*, 112, 104057.
- Barnes, C.E. and Cochran, J.K., 1990. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(1-2), 94-101.
  - Barash, M. S. 2016, February. Changes in environmental conditions as the cause of the marine biota Great Mass Extinction at the Triassic-Jurassic boundary. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 466, No. 2, pp. 119-122). Pleiades Publishing.
  - Bayet-Goll, A., Sharafi, M., Jazimagh, N. and Brandano, M., 2022a. Understanding along-strike variability in controlling mechanisms of paleoenvironmental conditions and stratigraphic architecture: Ordovician successions in the Alborz Mountains of Iran at the northern Gondwana margin. *Marine and Petroleum Geology*, 140, 105654.
  - Bayet-Goll, A., Daraei, M., and Imani-Seginsara, M., 2022b. Paleogeographic reconstruction and sequence architecture of the middle-upper Jurassic successions of Hawraman Basin (NW Iran): Implications for tectono-depositional processes of the northeastern passive margin of the Arabian Plate. *Geological Journal*. 57(5), 2058-2093.
  - Bayet-Goll, A., Daraei, M., Geyer, G., Bahrami, N. and Bagheri, F., 2021. Environmental constraints on the distribution of matground and mixground ecosystems across the Cambrian Series 2-Miaolingian boundary interval in Iran: A case study for the central sector of northern Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 176, 104120.
  - Bayet-Goll, A., Daraei, M., Taher, S. P. M., Etemad-Saeed, N., de Carvalho, C. N., Zandkarimi, K. and Nasiri, Y., 2020. Variations of the trace fossil *Zoophycos* with respect to paleoenvironment and sequence stratigraphy in the Mississippian Mobarak Formation, northern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 551, 109754.
  - Bayet-Goll, A., Geyer, G. and Daraei, M., 2018a. Tectonic and eustatic controls on the spatial distribution and stratigraphic architecture of late early Cambrian successions at the northern Gondwana margin: the siliciclastic-carbonate successions of the Lalun Formation in central Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 199-228.
  - Bayet-Goll, A., Shirezadeh-Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M. and Akbari Mohamadi, A., 2018b. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan-Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sealevel fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 2233-2263.
  - Bayet-Goll, A., Myrow, P.M., Aceñolaza, G.F., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2016. Depositional controls on the ichnology of Paleozoic wave-dominated marine facies: new evidence from the Shirgesht Formation, central Iran. *Acta Geologica Sinica*, 90 (5), 1572-1597.
  - Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A. and MoussaviHarami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz. *Facies*, 60, 815-841.
  - Bond, D.P. and Grasby, S.E., 2017. On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 3-29.
  - Carmichael, S.K., Waters, J.A., Königshof, P., Suttner, T.J. and Kido, E., 2019. Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser event: A review of its sedimentological and geochemical expression. *Global and Planetary Change*, 183, 102984.
  - Carmichael, S.K., Waters, J.A., Batchelor, C.J., Coleman, D.M., Suttner, T.J., Kido, E. and Chadimová, L., 2016. Climate instability

- and tipping points in the Late Devonian: Detection of the Hangenberg Event in an open oceanic island arc in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 32, 213–231.
- Chang, C.Hu., W., Fu. Q., Cao. J., Wang, X. and Yao, S., 2016. Characterization of trace elements and carbon isotopes across the Ediacaran–Cambrian boundary in Anhui Province, South China: Implications for stratigraphy and paleoenvironment reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, 58–70
  - Caplan, M.L. and Bustin, R.M., 1999. Devonian–Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences, *Palaeo*, 148, 187–207.
  - Coates, L. and MacEachern, J.A., 1999. The ichnological signature of wave- and river-dominated deltas: Dunvegan and Basal Belly River formations, West-Central Alberta, 29–46.
  - Collinson, J. D. and Reading, H. G., 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Alluv. Sediments.* Blackwell Scientific Publication. Oxford, 37–82.
  - Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E. and Gingras, M.K., 2012. Tidal effects on the shoreface: towards a conceptual framework. *Sediment. Geology*, 279, 42–61.
  - Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130–1146.
  - Dott Jr, R. H. and Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663–680.
  - 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.
  - Evans, J.E., Maurer, J.T. and Holm-Denoma, C.S., 2019. Recognition and significance of Upper Devonian fluvial, estuarine, and mixed siliciclastic-carbonate nearshore marine facies in the San Juan Mountains (southwestern Colorado, USA): Multiple incised valleys backfilled by low-stand and transgressive systems. *Geosphere*, 15, 1479–1507.
  - Flügel, E. and Munnecke, A., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 976, 2004. Berlin: Springer.
  - Flügel, P., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976.
  - Fröhlich, S., Petitpierre, L., Redfern, J., Grech, P., Bodin, S. and Lang, S., 2010. Sedimentological and sequence stratigraphic analysis of Carboniferous deposits in western Libya: recording the sedimentary response of the northern Gondwana margin to climate and sea-level changes. *Journal of African Earth Sciences*, 57(4), 279–296.
  - Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks.* Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182.
  - Guo, D., Shibuya, R., Akiba, C., Saji, S., Kondo, T. and Nakamura, J., 2016. Active sites of nitrogen-doped carbon materials for oxygen reduction reaction clarified using model catalysts. *Science*, 351(6271), 361–365.
  - House, M.R., 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181(1–3), 5–25.
  - Holbrook, J.M. and Bhattacharya, J., 2012. What happened to my marine reservoir? Implications of falling stage and lowstand fluvial sediment storage during “sequence-boundary” scour for sand starvation of coastal marine reservoirs. In *Annual Meeting. Earth-Science Reviews*, 113(3–4), 271–302.

- Jones, B. and Manning, D. A. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1-4), 111-129.
- Kaiser, S.I., Aretz, M. and Becker, R.T., 2016. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. Geological Society, London, Special Publications, 423(1), 387-437.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Steuber, T. and Aboussalam, S.Z., 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310(3-4), 340-364.
- Kaiser, S. I., Steuber, T., and Becker, R. T., 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous): implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geological Journal*, 43(2-3), 241-260.
- Kumpan, T., Kalvoda, J., Bábek, O., Holá, M. and Kanický, V., 2019. Tracing paleoredox conditions across the Devonian-Carboniferous boundary event: A case study from carbonate-dominated settings of Belgium, the Czech Republic, and northern France. *Sedimentary Geology*, 380, 143-157.
- Li, B., Zhuang, X., Liu, X., Wu, C., Zhou, J. and Ma, X., 2016. Mineralogical and geochemical composition of Middle Permian Lucaogou Formation in the southern Junggar Basin, China: implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(3), 1-16.
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435.
- Marynowski, L. and Filipiak, P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, 144(3), 569-595.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. and Bann, K.L., 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective, in: *Trace Fossils*. Elsevier, 52-77.
- MacEachern, J. A. and Pemberton, S. G., 1992. Ichnologic aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: *Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop* (Ed. S.G. Pemberton), SEPM Core Workshop, 17, 57-84.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S. and Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(2), 150-160.
- Och, L.M., 2011. Biogeochemical Cycling Through the Neoproterozoic-Cambrian Transition in China: An Integrated Study of Redox-sensitive Elements Doctoral Thesis. University College, London.
- Papproth, E., Feist, R. and Flajs, G., 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes Journal of International Geoscience*, 14(4), 331-336.
- Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mosaddegh, H., 2016. March. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). In *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology. Proceedings of the Tidalites 2012. Conference*, 255-286.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-

- Harami, R., Mosaddegh, H. and Gharaie, M. H.M., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23, 50-68.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M. and Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian-Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67, 171-186.
  - Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A. and Moussavi-Harami, R., 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld* 21, 202-216.
  - Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi, H. R. and Najafi, M. 2011. Application of shell beds in the sequence stratigraphic beds in the sequence stratigraphic analysis of the Aitamir Formation in the sheikh and the bibahreh synclines, west Kopet-Dagh, 31-47
  - Schwarz, E., Veiga, G.D., Spalletti, L.A. and Massaferrro, J.L., 2011. The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 28(6), 1218-1241.
  - Stow, D.A.V., 2005. *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. Elsevier Academic Press, Burlington, MA, 320.
  - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*. 52(7), 1229-1258.
  - Sepkoski, J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*, 35-51. Springer, Berlin, Heidelberg.
  - Seyedmehdi, Z., George, A.D. and Tucker, M.E., 2016. Sequence development of a latest Devonian-Tournaisian distally-steepened mixed carbonate-siliciclastic ramp, Canning Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, 333, 164-183.
  - Taylor, S.R. and McLennan, S., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312
  - Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2), 12-32.
  - Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Wiley, 262.
  - Wang, S., Zou, C., Dong, D., Wang, Y., Li, X., Huang, J. and Guan, Q., 2015. Multiple controls on the paleoenvironment of the Early Cambrian marine black shales in the Sichuan Basin, SW China: Geochemical and organic carbon isotopic evidence. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 660-672.
  - Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52(1-3), 1-81.
  - Walliser, O.H., 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. In *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, Heidelberg, 225-250.
  - Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the Early-Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, 23, 31-49.